

Херасюк  
№ 3

Номер 3

ISSN 0016-853X

Май - Июнь 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пущаровский



Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 3 1998 Май–Июнь**

Основан в 1965 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0016-853x

*Главный редактор*  
**Ю.М. Пушаровский**

*Заместитель главного редактора*  
**А.А. Моссаковский**

*Ответственный секретарь*  
**В.С. Буртман**

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

*Yu.M. Puscharovsky – Editor*  
*A.A. Mossakovsky – Coeditor*  
*V.S. Burtman – Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev,  
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,  
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,  
A.S. Perfiliev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

*Postmaster:* "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

*Научные редакторы* Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

*Адрес редакции:* 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН  
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

**Москва**  
**Издательство "Наука"**  
**Международная академическая**  
**издательская компания "Наука"**

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1998 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 1998

---

---

Проблема соотношений восточных частей Лавразии и Гондваны в позднем палеозое и мезозое – главный дискуссионный вопрос истории формирования Индийского океана <i>Е. Е. Милановский, В. Е. Милановский</i>	3
Динамика развития Предуральского краевого прогиба <i>Б. И. Чувашов</i>	22
Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала <i>А. А. Савельев, О. В. Астраханцев, А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, Г. Н. Савельева</i>	38
Геотермический режим и генезис литосферы бассейнов Восточного Средиземноморья <i>Е. В. Вержбицкий, В. Г. Казьмин</i>	51
Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных <i>Э. Н. Лишневецкий</i>	59
О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) <i>М. Г. Леонов, Д. С. Зыков, С. Ю. Колодяжный</i>	71
Структурная эволюция Кукаозерского сегмента Северо-Карельской коллизионной зоны <i>И. И. Бабарина</i>	80

---

---

# Contents

---

---

## No. 3, 1998

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).  
*Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Aspects of the Origin of the Indian Ocean I. Development of Theories Concerning the Origin and Evolution of the Indian Ocean <i>E. E. Milanovsky and V. E. Milanovsky</i>	3
Dynamics of the Evolution of the Uralian Foredeep <i>B. I. Chuvashov</i>	22
Structure and Deformation Phases of the Northern Terminus of the Magnitogorsk Zone, Urals <i>A. A. Saveliev, O. V. Astrakhantsev, A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and G. N. Saveliev</i>	38
Heat-Flow Parameters and Genesis of the Lithosphere in the East Mediterranean Basins <i>E. V. Verzhbitskii and V. G. Kaz'min</i>	51
Regional Irregularities in the Structure and Density of Archean Basement in Karelia in the Light of Gravity Data <i>E. N. Lishnevskii</i>	59
Evidence of Basement Rock Flow in Postglacial Time (North Karelia Zone, Baltic Shield) <i>M. G. Leonov, D. S. Zykov, and S. U. Kolodiaznyi</i>	71
Structural Evolution of the Lake Kukas Segment, North Karelia Collision Zone <i>I. I. Babarina</i>	80

---

---



УДК 551.24(267)

# ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЙ ВОСТОЧНЫХ ЧАСТЕЙ ЛАВРАЗИИ И ГОНДВАНЫ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ – ГЛАВНЫЙ ДИСКУССИОННЫЙ ВОПРОС ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 1998 г. Е. Е. Милановский, В. Е. Милановский

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 25.03.97 г.

Рассматривается развитие представлений о происхождении и истории формирования Индийского океана, начиная с идей Э. Зюсса об обрушении внутренних частей Гондваны и А. Вегенера – о взаимном расхождении ее континентальных блоков и кончая современными альтернативными концепциями тектоники литосферных плит и умеренного расширения Земли. Обсуждается принципиально важная для понимания происхождения впадины Индийского океана дискуссионная проблема об “исходных”, т.е. предшествовавших ее возникновению, пространственных соотношениях восточных частей Лавразии и Гондваны, в частности, Китайской платформы, Тибета и Индостана в позднем палеозое и раннем мезозое. Показывается ошибочность популярной плитотектонической модели “широкого Тетиса”, т.е. океанского бассейна шириной до 8–10 тыс. километров, представлявшего огромный залив Панталассы, разделявшего Евразию и восточную часть Гондваны до ее распада и, напротив, соответствие геологическим данным альтернативного представления об их относительной близости в начале мезозоя, существовании между ними сравнительно узкого полосовидного геосинклинального бассейна или гирлянды бассейнов (модель “узкого Тетиса”) и последующем возникновении Индийского океана в результате раскола и взаимного расхождения главных континентальных блоков Восточной Гондваны. Однако принятие этой модели требует допущения о некотором расширении Земли в мезокайнозое.

## ВВЕДЕНИЕ

Вопросы происхождения и геологической истории океанов, и в их числе – огромной впадины Индийского океана, принадлежат к числу кардинальных, ключевых проблем геологии, еще ожидающих своего окончательного решения. История становления и эволюции представлений по этим проблемам отмечена острой борьбой и неоднократными сменами ведущих теоретических идей. До середины 20-го века из-за крайне слабой геологической изученности дна океанов суждения об их строении, генезисе, возрасте и эволюции почти целиком базировались на знаниях о геологии континентов, и лишь в последние десятилетия все большую роль приобретают данные геолого-геофизического изучения самих океанов.

В последней трети 19-го века роль ведущей парадигмы в геологии приобрела гипотеза контракции, т.е. последовательного сокращения площади поверхности и объема Земли в результате охлаждения в связи с постепенной невосполнимой потерей изначально заключенного в ее недрах запаса тепловой энергии – процесса, теоретически обоснованного выдающимся физиком В. Томсоном (лордом Кельвином). По представлениям великого австрийского геолога Э. Зюсса, контракция проявлялась как в форме горизонтального сжа-

тия и коробления различных зон земной коры, превращавшихся в складчатые пояса, так и в форме погружения других ее зон в виде впадин и грабенов, ограниченных вертикальными сбросами, при отсутствии сравнимых с ними по масштабу поднятий в других областях Земли. Согласно Э. Зюссу, впадины океанов, в том числе Индийского, представляют собой наиболее обширные, глубокие, некомпенсированные тектонические депрессии, опускание которых отражает длительный необратимый процесс уменьшения объема Земли [53].

Анализируя характер структурных соотношений окраин континентов с конфигурацией береговых линий соседних океанов, Э. Зюсс выделил два главных типа побережий – тихоокеанский и атлантический, отражающие важные отличия в строении, происхождении и, отчасти, возрасте океанических впадин (в современной геотектонике им соответствуют понятия о так называемых активных и пассивных окраинах). Первый тип характеризуется взаимным параллелизмом тектонических зон окраин континентов, представляющих собой молодые складчатые области, и границ прилегающего океана. Второй тип, присущий подавляющей части побережий Индийского океана, отличается дискордантными соотношениями между простиранием структур в краевых частях континентов, в основном выраженных докембрийскими платформами, и

ориентировкой “срезающих” их бортов более молодых наложенных океанских впадин. Э. Зюсс выявил поразительное сходство в строении и геологической истории южных континентов – Африки, Южной Америки, а также Индии, Мадагаскара и, как мы теперь знаем, Австралии и Антарктиды, что позволило ему рассматривать их в качестве фрагментов некогда единого огромного континента – Гондваны, впоследствии разобнесенных в результате возникновения внутри него вследствие опускания глубоких впадин Индийского и южной части Атлантического океана и грабена Красного моря. Гениальная идея Э. Зюсса о былом существовании Гондванского мегаконтинента выдержала испытание временем, хотя большинство современных исследователей не разделяет его мнения об опускании ложа океанов как главной причине его распада. Э. Зюсс также предположил, что Гондванский мегаконтинент в течение длительного времени отделялся от расположенного севернее континента Евразии обширным полосовидным в плане морским бассейном Тетис, на месте которого в позднем кайнозое в результате горизонтального сжатия земной коры образовались альпийские складчатые горные сооружения Средиземноморского подвижного пояса, а также реликтовые впадины Средиземного моря [52, 53].

Таким образом, Э. Зюсс предполагал, что океанические впадины образуются в результате глубоких опусканий квазиоднородной (?) земной коры, но, в отличие от Ч. Лайеля, считал, что они не сочетаются с поднятиями в других областях Земли и возникают не в условиях неизменности ее размеров, а в обстановке постепенного сжатия и сокращения площади поверхности и объема нашей планеты и обусловлены последним.

В начале 20-го века теоретические основы контракционной гипотезы и вера в возможность ее приложения к объяснению происхождения океанических впадин вследствие постепенного охлаждения и сжатия Земли были подорваны в результате открытия явления радиоактивного распада элементов, указавшего на существование в ее недрах мощного источника термальной энергии. Уже первые изотопно-геохронологические исследования показали, что возраст Земли измеряется не десятками или сотней миллионов лет, как следовало из расчетов лорда Кельвина, а превышает миллиард лет.

По мере развития геофизических исследований стали выявляться существенные различия в глубинном строении континентальных блоков с относительно легкой и мощной корой и ложа океанов с более плотным субстратом: для них стали соответственно использоваться предложенные Э. Зюссом термины *сиаль* и *сима*. Состояние приблизительного изостатического равно-

весия между ними заставило отказаться от предположения о возникновении океанических впадин в результате опускания латерально квазиоднородной земной коры. Осознание значения этих открытий для геологии позволило выдающемуся немецкому геофизику А. Вегенеру в 1912 г. выдвинуть и обосновать принципиально новую гипотезу о возможности дрейфа сиалических континентальных глыб по симатическому субстрату, который под океанами перекрывается лишь толщей осадков [4]. Опираясь на подмеченное еще в начале 17-го века Ф. Бэконом, но не находившее убедительного объяснения поразительное сходство контуров побережий Атлантического и некоторых участков побережий Индийского океана, А. Вегенер связал их возникновение с расколом в конце палеозоя суперконтинента Пангеи, объединявшего все нынешние материковые блоки как южной (гондванской), так и северной (лавразийской) групп, в то время тесно примыкавшие одна к другой, и их последующим расхождением. Фрагменты западной части Пангеи – нынешние блоки Южной, Северной Америки и Гренландии – относительно отодвинулись к западу от ее восточной части, включавшей Евразию и большую часть Гондваны, и между ними возникла впадина Атлантического океана. В свою очередь, восточногондванская агломерация в течение мезозоя и кайнозоя также распалась на пять главных удалявшихся один от другого континентальных блоков. Три северных блока – Африканский, полуотколовшийся от него Аравийский и Индийский – сохранили более или менее тесную связь с Евразийским, а южные – Австралийский и Антарктический – перемещались соответственно к востоку и к югу (рис. 1). В результате центробежного расхождения континентальных блоков, составлявших в начале мезозоя Восточную Гондвану, внутри нее зародилась и постепенно разрасталась впадина Индийского океана с симатическим ложем. Горизонтальные взаимоперемещения материковых глыб и связанное с ними возникновение океанических впадин, кроме более древней впадины Тихого океана (Панталассы), А. Вегенер объяснял процессом дрейфа легких сиалических блоков по более плотному симатическому субстрату, подобным плавающему льдин или айсбергов, и пытался найти его движущие силы.

Новаторская мобилистская концепция А. Вегенера приобрела в 20-х годах поддержку ряда крупных преимущественно европейских геологов (Э. Арган, Дж. Джели, Р. Штауб, А.А. Борисак, Б.Л. Личков и др.), но в дальнейшем, после трагической гибели ее автора в 1930 г. во льдах Гренландии, стала утрачивать популярность в связи с тем, что предполагавшиеся А. Вегенером причины горизонтальных перемещений сиалических блоков были признаны недостаточными, а сама их возможность вызывала глубокие сомнения.

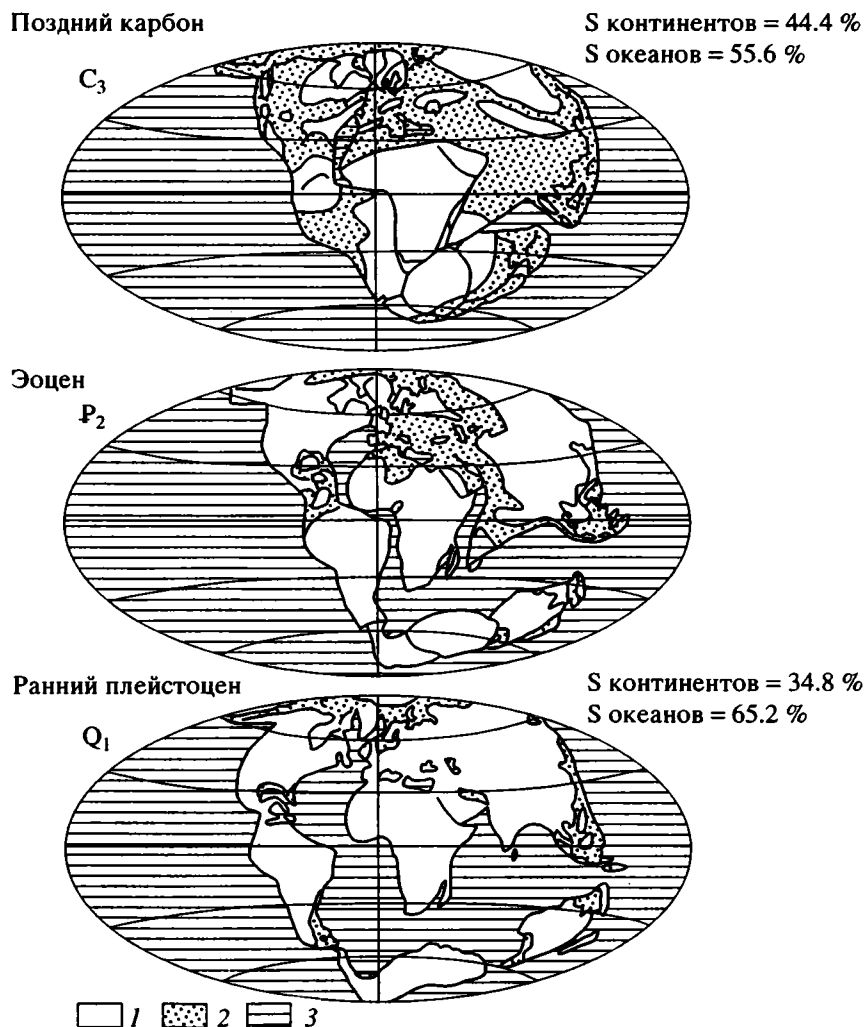


Рис. 1. Реконструкции поверхности Земли для трех периодов (поздний карбон, эоцен и ранний плейстоцен), согласно теории дрейфа континентов А. Вегенера (за центр отсчета условно принята Африка).

1 – суша; 2 – мелководье; 3 – глубоководье.

В 30–50-х годах ее продолжали активно поддерживать и развивать лишь некоторые крупные исследователи гондванских континентов (А. Дю-Тойт, Р. Маак, Лестер Кинг, Д. Вадиа, У. Кэри).

Следует обратить внимание на то, что хотя последовательные фазы истории распада Пангеи и относительных перемещений ее континентальных фрагментов были представлены А. Вегенером на серии мировых карт формально одинакового масштаба (для позднего карбона, эоцена и раннего плейстоцена), суммарные площади континентальных блоков (с их мелководными участками) и площади океанического ложа на них очень сильно различаются [13, 14]. Так, на карте для позднего карбона они составляют соответственно 44.5 и 55.6% от всей поверхности Земли, а на картах для раннего плейстоцена – соответственно 34.8 и 65.2%. Согласно концепции А. Вегенера, площади “непотопляемых” континенталь-

ных блоков с легкой сиалической корой в мезозое и кайнозое не могли существенно изменяться и происходили лишь их относительные горизонтальные взаимоперемещения. Вместе с тем, их общая площадь на карте для позднего карбона превосходит таковую на карте для плейстоцена в 1.276 раза. Отсюда следует, что палеотектонические карты Мира для этих эпох были в действительности составлены им в разных масштабах: на карте для позднего карбона им был принят линейный масштаб, в 1.13 раза более крупный, чем на карте для раннего плейстоцена. Но тогда из анализа построений А. Вегенера вытекает, что общая площадь Земли должна была возрасти к концу палеозоя в 1.276 раза, или на 27.6%, а ее радиус – соответственно в 1.13 раза, или на 13%. Поскольку же суммарная площадь континентов за это время существенно не изменилась, то общее увеличение площади земной поверхности могло

произошли лишь за счет расширения площади океанов в 1.48 раза, или на 48%. Сказанное позволяет предположить, что А. Вегенер, может быть, сам того не сознавая (?) или не решаясь “поставить точки над *i*”, по существу, допускал вероятность разрастания площади ложа океанов и за счет этого – общего расширения поверхности и увеличения объема Земли в течение мезозоя и кайнозоя, т.е., возможно, был “стихийным экспансионистом”.

Восстановление во второй трети 20-го века господства идей фиксизма вернуло геологов либо к предположениям о реликтовом, “первичном” характере океанской коры, которая может в ходе длительного и сложного геосинклинального процесса постепенно преобразовываться в континентальную, либо к представлениям о формировании океанических впадин в ходе глубокого, некомпенсированного погружения огромных континентальных областей Земли, предположительно связанного с гипотетическими процессами тектоно-магматической либо метаморфической переработки – базификации [3] или эклогитизации [2]. Веским аргументом в пользу связи формирования или “обновления” ложа океанических впадин с гипотетической “базификацией” считалось широкое развитие в их пределах базальтового вулканизма, синхронного мезо-кайнозойским трапповым извержениям на континентах.

Вместе с тем, все более вероятной для большинства исследователей становилась разновозрастность океанических впадин. Г. Штилле [50] сформулировал представление о существовании древних (Ur-Ozeane) и молодых океанов (Neu-Ozeane), к которым были отнесены соответственно Тихий и Индийский океаны.

По мере накопления геофизических данных об особенностях глубинного строения океанов становились все более очевидными кардинальные отличия их коры от гораздо более мощной и сложно построенной коры континентов. В связи с этим возможность объяснения формирования ложа океанов вследствие глубокого преобразования коры континентов стала вызывать все большие сомнения.

В 60-х годах 20-го века начался новый этап в развитии представлений о происхождении и геологической истории океанов, в известном смысле возвращающихся к мобилистским идеям А. Вегенера. Этот пересмотр взглядов стал неизбежным в результате широко развернувшегося после второй мировой войны геоморфологического, геологического и геофизического изучения дна океанов с применением мощной современной техники, которое приоткрыло новый экзотический мир, совершенно не похожий на мир материковой геологии. Была обнаружена проходящая через все океаны грандиозная система внутриокеаниче-

ских спрединговых поясов, выявлены возникшие в ходе их разрастания полосовидные магнитные аномалии, прослеженные на большей части ложа океанов, установлены пространственные и генетические связи этих поясов с давно известными рифтовыми зонами континентов, образование многих из которых, как оказалось, предшествовало “раскрытию” океанского дна. Формированию и углублению новых представлений о происхождении и истории океанов в огромной мере способствовали успехи в проведении начатого в конце 60-х годов глубоководного океанского бурения.

Новые данные однозначно свидетельствовали о происшедшем в позднем мезозое и кайнозое во всех океанах ширококомасштабном процессе раздвигания их ложа в осевых зонах спрединговых поясов и последовательного заполнения образующихся “зияний” дериватами поднимающихся из мантии масс глубинного базит-ультрабазитового материала, формирующего все более новые генерации океанской коры. Реальность спрединга к настоящему времени признана практически всеми исследователями. Открытие спрединга, как глобального процесса новообразования океанской коры, происшедшего в позднем мезозое и кайнозое как в “молодых” океанах, так и в считающемся большинством геологов более древним Тихом океане, привело в 60-х годах к возрождению и модернизации двух альтернативных геотектонических концепций, в которых развитие океанических впадин и Земли в целом в мезозое и кайнозое, а возможно, и в предшествующие эпохи ее истории получило различную интерпретацию.

А. В первой половине 60-х годов Т. Вилсоном [57], Г. Хессом [40] и Р. Дитцем [36] была намечена, а в конце 60-х годов в серии работ Кс. Ле-Пিশона, В. Моргана, Б. Айзекса, Дж. Оливера, Л. Сайкса и др. в более разработанном и полном виде изложена геодинамическая концепция “новой глобальной тектоники”, или тектоники литосферных плит, быстро приобретшая огромную популярность за рубежом и признание со стороны части отечественных геологов и геофизиков. Отметим лишь некоторые существенные для нашей темы ее элементы. Как одно из важнейших исходных положений в этой концепции был принят постулат (а по существу, догма) о неизменности размеров Земли в геологическом прошлом и вытекающее из него представление о существовании гипотетических зон поглощения океанской коры, в которых должно в глобальном масштабе компенсироваться ее новообразование в зонах спрединга. Такая роль была приписана сейсмофокальным зонам глубокофокусных землетрясений на окраинах Тихого океана и на отдельных краевых участках Индийского и Атлантического океанов,

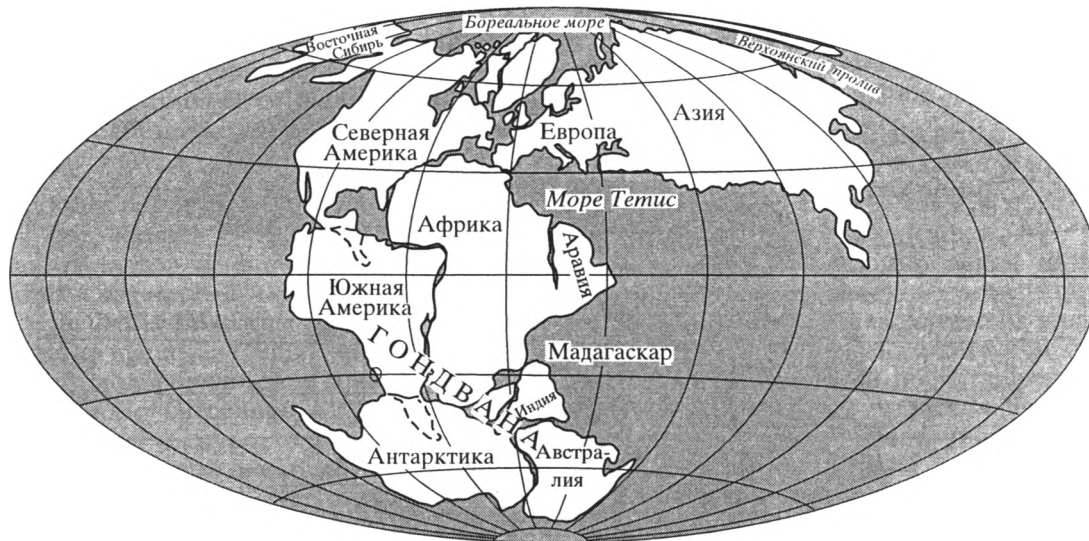


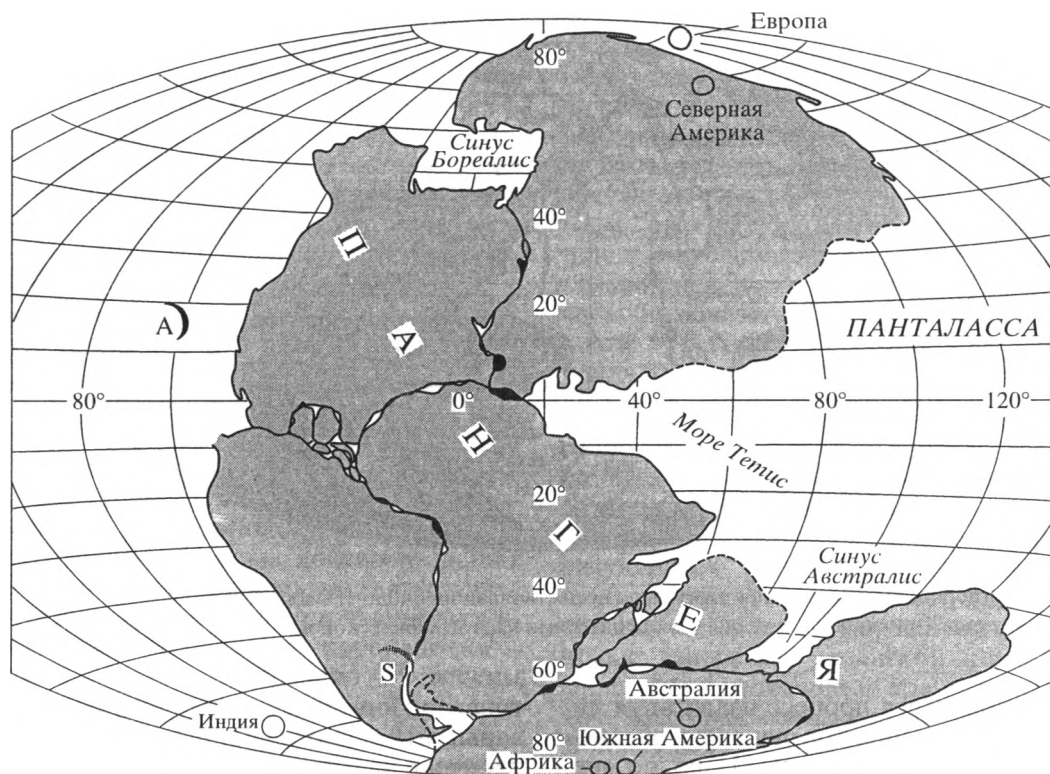
Рис. 2. Единый суперконтинент, предположительно существовавший около 150 млн. лет назад. Искажения контуров континентов связаны с особенностями картографической проекции. По [57].

где ранее предполагался процесс надвигания литосферы окраин континентов на ложе океанов (Г. Штилле [49], П.Н. Кропоткин [11]), но, по мнению сторонников плитотектоники, напротив, должно происходить пододвигание (субдукция) океанской коры под окраины континентов.

Другим важнейшим положением плитотектонической концепции является идея о непрерывном, глобальном распространении в верхах мантии, на глубинах от нескольких километров под осевыми зонами спрединговых поясов до 100 км под континентальными платформами, относительно пластичной аномально прогретой оболочки – астеносферы, по которой могут “скользить” покоящиеся на них относительно жесткие литосферные плиты с океанической и частично континентальной корой, в целом перемещающиеся от зон спрединга к зонам субдукции. (В дальнейшем, однако, выяснилось, что под древними ядрами континентов мощность литосферы может достигать 300–450 км [45], что делает возможность скольжения литосферных плит со столь неровной подошвой весьма сомнительной). Входящие в состав литосферных плит легкие блоки континентальной литосферы, в отличие от океанической, практически не поддаются субдукции, т.е. являются “непоглощаемыми”. Поэтому их суммарная площадь, как и суммарная площадь океанической литосферы (зарождающейся в зонах спрединга и исчезающей в зонах субдукции), не претерпели в мезозое и кайнозое существенных изменений.

Как и в реконструкциях А. Вегенера, в современных плитотектонических моделях предполагается существование в конце палеозоя суперкон-

тинента Пангеи, состоявшей из Лавразии и Гондваны, и ее последующий распад в мезозое и кайнозое на ряд континентальных блоков, между которыми образовались впадины Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Их суммарная площадь примерно равна современной площади Тихого океана (около 180 000 км<sup>2</sup>), и коль скоро в конце палеозоя они еще не существовали, то площадь Тихого океана (Панталассы) должна была вдвое превышать нынешнюю. Но в отличие от Э. Зюсса, предполагавшего существование между Гондваной и Лавразией относительно узкого полосовидного в плане морского бассейна Тетис, и тем более от А. Вегенера, допускавшего их непосредственное соприкосновение на огромном пространстве Пангеи, в “плитотектонических” реконструкциях для конца палеозоя–начала мезозоя, начиная с моделей Т. Вилсона [56], Р. Дитца и Дж. Холдена [37], тесное сближение Лавразии и Гондваны допускалось лишь в западной части Пангеи, тогда как восточнее они должны были отстоять одна от другой на 6–8 и даже на 10 000 км, разделяясь гигантским треугольным в плане океаном Тетис (рис. 2, 3), который в этих моделях играл роль вдающегося к западу залива Тихого океана (или Панталассы), но по своим размерам не уступал ни современному Тихому океану, ни суммарной площади всех “молодых океанов”. Такая конфигурация Пангеи и компоновка составлявших ее континентальных блоков, равно как и конфигурация Тихого океана, резко отличная от рисовавшейся А. Вегенером, является единственно возможной, если считать размер Земли с конца палеозоя постоянным (выше отмечалось, что вегенеровская реконструкция для позднего палеозоя в действительности соответствовала



**Рис. 3.** Единый континентальный массив Пангея, как он мог выглядеть 200 млн. лет назад.

Пангаласса являлась предком Тихого океана. Море Тетис (предок Средиземного моря) образовывало обширный бассейн, разделявший Африку и Евразию. Относительное взаиморасположение континентов, за исключением Индии, основано на наилучшей “подгонке” с использованием компьютера, причем за границы континентальных блоков принята изобота в 1000 фатомов (1.82 км). Позиции магнитных полюсов относительно разных континентов для пермского периода показаны кружками. Они группируются вблизи географических полюсов. Районы, обозначенные как А) и S), отвечают современному географическому положению Антильской и Южно-Антильских островных дуг. По [37].

Земле меньшего размера). Происхождение и геологическая история Индийского океана, согласно плитотектоническим реконструкциям, принципиально отличаются от таковых для Атлантики. Если впадина Атлантического океана образовалась в мезозое в результате квазисимметричного спрединга в зоне Срединно-Атлантического хребта, разобщившего и далеко отодвинувшего один от другого континенты западной и восточной частей Пангеи, то впадина Индийского океана, согласно плитотектоническим моделям, в целом как бы “заместила” собой Тетический залив Тихого океана, расположившись примерно в той же области, где существовал последний.

**Б.** Другая, альтернативная, концепция, объясняющая происхождение океанических впадин, была предложена в конце 50-х–начале 60-х годов американским исследователем Б. Хизеном [39] и независимо от него – австралийским геологом У. Кэри, разработавшим ее наиболее глубоко и всесторонне [33], и поддержана и развита в работах ряда западноевропейских, индийских, австралийских, а также советских геологов [12, 15, 21 и др.]. Речь идет о возрождении и дальнейшем развитии вы-

двинутой в конце прошлого века гипотезы расширения Земли в ее “умеренных”, геологически наиболее правдоподобных вариантах (включая концепцию неравномерного во времени расширения Земли, осложняемого ее пульсациями). С этих позиций формирование молодых океанических впадин, как и в плитотектонических моделях, объясняется процессом раздробления в конце палеозоя–начале мезозоя массива континентальной литосферы, сконцентрированной в суперконтиненте Пангее, состоявшем из тесно сближенных мегаконтинентов Гондваны и Лавразии, и последующим распадом Пангеи на ряд отодвигавшихся один от другого континентальных блоков, в зонах раздвига между которыми в позднем мезозое и кайнозое в ходе спрединга образовались обширные глубоководные впадины с корой океанского типа. Но в отличие от концепции тектоники литосферных плит, концепция умеренного расширения не связана догмой о неизменном размере Земли, допуская возможность ее увеличения в течение мезозоя и кайнозоя в минимальных, геологически оправданных пределах (до 10–15% по радиусу и соответственно до 21–32% по площади земной

поверхности), и не нуждается в предположении о “поглощении” огромных площадей и объемов океанской коры в гипотетических зонах субдукции, равновеликих площадям и объемам океанской коры, одновременно формирующейся в зонах спрединга.

В глобальных реконструкциях, основанных на концепции расширения Земли, предполагается, что в конце палеозоя–начале мезозоя лавразийская и гондванская части Пангеи разделялись подвижным Средиземноморским поясом, на разных этапах развития представлявшим собой то весьма протяженный полосовидный в плане морской бассейн или систему бассейнов, в которой сочетались мелководные и глубоководные зоны (частично обладавшие корой океанского типа), то системе из возникших на их месте складчатых горных сооружений.

В мезозое и кайнозое площадь Тихоокеанской впадины либо не претерпела существенных изменений, либо даже несколько возросла [33], а возникновение и расширение новообразованных Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов лишь частично компенсировалось сокращением площади континентальной литосферы в зонах ее горизонтального сжатия и утолщения вследствие складчатости, развития шарьяжей, надвигов и поддвигов (включая обдукцию и субдукцию в ограниченных масштабах), общего смятия, роста гор и их “корней”, метаморфических преобразований и т.п.

С позиции концепции умеренного расширения Земли образование ложа Индийского океана рисуется как результат раздробления мегаконтинента Гондваны и расхождения некогда тесно смыкавшихся блоков континентальной литосферы. Но в отличие от процесса формирования Атлантического океана, они не расходились в противоположные стороны, а перемещались в различных направлениях, грубо – центростремительно один относительно другого. Если в плитотектонических моделях литосферные плиты, в том числе включающие блоки с континентальной корой, перемещаются по кровле якобы непрерывной астеносферы, лежащей на глубинах 50–100 км (а в действительности как единое целое на этих глубинах не существующей), то в моделях расширения Земли эти блоки представляются тесно связанными с их мантийным субстратом, как бы “приваренными” к нему, и перемещаются вместе с ним как пластины толщиной до нескольких сот километров (скользящие по поверхности близ границы верхней и нижней мантии) или даже до 2900 км (покоящиеся на поверхности внешнего жидкого ядра, играющего роль главного астеносферного слоя) [33]. Это не исключает, однако, возможности более локальных относительных горизонтальных перемещений отдельных менее мощных коровых

или верхнемантийных пластин внутри толстых коромантийных плит, о чем свидетельствуют многочисленные данные о тектонической слоенности коры и верхней мантии Земли.

Таковы две главные альтернативные теоретические концепции, претендующие на воссоздание достоверной картины формирования впадины Индийского океана.

Если историю формирования возникшего в процессе распада западной части Пангеи Атлантического океана с характерным для его краев взаимным параллелизмом контуров континентов большинство геологов представляет себе более или менее сходно, то происхождение образовавшейся в ходе распада восточной части Гондваны Индоокеанской впадины, обладающей неправильной, субизометричной формой, рисуется разными исследователями по-разному, в связи с существованием резко различных представлений относительно “исходной” конфигурации Пангеи и ее главных элементов – Лавразии и Гондваны, их пространственных соотношений, а также относительно формы и тектонической природы разделявшего их, по крайней мере, частично, в конце палеозоя и мезозое бассейна Тетис. Условно, для краткости назовем эти системы альтернативных представлений концепциями “узкого Тетиса” и “широкого Тетиса”.

Ключевым вопросом, в котором фокусируются резкие отличия и противоречия в трактовке происхождения и геологической истории Индийского океана, является вопрос о тектоническом положении, которое занимал в структурном плане Земли Индостанский блок Гондваны, его горизонтальных перемещениях с конца палеозоя до кайнозоя, пространственных соотношениях с другими блоками восточной части Гондваны (Афро-Аравийским, Мадагаскарским, Австралийским и Антарктическим), а также с соседними “стабильными” тектоническими областями юго-восточной части Лавразии (Китайской платформой, Индокитайским и Синобирманским массивами). Остановимся несколько подробнее на этих альтернативных концепциях.

### КОНЦЕПЦИЯ “УЗКОГО ТЕТИСА”

Часть исследователей, начиная с А. Вегенера [4], представляют суперконтинент Пангею как огромный, почти округлый в плане континентальный массив, лавразийская и гондванская половины которого были в конце палеозоя тесно сближены и разделялись относительно узким Средиземноморским подвижным поясом (или поясом Палео-Тетис, как его называют, имея в виду его развитие в палеозое и триасе). На одних этапах своего длительного полициклического развития этот пояс был в основном выражен в виде весьма протяженного, полосовидного в плане



морского бассейна или цепочки бассейнов, частью мелководных, а частью – глубоководных и обладавших корой субокеанского типа, собственно и названной Э. Зюссом применительно к мезозойскому периоду развития этого пояса морем (или океаном) Тетис [52, 53], а на других этапах, в эпохи коллизии Гондваны и Лавразии, – в виде периодически формировавшихся в его пределах гирлянд из удлиненных складчатых горных сооружений. Эти представления, в отношении палеогеографической роли моря Тетис и происхождения Средиземноморского складчатого пояса восходящие к идеям Э. Зюсса, были развиты и получили мобилистскую интерпретацию в трудах А. Вегенера [4], Э. Аргана [1] и Р. Штауба [25].

Однако подобную “плотную” компоновку мегаконтинентальных массивов Лавразии и Гондваны в составе суперконтинента Пангеи на Земле современного радиуса невозможно осуществить без очень сильных деформаций контуров этих континентальных массивов. Напомним, что вегенеровская палеотектоническая реконструкция Пангеи на конец карбона фактически была выполнена для Земли, площадь поверхности которой, если считать, что суммарная площадь всех континентальных массивов не претерпела с этого времени существенных изменений, должна была на 25–30% уступать ее современной площади [15].

В последние двадцать лет реконструкции процесса распада восточной части Гондваны и формирования Индоокеанской впадины, основанные на представлениях о Тетисе как относительно узком (не более 2–3 тысяч километров) полосовидном морском бассейне, приуроченном к Средиземноморско-Гималайскому подвижному поясу, и допускающие возможность некоторого расширения Земли в мезозое и кайнозое, предлагались рядом исследователей, в частности, А. Ганссером [5], И. Штёклином [26, 51], Ж.-П. Бассуле [29], У. Кэри [33], Ф. Ахмадом [27, 28] (рис. 4), И. Бхатом [30, 31], В.С. Такиром [19, 55], Чанг Ченгфа и Пан Юшеном [24] и др., и нашли подтверждение в последних работах ведущих китайских геологов Ван Хонжена Мо Суансю, Лиана и др. [43, 56], Сяо Сучана и Ли Тиндона [58] и др. Эти представления, которые опираются на достоверные геологические данные, разделяются авторами статьи и отражены в серии составленных ими палеотектонических схем для северной и центральной частей Индоокеанского региона (рис. 5, А–Ж). Согласно этим представлениям, восточная часть палеозойского Средиземноморского подвижного пояса (пояса Палео-Тетис) ограничивалась с юга северной окраиной Гондванского суперконтинента, включавшей такие тектонические элементы, как входящие ныне в состав Средиземноморского складчатого пояса срединные массивы Ирана, Афганистана, Тибета и т.д., а до конца среднего палеозоя – также Сино-Бирманский массив. В результате коллизии восточных частей Гондваны и

Лавразии северные зоны Средиземноморского пояса (Палео-Тетис), с сохранившимися фрагментами коры океанского типа, протягивающиеся через Большой Кавказ–Северный Памир–Куньлунь до Циньлина, подверглись в конце герцинского цикла, в карбоне–ранней перми, сильному горизонтальному сжатию. Однако самые южные геосинклинальные зоны этого подвижного пояса, принадлежащие системе Мезо-Тетиса, в частности, Южно-Куньлуньская (Сунпан-Гандзи), Южно-Циньлинская, Юннань-Малайская, а также авлакогеосинклинальная зона Шонгда во Вьетнаме в поздней перми и триасе вновь испытали растяжение и погружение, сменившееся затем новым сильным сжатием и полным замыканием системы Мезо-Тетиса в конце триаса, т.е. в индосинийскую, или раннекиммерийскую, тектоническую эпоху. В итоге юго-восточная часть Лавразийского мегаконтинента, включавшая Таримский, Северо- и Южно-Китайский и Индокитайский массивы, оказалась тесно “спаянной” с северо-восточной частью Гондваны, включавшей, в частности, нынешние Северо- и Южно-Тибетский срединные массивы, Индостанскую платформу и ее северную окраину – Гималайскую мезазону (рис. 5А).

Но уже в поздней перми–триасе в некоторых зонах северной окраины Восточной Гондваны, куда в дальнейшем, в юре, переместилась осевая полоса Средиземноморского подвижного пояса (пояса Нео-Тетис), начался процесс раздробления и растяжения континентальной коры. Так, на границе Южно-Тибетского массива и Гималаев (от Кашмира на западе до Ассама на востоке), где впоследствии возникла офиолитовая зона Инда-Цангпо, в обстановке континентального рифтогенеза происходили субаэральные извержения щелочных и толеитовых базальтов – так называемых “панджальских траппов” [20, 28, 30, 31, 55]. Аналогичные мощные преимущественно наземные извержения щелочных базальтов и более кислых субщелочных вулканитов (“базальтов Эмэйшань”) имели место в поздней перми и триасе также в пределах северо-восточной “рамы” Средиземноморского пояса, на юго-западном краю Южно-Китайской субплатформы.

Однако ни в позднем палеозое, ни в триасе, согласно новейшим данным китайских геологов [58], в пределах Тибетского плато не обнаруживаются никаких следов глубокого и широкого океана, предполагаемого некоторыми исследователями, и присутствуют лишь мелководно-морские и континентальные образования, в том числе с остатками типичной гондванской флоры и фауны, и флювиогляциальные (в Северном Тибете) и ледниковые (в Южном Тибете) отложения верхнего карбона, аналогичные таковым Индостана [28]. Количественный палеобиогеографический анализ остатков каменноугольной, пермской и триасовой фауны и флоры Тибета, проведенный

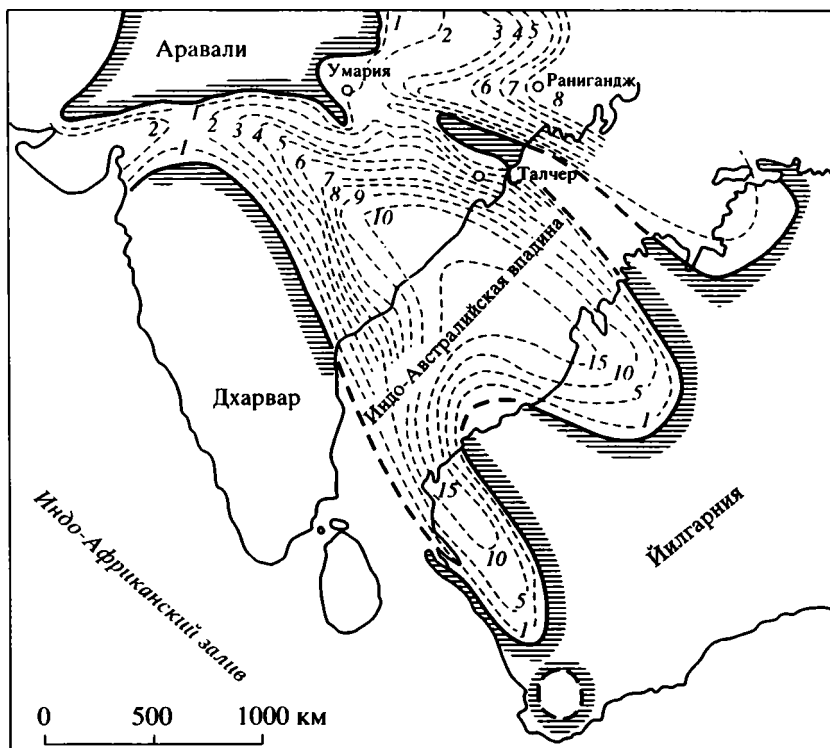


Рис. 4. Реконструкция палеогеографии Индо-Австралийского региона для пермского периода, по Ф. Ахмаду (из книги У. Кэри [33]).

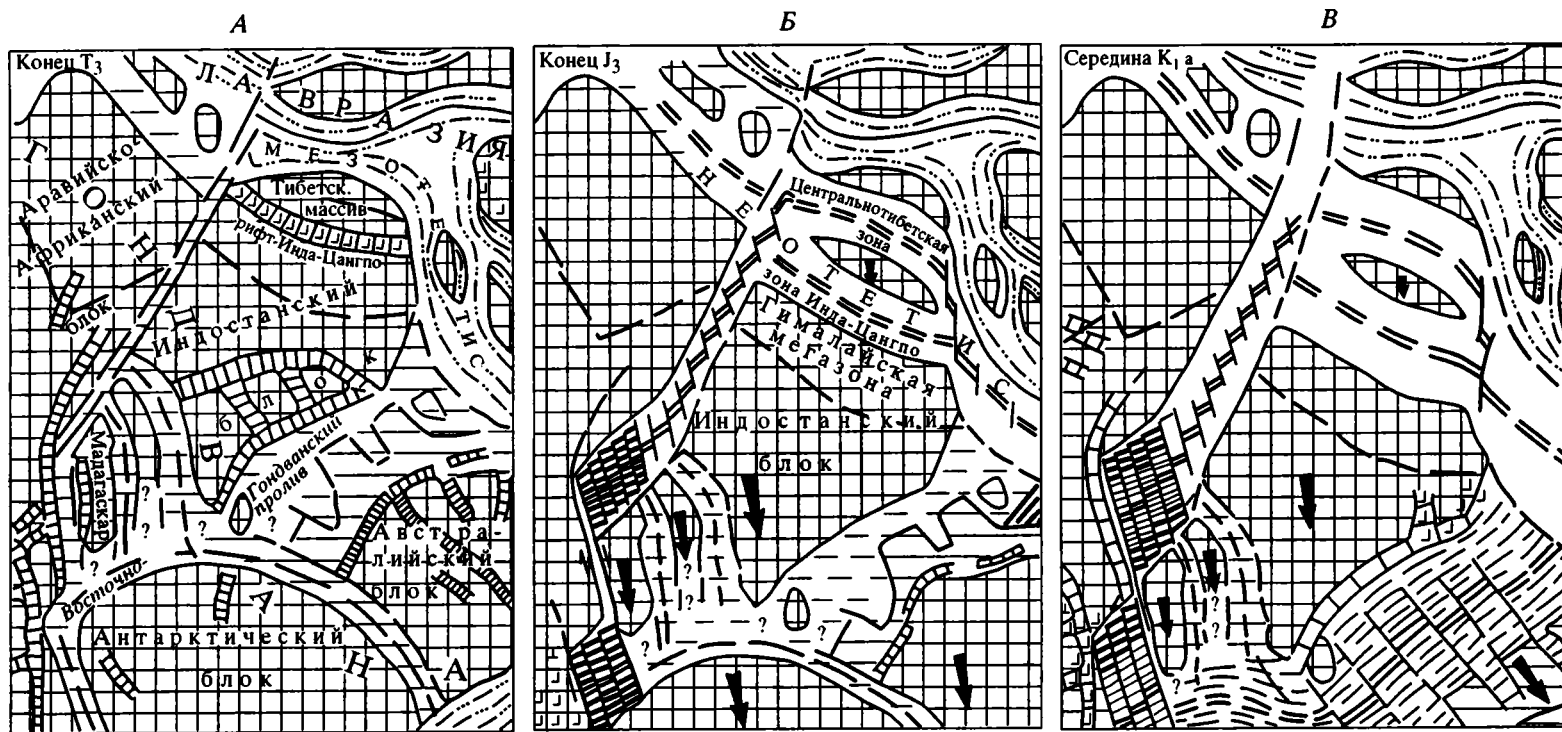
Цифры на изолиниях показывают мощность в тысячах футов. Бассейн осадконакопления был неглубоким и в основном неморским, но имели место пять эпизодов временного вторжения моря.

А. Смитом и Ксю Юнтао [48], показал отсутствие здесь сутурных швов, которые маркировали бы границы между резко сменяющимися один другой фаунистическими и флористическими комплексами и были бы связаны с былым существованием гипотетического широкого океана, разделявшего отдельные зоны Тибетско-Гималайского региона, а в более широком плане – Гондваны и Евразии со свойственными первой из них гондванской, а второй – ангарской и катаязийской флорами.

Изучение остатков рептилий [34, 54] показало, что представители всех семейств Индийских тетрапод присутствуют также в Китае, Восточной Азии, Африке, Европе и Северной Америке, что говорит об отсутствии между этими территориями вплоть до позднего триаса или даже лейаса океанических “барьеров”, но вместе с тем этих групп тетрапод нет в Австралии и Антарктиде, которые, по-видимому, в это время уже были изолированы от Индии, Мадагаскара и Африки разделившим Гондвану морским бассейном.

В конце триаса–ранней юре в зоне Инда-Цангпо резко усилилось горизонтальное растяжение континентальной коры. В позднем лейасе–доггере оно привело к ее полному разрыву и раскрытию бассейна с корой океанского типа, отделив-

шего северную, Гималайскую, мегазону Индо-станского континентального блока Гондваны от Южно-Тибетского массива (рис. 5Б). Почти одновременно, в ранней юре, произошло раскрытие океанской коры в Центральнотибетской раздвиговой зоне, разделившей Южно-Тибетский (Лхаса) и Северо-Тибетский (Тангла) срединные массивы. Процесс спрединга в этих новообразованных глубоководных эвгеосинклинальных бассейнах с океанской корой продолжался до раннего мела включительно, сопровождаясь смещением на сотни километров к югу Южно-Тибетского блока относительно Северо-Тибетского и еще значительно большим перемещением к югу Индо-станского континентального блока с его северной окраиной – Гималайской мегазоной, а также с примыкавшими к нему в юре и раннем мелу Сейшельским и Мадагаскарским континентальными блоками (см. рис. 5Б, 5В). По оценке китайских геологов [44, 58], скорость спрединга в зоне Инда-Цангпо, происходившего между 190 и 100 млн. лет, составляла в среднем около 1.5 см/год. При этом как к северу от океанического (по типу коры) бассейна Инда-Цангпо (т.е. на Южно- и Северо-Тибетском массивах), так и к югу от него (т.е. в самой северной зоне Гималайской системы – зоне Тибетских Гималаев, или Гималаев Тетиса), иначе говоря, на северной окраине Индо-станского



**Рис. 5.** Серия палеотектонических схем, отображающих отдельные этапы истории формирования центральной и северной частей ложа Индийского океана с конца триаса до кайнозоя: А – к концу триаса, Б – к концу юры, В – к середине апта, Г – к концу сантона, Д – к концу мела, Е – к концу эоцена. Условные знаки см. на рис. 4. Жирные стрелки показывают направления относительных перемещений континентальных блоков.

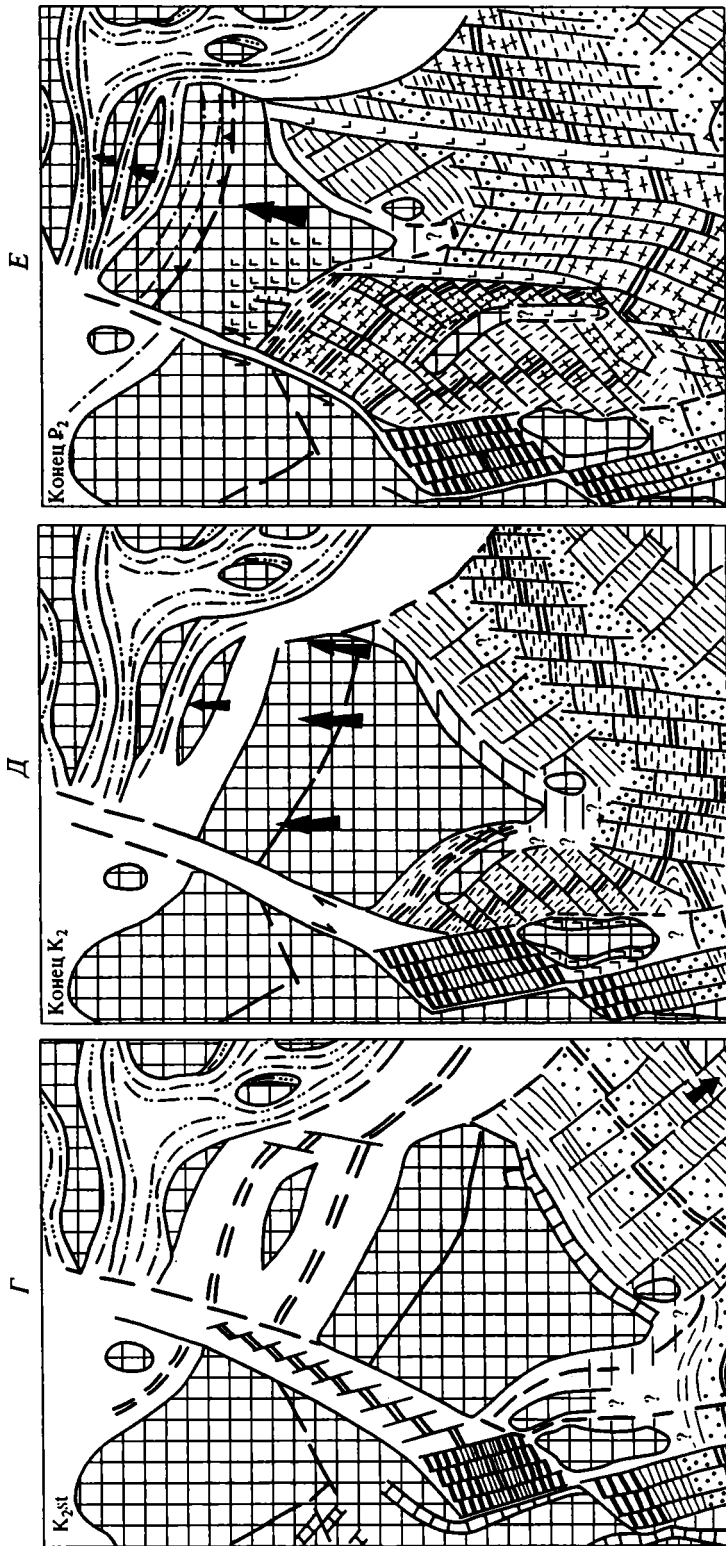


Рис. 5. Окончание.

блока в течение юры и мела продолжалось накопление мелководных морских осадков [60]. Вместе с Индостанским блоком, начиная со средней или поздней юры, смещались к югу примыкавшие к нему соответственно на юго-западе и юго-востоке Мадагаскаро-Сейшельский и Австралийский блоки (см. рис. 5Б). Между последним и Индостанским блоками в конце юры возникла и в раннем мелу постепенно расширялась зона спрединга (см. рис. 5В), а Индостанский блок вместе с Мадагаскаро-Сейшельским как единый континентальный массив продолжал смещаться к югу относительно Африканского вдоль Сомалийско-Мозамбикской сдвиго-раздвиговой зоны (см. рис. 5Б, 5В, 5Г).

В середине мела (около 100 млн. лет назад) спрединг в Центральнотибетском и Цангпо-Индском прогибах с новообразованной океанской корой закончился, и затем началось обратное перемещение Индостанского блока в север-северо-восточном направлении (см. рис. 5Г, 5Д). Суммарная ширина этих прогибов, возможно, достигшая к этому времени 2–2.5 тысяч километров, стала сокращаться (вероятно, в процессе субдукции их океанского ложа соответственно под Северо- и Южно-Тибетский массивы), пока, наконец, Центральнотибетский прогиб не превратился в узкую складчатую зону с сутурным офиолитовым швом Ланканг–Бангонг в конце мела, а прогиб Инда-Цангпо – в одноименную сутурную офиолитовую зону в позднем эоцене. Таким образом, непосредственная связь Лавразийского и Гондванского мегаконтинентов на Индо-Тибетском участке была нарушена в ранней юре вследствие возникновения между ними двух раздвиговых зон с корой океанского типа и их расширения, продолжавшегося до раннего мела. Затем, в результате начавшегося в середине мела сужения этих прогибов, завершившегося полным закрытием и раздавливанием Центральнотибетской офиолитовой зоны в конце мела, а Индской – в конце эоцена, связи Индостанского блока Гондваны (включая его северную, Гималайскую, мегазону) с Южно-Тибетским блоком, а последнего – с Северо-Тибетским блоком, еще в позднем триасе причленившимся к Лавразийскому суперконтиненту, вновь были восстановлены (см. рис. 5Г, 5Д, 5Е).

Главную роль в процессе дивергенции индостанского участка Гондваны и центральноазиатского участка Лавразии в течение юры и раннего мела играло значительное смещение к юго-юго-западу (в современных координатах) Индостанского блока (вместе со смежными с ним Сейшельским и Мадагаскарским блоками восточной части Гондваны) и меньшее смещение к югу Южно-Тибетского блока, тогда как евразийская часть Лавразийской литосферной плиты, по-видимому, сохраняла более или менее стабильное положение. При последующей конвергенции Ин-

достанского блока Гондваны с центральноазиатским участком Евразии в позднем мелу–эоцене вплоть до их коллизии главная роль принадлежала возвратному перемещению Индостанского блока к север-северо-востоку.

Согласно новейшим данным китайских, французских и английских палеомагнитологов [38, 42], в самом начале палеогена северная окраина Индостанского блока (Гималайская мегазона) располагалась на 4–5° с.ш., тогда как ныне этот район находится на 28.5° с.ш. и, таким образом, за кайнозой сместился к северу примерно на 24°, или на 2660 км. Южно-Тибетский массив соответственно переместился за кайнозой к северу с 12 до 30° с.ш., т.е. на 18°, или на 1980 км, Северо-Тибетский массив – с 27.5 до 32.5° с.ш., т.е. на 5°, или на 550 км, и наконец, район Цайдамской впадины, расположенной в нескольких стах километров севернее Тибета (в пределах пояса Палеотетиса) – с 37 до 38° с.ш., т.е. на один градус, или 110 км.

Поскольку сокращение ширины обоих раскрывшихся в юре глубоководных бассейнов пояса Неотетиса с корой океанского типа (Индского и Центральнотибетского) началось уже в середине мела, то можно предполагать, что в конце раннего мела северная окраина Индостанского континентального блока (Гималайская мегазона) находилась не на 4–5° с.ш., а несколько южнее экватора и с середины мела он начал перемещаться к северу. При оценке полной амплитуды горизонтального перемещения Индостанской платформы необходимо принять во внимание также то, что уже после закрытия офиолитовой зоны Инда-Цангпо, т.е. начала соприкосновения Индостанского континентального блока с Южно-Тибетским массивом, происшедшего в позднем(?) эоцене (см. рис. 5Е), его коллизия с Евразийской литосферной плитой продолжалась, хотя и с меньшей скоростью, в олигоцене и миоцене и с еще меньшей – в плиоцене–антропогене, приведя к пододвиганию северной окраины Индостанского блока (Гималайской мегазоны) под Южно-Тибетский массив, а Индостанской платформы – под Гималайскую мегазону и к ее сильному горизонтальному сжатию, выразившемуся в возникновении линейной складчато-надвиго-шарьяжной структуры с южной вергентностью, и формированию мощных батолитов гранитоидов с возрастом от 40 до 10 млн. лет. В последние 10 млн. лет интенсивность коллизионного процесса резко снизилась, но происходило весьма интенсивное изостатическое (?) воздымание мощной (до 70–80 км), возможно, сдвоенной вследствие крупномасштабных глубинных поддвигов континентальной коры Гималайского сооружения и Тибетского плато; его скорость в голоцене достигла 1 см/год. Можно предполагать, что общая амплитуда перемещения Индостанской платформы к северу за поздний мел и кайнозой превосходила таковую

Гималайской мегазоны на несколько сот километров и составила около 3500 км.

С такой количественной оценкой амплитуды перемещения Индостанского континентального блока, точнее, территории Индостанской платформы, в позднем мелу и кайнозое хорошо согласуются независимые данные об амплитуде спрединга в пределах дна Аравийского моря, между юго-западным краем этой платформы и примыкавшим к нему на юго-западе Сейшельским микроконтинентом, происходившего в маастрихте и кайнозое (около 2700 км), а также об амплитуде позднемелового спрединга в Маскаренской котловине Индийского океана, между Сейшельским микроконтинентом и примыкавшей к нему вплоть до середины мела северной частью Мадагаскара (около 900 км). Таким образом, суммарная амплитуда спрединга в *ССВ-ЮЮЗ* направлении, происходившего в северо-западной части дна Индийского океана в течение позднего мела и кайнозоя и в итоге приведшего к взаимному удалению Индостанского и Мадагаскарского континентальных блоков, достигает 3500–3600 км и примерно совпадает с амплитудой горизонтального перемещения Индостанского блока к северу за то же время, установленной по независимым палеомагнитным данным.

### КОНЦЕПЦИЯ “ШИРОКОГО ТЕТИСА”

Многочисленные модели истории формирования ложа Индийского океана, предлагавшиеся сторонниками плитотектонической концепции, различаются в деталях, но их роднит представление о существовании в конце палеозоя–начале мезозоя на территории, в грубых чертах совпадающей с современным Индийским океаном, но превосходившей его по своей площади, гипотетического океана Тетис, который разделял восточные части мегаконтинентов Лавразии и Гондваны и играл роль гигантского залива Тихого океана (Панталассы). В восточной части океана Тетис, между южной окраиной Азии и северными окраинами Индии и Австралии, его ширина достигала 6–8 и даже 10 тысяч километров, а к западу уменьшалась до 1000–2000 км между Малой Азией и Аравией и до почти полного выклинивания в западном Средиземноморье. Исходной базой для подобных построений явилась ставшая очевидной после выполненной Э. Буллардом и др. [32] в середине 60-х годов с применением ЭВМ реконструкции взаимоположения континентальных блоков Пангеи в конце палеозоя (рис. 6), невозможность предполагавшегося А. Вегенером тесного соприкосновения ее главных элементов – мегаконтинентов Лавразии и Гондваны на Земле современного радиуса. Если радиус Земли оставался неизменным, то до распада Пангеи, между восточными частями мегаконтинентов Лавразии и Гондваны должен был существовать гигант-

ский океанский бассейн, расширявшийся на востоке до многих тысяч километров. Сторонники плитотектонической концепции отождествили этот гипотетический бассейн с зюссовым морем Тетис, хотя ни по своей треугольной или субизометричной конфигурации, ни по истории тектонического развития он совершенно не соответствовал полосовидному бассейну Тетис Зюсса–Аргана–Штауба, послужившему “колыбелью” альпийского Средиземноморского складчатого пояса [16].

Вслед за предложенной в 1963 г. Т. Вилсоном [57] палеотектонической реконструкцией, рисующей разверзающийся к востоку до 10 000 км между Азией и восточной частью Гондваны гигантский океан Тетис (см. рис. 2), последовали в 1970 г. реконструкции Р. Дитца и Дж. Холдена для последних 200 млн. лет [37] (см. рис. 3), многочисленные варианты реконструкций, выполненные в 70–80-х гг. Л.П. Зоненшайном с соавторами [6–8], глобальные реконструкции Л. Гахагона, Х. Скотиза и Р. Ларсена для позднего палеозоя и мезо-кайнозоя, без изменений воспроизведенные в Атласах литолого-палеогеографических карт мира А.Б. Ронова, В.Е. Хаина и др. [17, 18] (рис. 8), авторов коллективной монографии “История океана Тетис” [9], И.М. Сборщикова [19], Ж. Деркура и др. [35] и многие другие. В работе В.Г. Казьмина “Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис” [10] концепция исчезновения гигантского клиновидного в плане залива Панталассы – океана Тетис, разделявшего в перми и триасе восточные части Лавразии и Гондваны, и возникновения на его месте современного Индийского океана изложена наиболее четко (рис. 8).

Согласно этой концепции, южная краевая зона океана Тетис, начиная с перми и до конца мезозоя, представляла пассивную северную окраину Восточной Гондваны, а его северная краевая зона – активную южную окраину Евразии. От пассивной окраины Восточной Гондваны, подвергавшейся интенсивному континентальному рифтогенезу, постепенно переходившему в спрединг, последовательно откалывались и начинали перемещаться к северу, в сторону южной Азии, микроконтинентальные блоки, как бы “вмерзшие” в океанское ложе Тетиса. Эта веерообразно расширяющаяся к востоку система разновозрастных спрединговых зон, разделенных гирляндами микроконтинентов, или “террейнов” гондванского происхождения, постепенно смещалась к северу подобно гигантскому стеклоочистителю (“дворнику”) на лобовом окне автомашины, с работой которого образно сравнил этот процесс А. Шёнгер [47]. Приближаясь к активной окраине Азии, разновозрастные спрединговые зоны океанского ложа Тетиса субдуцировались под нее, а легкие микроконтинентальные блоки в силу своей плавучести последовательно сгучивались у южного края Евразийской плиты и прилеплялись к ней. Раньше других, еще в триасе, к ней примкнули Южно-Китайский и Индокитайский

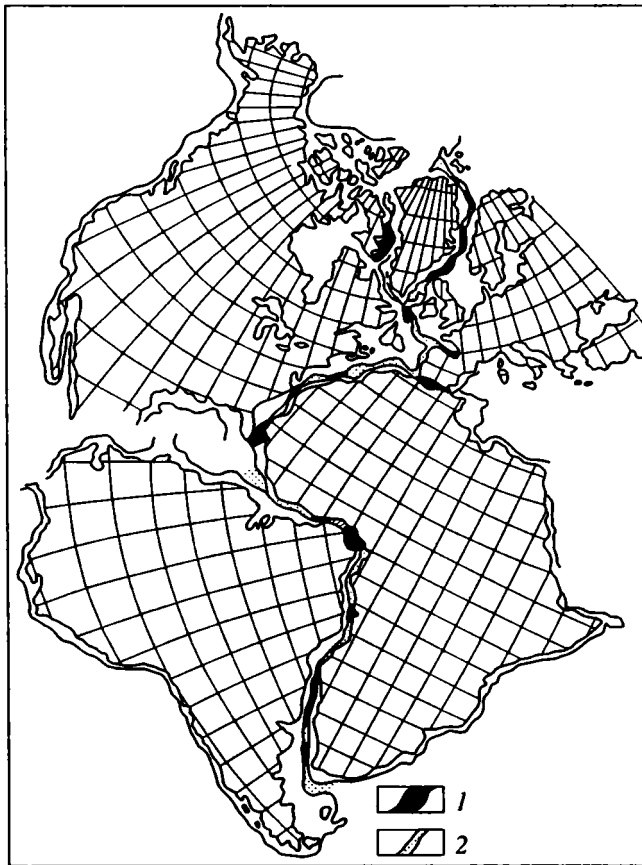


Рис. 6. Совмещение континентальных блоков (включая шельфы), разобщенных при раскрытии Атлантического океана в позднем мезозое–кайнозое. По [32]. 1 – взаимные перекрытия; 2 – “пустые” пространства.

микроконтинентальные блоки, затем гирлянда “террейнов”, состоявшая из Западно- и Восточно-Иранского, Центральнопамирского, Северо-Тибетского и Сино-Бирманского блоков, в юр-начале мела – более южная гирлянда, состоявшая из Центральноафганского, Южно-Памирского и Южно-Тибетского “террейнов”, затем в мелу – Таврский и несколько других более восточных “террейнов”, и, наконец, в эоцене к южному краю Азии “пришвартовался” оторвавшийся от Антарктиды, к которой он примыкал своим юго-восточным краем и переместившийся на 8000 км к северу с поворотом против часовой стрелки на 60° самый обширный “террейн”, выраженный в современной структуре в виде Гималайского складчато-покровного сооружения и Индостанской платформы<sup>1</sup>. К юго-западу, югу и юго-востоку от Индостанского блока в результате раскола восточной части Гондваны на ряд крупных континентальных блоков и их относительного взаимного

<sup>1</sup> В некоторых плитотектонических реконструкциях юго-восточный край Индостана первоначально “примыкал” не к Антарктиде, а к западному краю Австралии [6, 35, 41, 57].

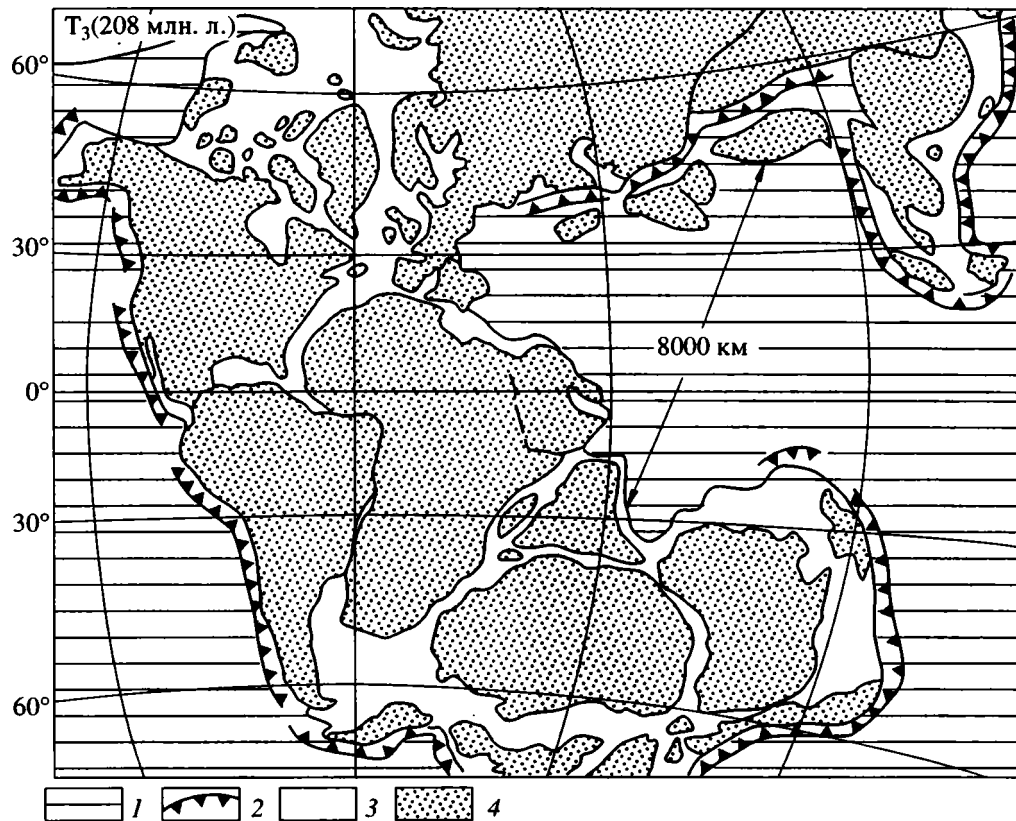
расхождения в разных направлениях на несколько тысяч километров образовалась огромная впадина Индийского океана, которая ни в какой мере не унаследовала впадину океана Тетис, хотя фактически располагается на месте последней.

В пользу этой изящной модели ее сторонники приводят, главным образом, данные палеомагнитных исследований, указывающие, хотя и не очень согласованно и единообразно, на значительно более южное, по сравнению с современным, положение тех или иных континентальных блоков в пределах Восточной Гондваны и Тетиса, которое они занимали в позднем палеозое и начале мезозоя, и, вместе с тем, закрывают глаза на то, что многие ее положения находятся в вопиющем противоречии в геологическими и палеогеографическими данными о взаимоотношениях Индостанской платформы, нынешней Гималайской системы, различных тектонических зон Тибета, Китайской платформы, герцинских и индосинийских складчатых систем юго-восточной Азии в перми, триасе и юре.

Напомним, что Индостанский блок Гондваны с его северной – Гималайской окраиной в перми и триасе в действительности отделялся от Тибетского массива лишь континентальной рифтовой зоной, а Тибетский массив в конце триаса и ранней юре отделялся от Китайской платформы герцинскими и индосинийскими складчатыми зонами. Согласно же построениям В.Г. Казьмина [10] и других сторонников плитотектонической концепции, Индостанскую и Китайскую платформы в то время должен был разделять широчайший океан с несколькими мелкими микроконтинентальными блоками. Одни из сторонников концепции “широкого Тетиса”, геофизики, возможно, просто не знают этих геологических данных, а другие, геологи, которых трудно заподозрить в этом, фактически игнорируют их, поскольку они убедительно свидетельствуют о несостоятельности подобных построений. Сказанное выше позволяет считать концепцию “широкого Тетиса” необоснованной и противоречащей геологическим данным. Ссылки ее сторонников на кажущееся подтверждение этой концепции палеомагнитными данными не могут считаться бесспорными, учитывая существенный разброс их результатов и неоднозначность современных представлений об истории геомагнитного поля Земли, а ссылки на неизбежность существования огромного океанического “зияния” между восточными частями Лавразии и Гондваны в конце палеозоя в том случае, если радиус Земли оставался постоянным, позволяют высказать сомнение в правомерности использования постулата о полной неизменности размеров Земли в геологическом прошлом в качестве теоретической основы концепции тектоники литосферных плит.

Особую, несколько двойственную, позицию в вопросе о происхождении и истории формирования Индийского океана и развития океана Тетис





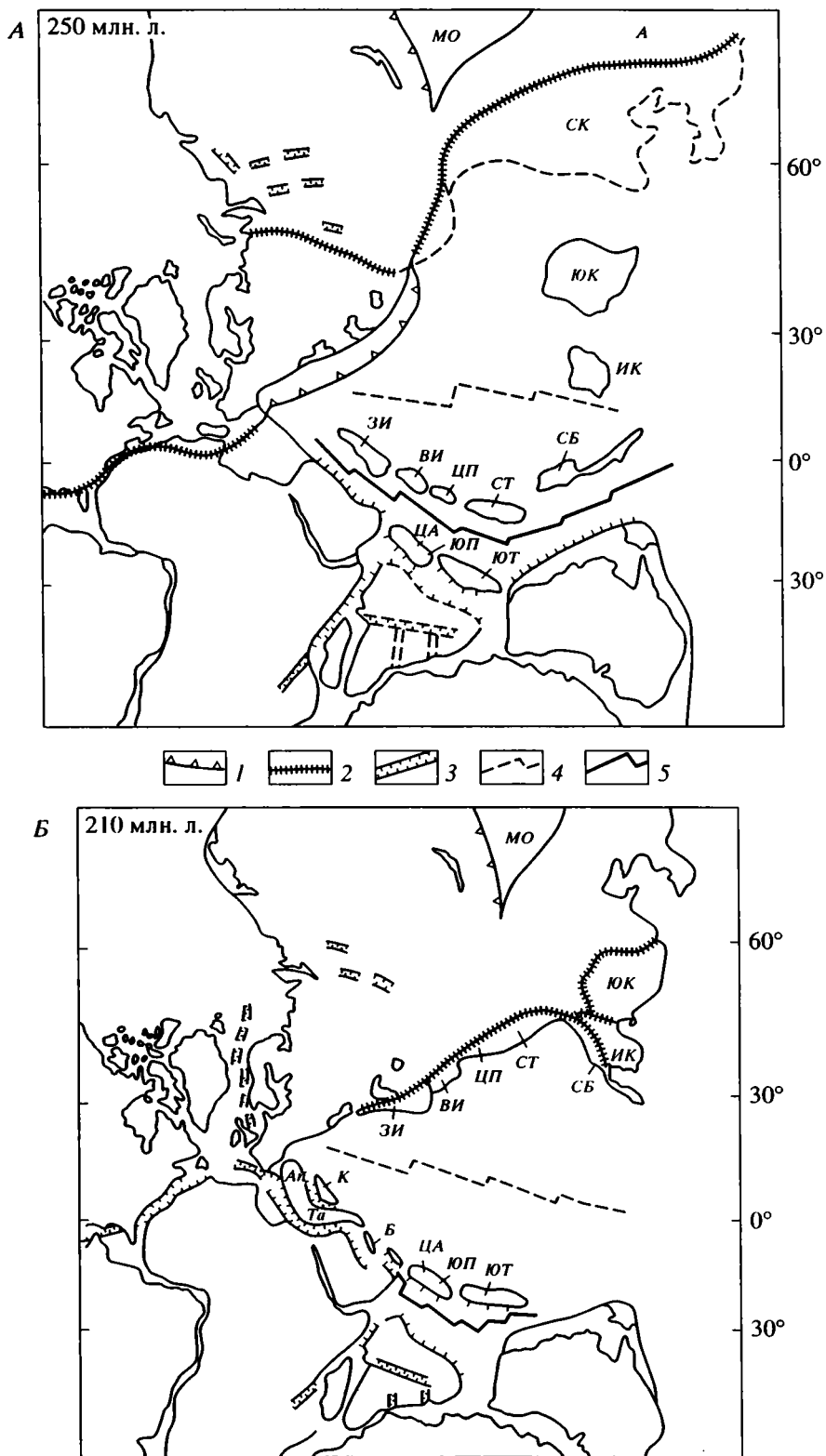
**Рис. 7.** Палинпастическая реконструкция для позднего триаса (208 млн. лет) по Л. Гахагону, Кр. Скотизу и Р. Ларсону, 1986, использованная как географическая основа в [19] В.Е. Хаином и А.И. Балуховским.

1 – ложе океанов; 2 – палеосейсмофокальные зоны; 3, 4 – палеоконтиненты и их пассивные и активные окраины (4 – их участки, выраженные в виде современных континентов и остров).

занимает В.Е. Хаин [17, 18, 19, 23]. Будучи горячим сторонником плитотектонической концепции, он в то же время осознает ее слабые и спорные положения и стремится усовершенствовать ее, а как геолог с огромной эрудицией не может не учитывать объективных геологических данных о взаимоотношениях Индостанского и Тибетского блоков и Китайской платформы в позднем палеозое и раннем мезозое. Согласно В.Е. Хаину [22, с. 268–269], “в позднем палеозое могло произойти временное соединение Гондваны и Лавразии в итоге герцинского тектогенеза... В среднем-позднем карбоне и ранней перми южный Тибет составлял неотъемлемую часть Гондваны”, но между ним и Гималаями, в будущей зоне Инда-Цангпо, со среднего карбона до триаса включительно в обстановке континентального рифтогенеза происходили наземные излияния Панджальских траппов. Между Южно-Тибетской и Северо-Тибетской глыбами в позднем палеозое, возможно, произошло раскрытие Центральнотибетского офиолитового шва. В конце триаса, в эпоху раннекиммерийско диастрофизма триасовые и более древние отложения Куньлуна и Циньлина испытали складчатость, были пронизаны

интрузиями гранитов и Северо-Тибетская глыба сомкнулась с континентом Евразии; возможно, что в эту же эпоху произошла коллизия Северо- и Южно-Тибетских блоков вдоль Центральнотибетской сутуры [22, с. 269]. Таким образом, на рубеже триаса и юры Индостанский мегаблок Гондваны (включая его северную, Гималайскую, окраину) отделялся от Южно-Тибетского блока лишь континентальной рифтовой зоной Инда-Цангпо, а последний, вероятно, смыкался с Северо-Тибетским блоком, который, в свою очередь, отделялся от Китайской платформы герцинскими и древнекиммерийскими складчатыми зонами Куньлуна и Циньлина. В целом, по представлениям В.Е. Хаина, восточные части Лавразии и Гондваны, в начале мезозоя были тесно сближены и разделялись лишь разновозрастными складчатыми и континентальными рифтовыми зонами.

Повторное раскрытие Центральнотибетской сутуры в качестве окраинного бассейна Тетиса, по В.Е. Хаину, произошло лишь в юре. В юре же континентальный рифтинг в зоне Инда-Цангпо сменился крупномасштабным спредингом, разъединившим Южно-Тибетскую и Гималайско-Индостанскую глыбы, а в середине раннего мела



**Рис. 8.** Зоны коллизии и рифтгенеза на окраинах океана Тетис: А – в перми (250 млн. лет назад), Б – в среднем-позднем триасе (210 млн. лет назад). По [10], 1 – зоны субдукции; 2 – коллизионные сuture; 3 – континентальные рифты; 4 – отмершая и 5 – новая оси спрединга. Буквы на схемах: ЗИ – Западный Иран, ВИ – Восточный Иран, ЦП – Центральный Памир, СТ – Северный Тибет, СБ – Синобирмания, ИК – Индокитай, ЮК – Южный Китай, СК – Северный Китай, МО – Монголо-Охотский бассейн, А – Амурия, Ал – Апулия, Та – Тавр, К – Киршехир, Б – Биситун, ЦА – Центральный Афганистан, ЮП – Южный Памир, ЮТ – Южный Тибет, Т – Тарим.

“океанский бассейн в зоне Инда-Цангпо достиг максимальной ширины” [22, с. 269]. После этого “в конце раннего мела началось его сокращение” [22, с. 269], вызванное дрейфом Индостанской глыбы к северу, однако, на рубеже мела и палеогена его ширина еще составляла 2500–3500 км.

Как видно из сказанного, намечаемый В.Е. Хаином “сценарий” истории тектонических процессов, происходивших в зоне взаимодействия структур Центральной Азии и Индостана в позднем палеозое и мезозое, практически совпадает с принимаемой автором концепцией “узкого Тетиса”.

Вместе с тем, в полном несоответствии с этим “сценарием” находятся палеотектонические построения для позднего палеозоя и раннего мезозоя, которые представлены в опубликованном в 1984 г. В.Е. Хаином и Н.А. Божко “Палеотектоническом атласе Гондваны” [23] и в серии глобальных палинспастических реконструкций, включенных в составленные в 80-х годах под руководством А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, К.Б. Сеславинского и А.Н. Балуховского Атласы литолого-палеогеографических карт Мира для позднего докембрия–палеозоя [20] и мезозоя–кайнозоя [17]. Для позднего палеозоя этими авторами были использованы палинспастические реконструкции Х. Скотиза и др. [46], а для мезозоя – реконструкции, специально выполненные по просьбе составителей Атласа в Техасском университете Л. Гахагоном, Х. Скотизом и Р.Л. Ларсоном (см. рис. 7). Эти плитотектонические реконструкции послужили для составителей обоих Атласов основой для глобальных литолого-палеогеографических карт соответствующих эпох и были воспроизведены в них без каких-либо изменений, оговорок и критических замечаний. На этих картах, начиная со среднего-позднего карбона до юры включительно, между восточными частями Лавразии и Гондваны рисуется гигантский океанский бассейн с почти неизменными контурами шириной от 5–6 до 8–10 тысяч километров. В ранней–средней юре он несколько не расширяется по сравнению с поздним триасом, а в поздней юре даже несколько сужается.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенное выше сопоставление концепций “узкого Тетиса” и “широкого Тетиса” применительно к истории соотношений индостанского сектора Гондваны и центральноазиатского сектора Лавразии в позднем палеозое и мезозое и их фактического обоснования убедительно свидетельствует в пользу первой концепции, справедливость которой подтверждается совокупностью геологических и палеонтологических данных, а также наиболее достоверными палеомагнитными данными для конца мезозоя и кайнозоя. Правильность концепции “узкого Тетиса” и, в частности, представлений о тесной близости территорий

нынешней Индостанской платформы с ее гималайской окраиной, Тибетского массива и Китайской платформы в конце палеозоя и начале мезозоя и, в особенности, в конце триаса и начале юры, когда первые два региона непосредственно граничили один с другим вдоль Индской континентальной рифтовой зоны, а третий отделился от них древнекристаллической (индосинийской) складчатой зоной, указывает на несостоятельность идеи о существовании между восточными частями мегаконтинентов Лавразии и Гондваны в перми, триасе и начале юры очень широкого на востоке, но быстро сужавшегося к западу гигантского треугольного в плане океанского бассейна Тетис, превосходившего по площади современный Индийский океан. Это заставляет нас признать ошибочными в своей основе все глобальные плитотектонические реконструкции, которые выполнялись на протяжении более тридцати последних лет с позиций признания постулата о неизменности размеров Земли, начиная с работ Т. Вилсона [57] вплоть до наших дней, и вернуться как к принципиально правильной к глобальной палеотектонической реконструкции для позднего палеозоя А. Вегенера [1] и идейно близкой к ней модели Р. Штауба [25], в которых мегаконтинент Гондвана и Лавразия в конце герцинского цикла изображались тесно сближенными и разделенными лишь мелководными морями (А. Вегенер) или узкой полосой герцинских орогенных зон (Р. Штауб).

Таким образом, гипотеза о существовании в позднем палеозое и раннем мезозое между восточными частями Лавразии и Гондваны широчайшего океанского бассейна противоречит геологическим данным. Вместе с тем, основанные на ней палеотектонические модели кажутся единственно возможными, если следовать постулату о неизменности размеров Земли в геологическом прошлом. Однако вся совокупность геологических данных свидетельствует в пользу тесной взаимной близости Индостанского блока Гондваны (включая Гималайскую мегазону), Тибета и Китайской платформы в эти эпохи (т.е. в пользу гипотезы “узкого Тетиса”), но подобные соотношения могли иметь место лишь в том случае, если радиус и площадь поверхности Земли в конце палеозоя–начале мезозоя существенно уступали современному. Из сказанного видно, что дискуссионная проблема пространственных соотношений восточных частей Лавразии и Гондваны и разделяющего их пояса Тетиса и его конфигурации имеет не только региональное и историко-геологическое, но и важнейшее общетеоретическое значение как “пробный камень” для проверки правильности существующих альтернативных глобальных геотектонических и геодинамических концепций. Отвергая модель “широкого Тетиса” в пользу модели “узкого Тетиса”, мы должны, вслед за У. Кэри, И. Штеклином, Ф. Ахмадом и другими исследователями Индоокеанского региона, отказаться от постулата о неизменности

размеров Земли в течение фанерозоя и всех основанных на его принятии вариантов глобальных мобилистских палеотектонических реконструкций и, напротив, допустить правомерность предположений о возможных изменениях размеров нашей планеты и, в частности, ее умеренного расширения и пульсаций в ходе геологической истории. К такому же выводу недавно пришли выдающиеся китайские геологи Ван Хонжен, Мо Сюансю и Ли Сиан [43, 56].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 96-15-98375.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арган Э.* Тектоника Азии / Под ред. Шейнмана Ю.М. М.-Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
3. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 256 с.
4. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов / Под ред. Воронова П.С., Кропоткина П.Н. Л.: Наука, 1984. 286 с.
5. *Ганссер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 352 с.
6. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 124 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
8. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
9. История океана Тетис / Под ред. Моница А.С., Зоненшайна Л.П. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. 156 с.
10. *Казьмин В.Г.* Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.
11. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 369 с.
12. *Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
13. *Милановский Е.Е.* Проблемы происхождения и истории формирования Индийского океана // Ломоносовские чтения геол. ф-та МГУ. 1996. Тезисы докладов. М.: МГУ, 1996. С. 4–7.
14. *Милановский Е.Е.* Проблема тектонических соотношений Евразии и Индостанского блока Гондваны в позднем палеозое и мезозое – гипотезы и факты // Тектоника Азии. Тезисы докладов XXX тектон. совещания. М., февраль 1997. М.: ГЕОС. С. 147–150.
15. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1973. 176 с.
16. *Найдин Д.П.* Тетис: термин и понятие // Вестн. МГУ. Сер. 4, геол. 1986. № 1. С. 3–18.
17. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Недра, 1989.
18. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л.: Недра, 1984.
19. *Сборщиков И.М.* Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 206 с.
20. *Такур В.С.* Тектоника области сочленения Гималаев и Каракорума (сутурной зоны Инд-Цангло) // 27-й МГК. Коллоквиум К.05. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 113–123.
21. *Удинцев Г.Б.* Неоднородность строения дна океана как свидетельство в пользу расширения Земли // Проблемы расширения и пульсаций Земли / Под ред. Милановского Е.Е. М.: Наука, 1984. С. 113–119.
22. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
23. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Палеотектонический Атлас Гондваны. М.: Изд-во НИИ Зарубежгеологии, 1984.
24. *Чанг Ченгфа, Пан Юшен.* Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шинцзянского (Тибетского) плато // 27-й МГК. Коллоквиум К.05. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 159–174.
25. *Штауб Р.* Механизм движений земной коры / Под ред. Эдельштейна Я.С. Л.-М.: ГОНТИ, 1938. 272 с.
26. *Штёклин И.* Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений // 27-й МГК. Коллоквиум К.05. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 53–69.
27. *Ahmad F.* Late Paleozoic to Early Mesozoic paleogeography of the Tethys region // Expanding Earth. Symposium. Sydney, 1981. University of Tasmania, 1981. P. 34–46.
28. *Ahmad F., Khain Z.A.* India and Asia suture and plate tectonics // 30 IGC. Beijing, China, 1996. Abstracts. Vol. 1. Spec. Symp. G-2. P. 298.
29. *Bassoullet J.P., Boulin J., Colchen M., Marcoux J., Mascle G., Montenat C.* Lévolution des domaines tethysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé // 26<sup>th</sup> Congr. Geol. Intern. Colloque. C5. Geologie des chaines alpines issues de la Tethys Memoire du BRGM, № 115, 1980. P. 180–198.
30. *Bhat M.I.* Spasmodic rift reactivation and its role in the preorogenic evolution of the Himalayan region // Tectonophysics. 1987. Vol. 134. № 1–3. P. 103–128.
31. *Bhat M.I., Zainuddin S.M., Rais A.* Panjal trap chemistry and the birth of Tethys // Geol. magazin. 1981. Vol. 118. № 4. P. 367–375.
32. *Bullard E., Everett J.E., Smith A.G.* The fit of the continents around the Atlantic // Philos. transact. Roy. Soc. London, 1965. Ser. A. Vol. 258. № 1088. P. 41–51.
33. *Carey S.W.* Theories of the Earth and Universe. Stanford Univ. Press, 1988. 414 p.
34. *Chatterjee S.* A new tetrapod dinosaur from India with remarks on the Gondwana–Laurasia connection in the late Triassic: Proceedings of the conference: “Gondwana”, 6: stratigraphy, sedimentology and palaeontology. 1987. P. 183–190

35. *Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B.* Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p., 14 maps, 1 pl.
36. *Dietz R.S.* Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // *Nature*. 1961. Vol. 190. № 4779. P. 854–857.
37. *Dietz R.S., Holden J.C.* The breakup of Pangaea // *Scientific American*. 1970. 223(4). P. 30–41.
38. *Dong Xuebing.* New palaeomagnetic results from Yadong–Golmud geoscience transect and a preliminary study on the model of terranes evolution in Qinghai–Tibet plateau // *Bull. of the CAQS*. 1990. № 21. P. 39–148.
39. *Heezen B.C.* The deep sea floor // *Continental drift* / Ed. Runkorn S.K. Acad. Press. New York, London, 1962.
40. *Hess H.H.* History of ocean basins // *Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington*. Baltimore, 1962. P. 599–620.
41. *Hurley P.M.* The confirmation of continental drift // *Scientific American*. 1968. № 7.
42. *Lin Jinlu, Watts D.R.* Palaeomagnetic results from Tibetan Plateau // *Report of the Royal Society-Academic Sinica Geotraverse of Qinghai–Tibet plateau*. 1990. P. 239–262.
43. *Li Xiang, Wang Hongzhen.* Pangea cycles, continental crust increase and possible Earth's expansion // 30 IGC. Beijing, China, 1996. Abstracts. Vol. 1. Spec. Symp. A-2. P. 9.
44. *Mo Xuanxue.* New facts and concepts on the volcanism and volcanic rocks in the orogenic belts in West China // *Contributions to Petrology*. 1992. № 11. P. 47–55.
45. *Polet J., Anderson Don L.* Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 3. P. 205–208.
46. *Scotese Chr., Bambach R.K., Barton C., Van der Voor, Ziegler A.M.* Paleozoic base maps // *Journ. Geol.* 1979. Vol. 87. № 3. P. 217–277.
47. *Sengör A.M.* The cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1984. № 195. 82 p.
48. *Smith A., Xu Jun tao.* Palaeontology of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud // *Report of the Royal Society-Academic Sinica Geotraverse of Qinghai–Tibet plateau*. 1990. P. 49–106.
49. *Stille H.* Recent deformations of the Earth's crust in the light of those earlier epochs // *Crust of the Earth* / Ed. Poldevaart A. 1955. P. 171–192.
50. *Stille H.* Ur- und Neu ozeane // *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin Math – naturwiss. Klasse*, 1948. № 6. 68 s.
51. *Stöcklin J.* Himalayan orogeny and Earth expansion // *Expanding Earth. Symposium*. Sydney, 1981. University of Tasmania, 1981. P. 119–130.
52. *Suess E.* Are great ocean depths permanent? // *Nature Sci.* 1893. Vol. 2. № 13. P. 180–187.
53. *Suess E.* *Das Antlitz der Erde*. Bd. 1–3. Wien, 1883–1909.
54. *Sun Ailing.* The Chinese fossil reptiles and their kinds. Science Press. Beijing, New York, 1992. P. 231.
55. *Thakur V.C.* Palaeotectonic evolution of the Thethys basin in Northwestern Himalaya, India // 30 IGC. Beijing, China, 1996. Abstracts. Vol. 1. Spec. Symp. F1-25. P. 183.
56. *Wang Hongzhen, Mo Xuanxue.* An outline of the tectonic evolution of China // *Episodes*. 1995. Vol. 18. № 1–2. P. 6–16.
57. *Wilson J.T.* Continental drift // *Scientific American*. 1963. № 4.
58. *Xiao Xuchang, Li Tingdong.* Tectonic evolution and uplift of the Qinghai–Tibet plateau // *Episodes*. 1995. Vol. 18. № 1–2. P. 31–35.
59. *Xiao Xuchang, Wan Ziyi Li Guangcen.* On the tectonic evolution of the Yarlung–Zangbo (Tsangpo) suture zone and its adjacent areas // *Acta geol. Sinica*. 1983. Vol. 57. № 2. P. 205–212.
60. *Xia Daixiang.* Regional geology of the Tibet (Xizang) // *Geol. Memoir. Min. of Geol. and Min. resources. China*, 1993. Ser. 1. № 31. 707 p.

*Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Е. Хаин*

## Aspects of the Origin of the Indian Ocean I. Development of Theories Concerning the Origin and Evolution of the Indian Ocean

E. E. Milanovsky and V. E. Milanovsky

*Department of Geology, Moscow State University, Vorob'evy Gory, Moscow, 119899 Russia*

This paper briefly reviews the development of theories concerning the origin and evolution of the Indian Ocean, from E. Suess's ideas on the collapse of Gondwana's inner regions and A. Wegener's ideas on the mutual divergence of Gondwana's continental blocks to the current alternative theories of plate tectonics and of the earth's moderate expansion. The prehistory of the Indian Ocean basin (i.e., the initial spatial relationships between eastern Laurasia and Gondwana, in particular the China platform, Tibet, and Indostan in the Late Paleozoic and Early Mesozoic) is also covered. The popular "wide Tethys" model (according to which Eurasia and eastern Gondwana were separated by a gulf 8 to 10 thousands of kilometers wide) is rejected in favor of an alternative "narrow Tethys" model. This model suggests that the Indian Ocean emerged to the south of the Tethys owing to the breakup and mutual divergence of the main continental blocks of eastern Gondwana and requires that the earth has expanded to some extent in the Meso-Cenozoic. The follow-up paper will deal with the principal evolutionary stages of the Indian Ocean since the Middle Jurassic.

УДК 551.24+551.73(470.5)

**ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА**

© 1998 г. Б. И. Чувашов

*Институт геологии и геохимии Уро РАН, Екатеринбург*

Поступила в редакцию 25.04.96

Приведены измененные и уточненные данные о взаимоотношении терригенных и карбонатных формаций Предуральского прогиба и их возрасте. Важнейшим показателем динамики развития Предуральского прогиба служат органогенные постройки, фиксирующие положение его границ. Наиболее интересны постройки, определяющие границу платформа–прогиб. Органогенные постройки образуются при замедлении и остановке процесса смещения оси прогиба к западу. Их экологическая зрелость и мощность целиком определяются длительностью стабильного положения границы платформа–прогиб. На всей территории Предуральского прогиба выделено 12 разновозрастных генераций органогенных построек, развитых не повсеместно.

Другим важным показателем динамики развития Предуральского прогиба является ширина полосы известняков одного возраста, подстилающих терригенные образования: широкая при быстром смещении прогиба и более узкая при его замедлении.

Исследование динамики развития Предуральского прогиба на всем его протяжении позволило разделить прогиб на большие участки со сходным геодинамическим режимом: Новоземельско-Пайхойский, Каратаихинско-Верхнелечорский, Вишерско-Юрюзанский, Симско-Актюбинский. Каждый из них характеризуется специфическими особенностями накопления и сохранения залежей жидких и газообразных углеводородов, перспективами обнаружения руд фосфоритов и марганца.

**ВВЕДЕНИЕ**

Предуральский краевой прогиб представляет уникальную для палеозоя структуру подобного рода. На всей его огромной протяженности от Новой Земли до Прикаспия доступны наблюдению обе его границы. Относительно слабая дислоцированность разнофациальных отложений допускает прослеживание латеральных границ большой серии фациальных рядов. Этому не в малой степени способствует хорошая и удовлетворительная охарактеризованность всех типов разрезов терригенных и карбонатных пород органическими остатками. Переход кластических образований в карбонатные, в том числе и рифовые толщи с богатейшими комплексами ископаемых организмов, допускает точнейшие биостратиграфические и биономические корреляции и построения. В данной статье сделана попытка использовать для палеотектонических реконструкций на современном уровне исследований весь биостратиграфический и палеоэкологический потенциал позднепалеозойской биоты, приуроченной к толщам, заполняющим Предуральский прогиб.

В результате длительной (более 60 лет) истории изучения Предуральского прогиба полученная суммарная информация об его геологической истории дает основание считать, что Предуральский прогиб является эталонной структурой подобного рода для палеозоя земного шара.

С породами, заполняющими прогиб, связан важный набор полезных ископаемых: нефти, га-

за, марганцевых и фосфатных руд. Потенциальные возможности этой крупной структуры слабо изучены до настоящего времени, особенно в отношении залежей жидких и газообразных углеводородов в карбонатных породах, хотя первые месторождения нефти в пределах прогиба связаны именно с рифовыми карбонатами ассельско-сакмарского (Ишимбай) и позднеартинского возраста (Верхнечусовские городки).

Проведенные геодинамические исследования на новой методической основе, как мне кажется, будут способствовать выявлению точнейших деталей развития Предуральского прогиба, с одной стороны, а с другой – предоставляют реальную основу для оценки перспектив нефтегазоносности, а также других видов минерального сырья.

Стратиграфии и фациям разнообразного комплекса пород, заполняющих Предуральский краевой прогиб, геологической истории и тектонике этой важнейшей структуры посвящено большое количество публикаций. Обзор эволюции взглядов на происхождение и развитие прогиба может быть специальным объектом исследований. В данной статье мы до минимума сведем историческую справку, ограничившись только наиболее значительными работами, в которых, кстати, можно найти и обширную библиографию по различным аспектам геологии прогиба.

Значительное внимание уделено Предуральскому прогибу в монографии Ю.М. Пущаровского (1959). Современная тектоника Предуральского

прогиба детально рассмотрена в серии публикаций П.А. Софроницкого (1961 и др.), М.А. Камалетдинова (1974), Ю.В. Казанцева (1984).

Южная часть прогиба детально рассмотрена в работах В.Е. Руженцева (1947 и др.), Б.М. Келлера (1949), Г.И. Теодоровича (1949), Д.М. Раузер-Черноусовой (1949), И.В. Хворовой (1961). Из числа недавних работ для этой части прогиба важны исследования И.К. Королюк, Е.М. Меламуд, И.А. Щекотовой (1990).

Среднеуральская часть Предуральского прогиба полно охарактеризована работами В.Д. Наливкина (1949, 150 и др.). Геология северной части прогиба наиболее полно освещена в работах В.П. Горского (1970 и др.), И.С. Муравьева (1972). Тектоника северной части прогиба в современных его границах детально описана В.В. Юдиным (1994). Проблемы стратиграфии и геологической истории прогиба освещены также в ряде наших работ (Б.И. Чувашов, 1973; 1979) 1983; 1984; 1990; 1994 и др.).

Современные границы прогиба неоднозначно определяются разными исследователями [16]. Западную границу проводят по крутому уступу в 1–5°, восточнее которого наблюдается заметное увеличение мощности отложений кунгурского и артинского ярусов. За границу иногда принимается также гравиметрическая ступень, которая не всегда совпадает с геоморфологической. На некоторых участках прогиба его западная граница проводится по резкому сокращению мощности артинско-кунгурских отложений.

Восточная граница прогиба может быть проведена: 1 – перед первыми крупными линейными складками с крутыми углами падения; 2 – по восточной границе выходов отложений среднего карбона; 3 – по появлению нижнепермских моласс. Последний вариант наиболее точно отражает палеотектонический аспект зарождения прогиба, и в несколько видоизмененном виде он принимается мной.

В качестве основы для географической привязки и палеотектонических сопоставлений нами принимается современная тектоническая схема Предуральского прогиба (рис. 1А, 1Б).

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ К МОМЕНТУ ЗАЛОЖЕНИЯ ПРОГИБА

В качестве вступления к освещению проблемы рассмотрим распределение фаций в конце раннего карбона. В это время сформировалась обширная поздневизейско-серпуховская карбонатная платформа на большей части территории Русской плиты. На западном склоне Урала и в Предуралье край этой платформы трассируется от Новой Земли до Прикаспийской впадины (рис. 2). Мощность карбонатов верхнего визей-серпухова

достигает 500 м. На краю этой платформы, на границе с более глубоководной фациальной зоной, местами развиты водорослевые, строматолитовые, мшанковые органогенные постройки. К ним с востока примыкают глубоководные визейско-серпуховские образования – известняки, спонголиты, кремни, аргиллиты, песчаники. Такой тип смены отложений в настоящее время наблюдается только на отдельных участках (с юга на север): 1 – в междуречье Урала и Большого Ика; 2 – в южной части Уфимского амфитеатра в верховьях р. Уфы; 3 – в бассейне рек Кожима и Лемвы; 4 – по восточному склону Пай-Хоя; 5 – на Новой Земле (см. рис. 2). В междуречье Урала и Большого Ика глубоководные нижнекаменноугольные отложения наследуют бассейн, где в позднем девоне накапливались флишоидные осадки зилаирской серии. Сильно дислоцированные фрагменты этого бассейна наблюдаются и в южной части Уфимского амфитеатра.

На Приполярном, Полярном Урале и Пай-Хое в девоне, как и в раннем-среднем карбоне, откладывались глубоководные глинисто-карбонатно-кремнистые осадки, резко отличные от флиша [1]. Визейско-серпуховские отложения востока Югорского полуострова и Рогачевской зоны Новой Земли не отличаются по типу от североуральских [1–3, 15].

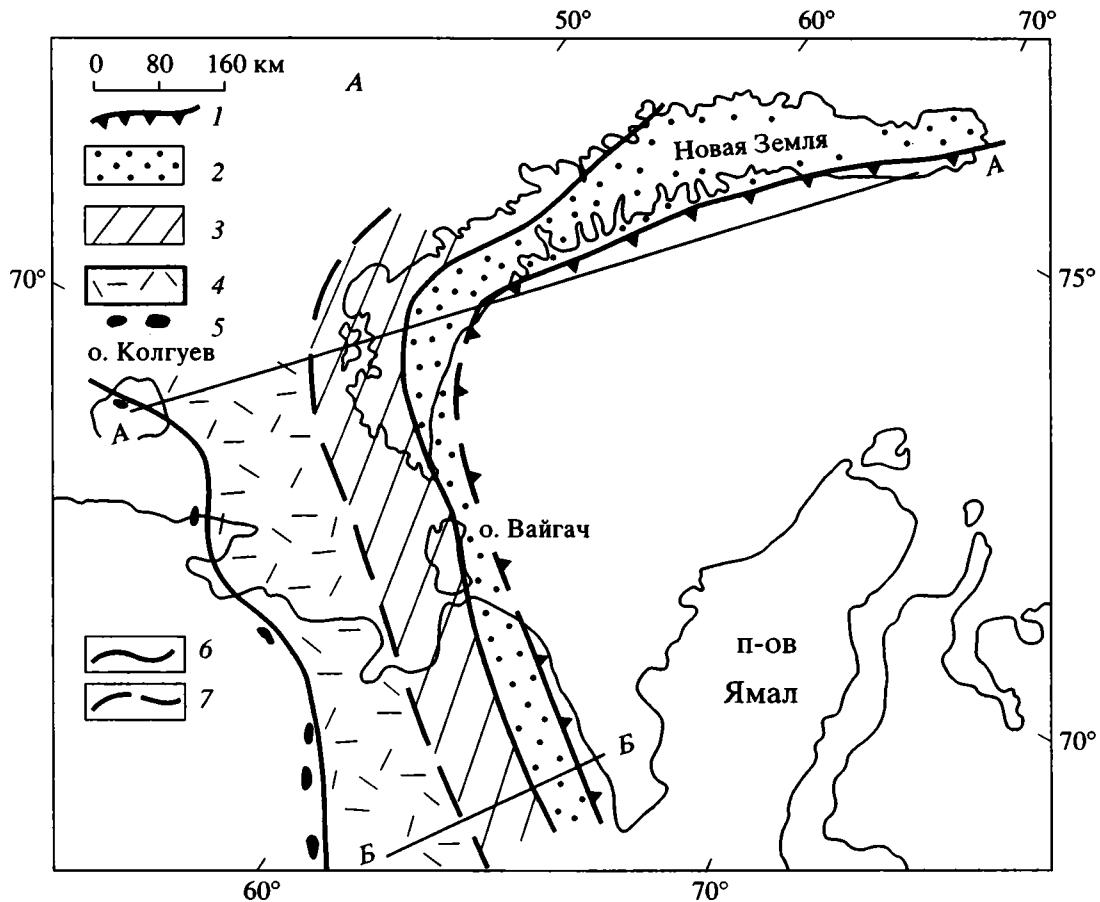
Непрерывность этой зоны в прошлом и эрозионные причины разрыва ее сплошности в настоящее время доказываются широким развитием галек и валунов тонкозернистых песчаных известняков с фораминиферами и радиоляриями визей-серпухова в бассейне рек Косьвы и Усьвы, Чусовой и Бисерти, где рассмотренные фации конца раннего карбона отсутствуют и данный стратиграфический интервал представлен только мелководными платформенными карбонатами [18]. В башкирский век и глубоководные отложения, и мелководные карбонаты нижнего карбона и башкирского яруса были вовлечены в складчато-надвиговые процессы и одновременно подвергались интенсивному разрушению.

На рис. 3 представлены основные фациальные зоны башкирского века, а на рис. 4 показано, в качестве примера, взаимоотношение выделенных типов разреза на территории Среднего Урала.

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОГИБА

Детализация стратиграфии верхнепалеозойских карбонатно-терригенных толщ, изучение органогенных построек и их палеотектонической позиции позволило поставить проблему динамики развития Предуральского прогиба на вполне реальную фактологическую основу, в значительной мере избежать гипотетических допущений.





**Рис. 1.** А – продолжение Предуральского прогиба на территорию Новоземельского архипелага, Б – тектоническая схема Предуральского краевого прогиба.

Для А. 1 – восточный борт башкирского прогиба; 2–5 – карбонатные породы в подошве предфлишевой формации: 2 – известняки серпуховского и башкирского, 3 – московского и касимовского ярусов, 4 – предполагаемое поле развития известняков гжелского яруса на востоке вплоть до ассельского или нижнесакмарского – на западе, 5 – ассельско-сакмарские органогенные постройки; 6, 7 – границы между полями развития карбонатов разного возраста: достоверные (6) и предполагаемые (7). А–А – положение Новоземельско-Колгуевского и Б–Б – Каратаихинско-Карского профилей. Для Б. 1 – восточная граница распространения пермских отложений; 2 – площади развития каменноугольных и более древних образований; 3 – западная граница прогиба.

Римскими цифрами обозначены впадины Предуральского прогиба: I – Карская, II – Каратаихинская, III – Косью-Роговская, IV – Большесынинская и Верхнепечорская, V – Соликамская, VI – Сылвинская, VII – Юрюзано-Айская, VIII – Бельская, IX – Актюбинская, VIIa – Симская мульда.

Положение обсуждаемых и использованных профилей: Б–Б – Каратаихинско-Карского, В–В – Большесынинского, Г–Г – Верхнепечорско-Соликамского, Д–Д – Сылвинского, Е–Е и Ж–Ж – Бельского.

В краткой статье не представляется возможным привести весь стратиграфический комплекс доказательств. Поэтому мы сформулируем ниже несколько постулатов, на базе которых и предлагается решение поставленной в заголовке задачи [19–27, 30].

1. Предуральский прогиб закладывался фактически одновременно на восточной окраине платформы в течение башкирского века на всем его протяжении от Прикаспия до Баренцова моря. В московский век или в позднем карбоне в границы прогиба были включены участки пассивной окраины континента с глубоководными терригенными

отложениями нижнего карбона и башкирского яруса, расположенные восточнее границы серпуховско-башкирской карбонатной платформы.

2. Предуральский прогиб постепенно с разной скоростью в различных его частях смещался к западу вследствие погружения края платформы под влиянием огромных масс ширьированных на него горных пород. Параллельно со смещением прогиба происходила переработка и разрушение его восточного борта, что фиксируется постоянным присутствием продуктов денудации в терригенных отложениях.

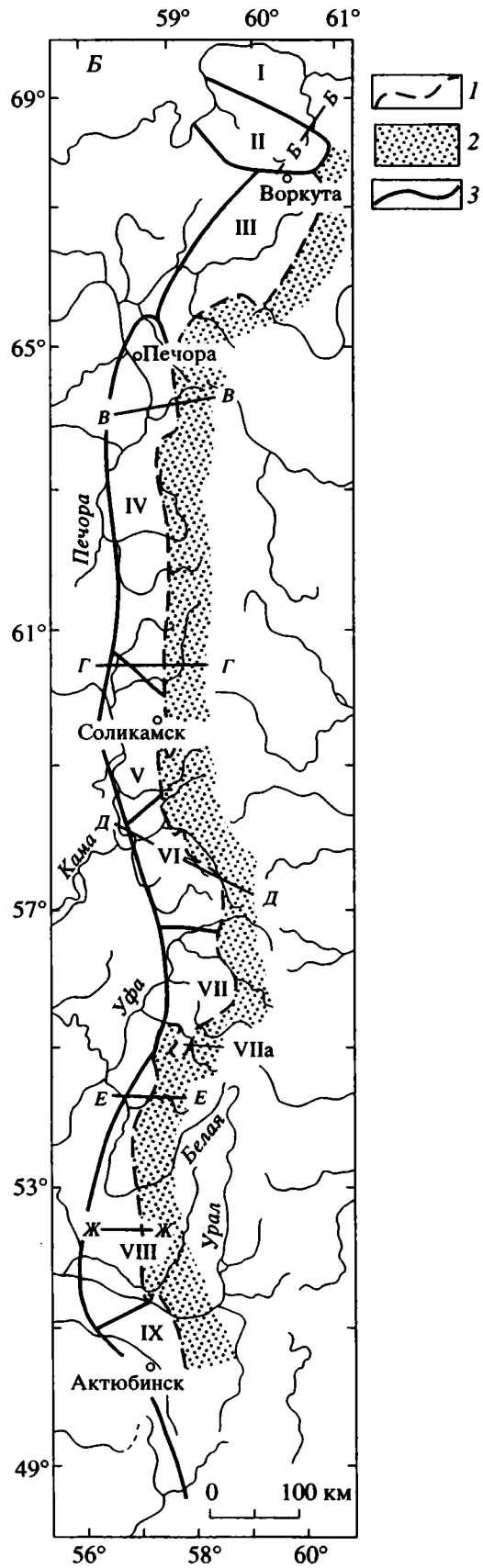


Рис. 1. Окончание.

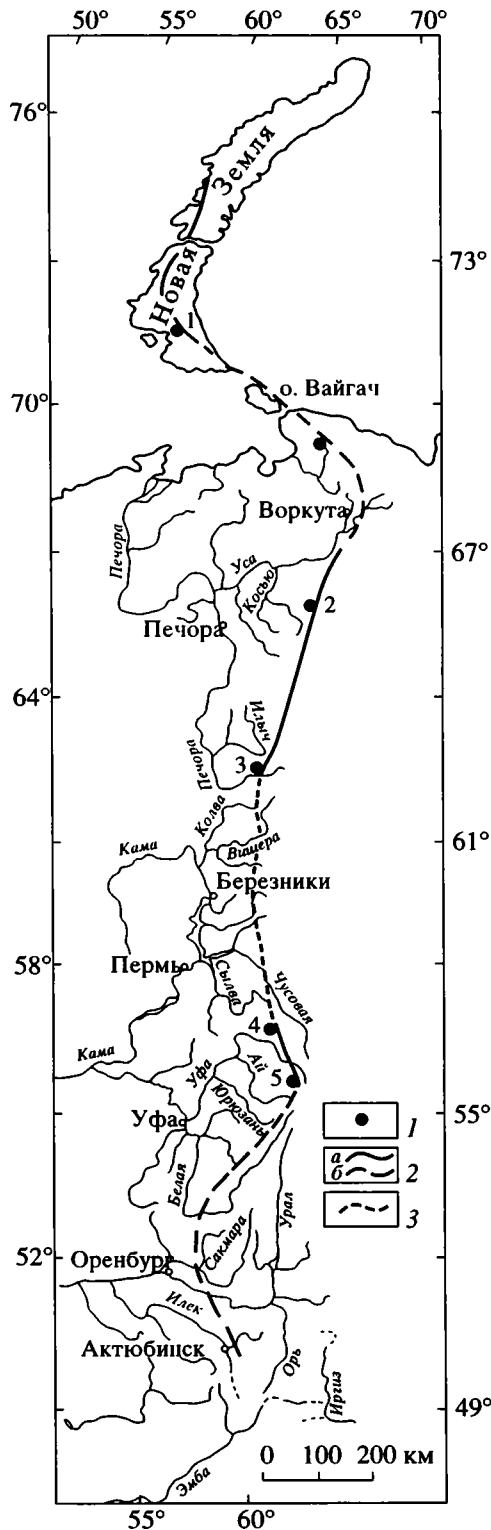


Рис. 2. Положение края карбонатной платформы в конце серпуховского века. При составлении схемы, кроме личных данных автора, использованы материалы [1, 15, 17, 28].

1 – органогенные постройки (цифры 1–5 объяснены в тексте); 2 – положение края платформы: а – достоверно установленное, б – предполагаемое; 3 – эродированный край платформы.

3. Заполняющий прогиб разнофациальный комплекс терригенных образований к западу закономерно замещается карбонатными породами. Смена карбонатов вверх по разрезу и к востоку терригенными породами происходит закономерно и быстро, но без размыва. На границе карбонатных (на западе) и терригенных пород при замедлении или остановке процесса смещения прогиба формируются линейные органогенные постройки. Их зрелость и мощность прямо зависят от длительности стабильного положения границы платформы–прогиб и погружения края платформы.

4. Карбонатные породы разного возраста образуют в основании Предуральского прогиба субмеридионально ориентированные полосы разной ширины с постепенным омоложением их возраста к западу, что хорошо видно на палеогеологической карте. Широкая полоса пород одного возраста свидетельствует о быстром смещении прогиба к западу в течение этого времени. Узкая полоска известняков говорит о замедлении расширения прогиба в это время или об остановке этого процесса.

5. Фациальные типы пород, заполняющих прогиб, занимают строго фиксированную позицию в латеральной и вертикальной последовательности, что позволяет восстанавливать геологическую историю не только сохранившихся участков Предуральского прогиба, но и тех его частей, которые уничтожены последующими эрозионными процессами (рис. 5).

6. Палеотектонические границы Предуральского прогиба не совпадают с их современными границами.

7. В течение позднего палеозоя смещалась к западу не только ось прогиба, но и весь прогиб, причем самые древние его образования быстро перерабатывались складчато-надвиговыми деформациями и денудировались. В связи с этим выделение внутренней и внешней зон прогиба лишено смысла. Комплексы пород, фиксирующие начальные стадии формирования Предуральского прогиба при современном тектоническом районировании включаются в Западно-Уральскую зону линейной складчатости.

Тезисы 4 и 5 иллюстрируются рис. 5, объяснения к которому дополняют и другие приведенные постулаты.

## ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Для решения задачи по восстановлению динамики формирования Предуральского прогиба достаточно представить два геологических документа: палеогеологическую карту возраста карбонатных пород в подошве предфлишевой формации и серию широтных профилей, показы-

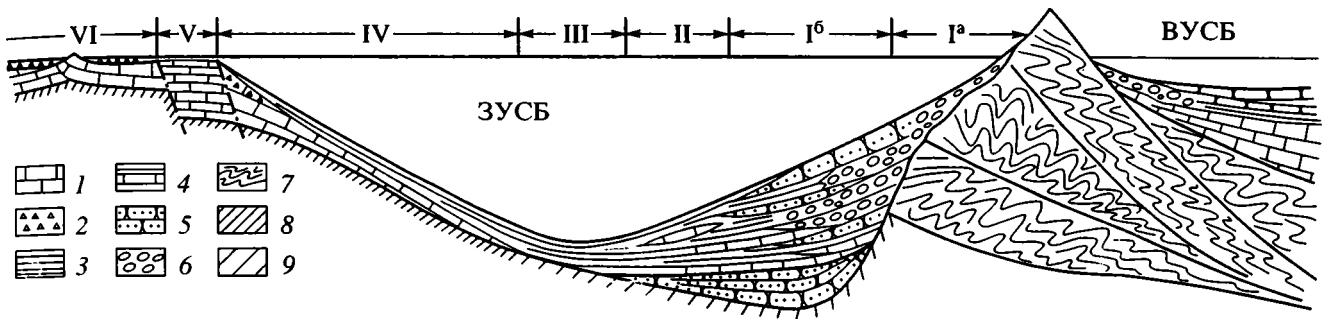


Рис. 3. Широтный литолого-фациальный профиль на конец башкирского века (без масштаба).

1 – известняки; 2 – карбонатные брекчии; 3 – аргиллиты и кремнистые аргиллиты; 4 – аргиллиты и известняки; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – дислоцированные породы; 8 – терригенные породы в подошве яруса; 9 – карбонаты нижнего карбона, подстилающие башкирский ярус.

Буквы на профиле: ВУСБ – Восточно-Уральский и ЗУСБ – Западно-Уральский седиментационный бассейны. Римскими цифрами обозначены типы разрезов отложений яруса: I<sup>а</sup> – песчаники, конгломераты, карбонатные брекчии, известняки; эти породы могут подстилаться образованиями более древними, чем серпуховский ярус; I<sup>б</sup> – песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов, детритовых известняков, карбонатных брекчий; в подошве известняки серпуховского яруса (мощность башкирских отложений – до 200–250 м); II–III – аргиллиты с прослоями известняков и песчаников (II тип), мощность – десятки метров; IV – двухчленный тип разреза с известняками (30–300 м мощностью) в основании и кремнисто-глинисто-карбонатной пачкой (на 50 м на востоке до нуля – на западе) – в верхней части; V – известняки и доломиты с линзами массивных водорослевых биогермов, мощность 100–300 м; VI – маломощные мелководные (оолитовые, водорослевые, брекчневые) известняки, иногда с прослоями аргиллитов. Могут отсутствовать в результате размыва отдельные горизонты или подъярусы, мощность 10–50 м.

вающих возрастные взаимоотношения карбонатных и терригенных пород в том или ином сечении прогиба, а также положение и возрастные границы органогенных построек. Поскольку профили являются более компактными и наглядными документами, именно их мы выбрали в качестве основных иллюстраций. Их положение показано на рис. 1. Мы не имеем возможности привести все построенные по этой методике профили, ограничившись демонстрацией наиболее контрастных по темпам развития участков Предуральского прогиба.

Обзор материала удобнее начать с севера на юг. Предуральский прогиб хорошо прослеживается на широте Новоземельских островов (см. рис. 1А): его восточный борт располагался в районе Ледяной Гавани на Северном острове, где башкирские отложения, представленные терригенно-карбонатными породами, залегают на разных уровнях: от нижнего девона до серпуховского яруса нижнего карбона [9].

В Рогачевской структурно-фациальной зоне в южной части Северного острова и в северной части Южного острова нерасчлененные среднекаменноугольные отложения представлены маломощными (12–25 м) пачками аргиллитов, кремнистых аргиллитов, с прослоями микритов и грейнстоунов, марганцевых руд, которые подстилаются карбонатами серпуховского яруса [8, 9, 11].

На юго-западной оконечности Северного острова, западной и юго-западной частях Южного острова серпуховский, башкирский и московский ярусы составляют последовательность мелковод-

ных по происхождению известняков, карбонатных брекчий, реже доломитов. В некоторых разрезах эта толща венчается известняками нижней части касимовского яруса верхнего карбона. Выше московских или верхнекаменноугольных известняков залегают темно-серые и черные аргиллиты, кремнистые аргиллиты и мергели сезымской свиты (предфлишевая формация, см. рис. 5). Имеющиеся материалы по результатам глубокого бурения в акватории между Новой Землей и островом Колгуев [8] показывают, что возраст карбонатов на контакте с предфлишевой формацией закономерно омолаживается в направлении к острову, где определенно существовали органогенные постройки сакмарского яруса [12, 13], и, следовательно, возраст предфлишевой формации не может быть древнее поздне-сакмарского или раннеартинского. Особенностью Новоземельско-Колгуевского профиля (см. А–А на рис. 1А) является большая ширина Предуральского прогиба, широкое развитие в его основании серпуховских и среднекаменноугольных известняков. Такое же строение прогиба сохраняется и южнее (см. профиль Б–Б по линии устья р. Кары – г. Воркута (на рис. 1Б) [15, 17].

В пределах территории Новой Земли, острова Вайгач и Югорского полуострова наблюдается отчетливое расширение прогиба к северу и намечается переход в глубоководную впадину. Здесь прослеживаются те же закономерности строения, как и в области сочленения прогиба с Прикаспийской впадиной.

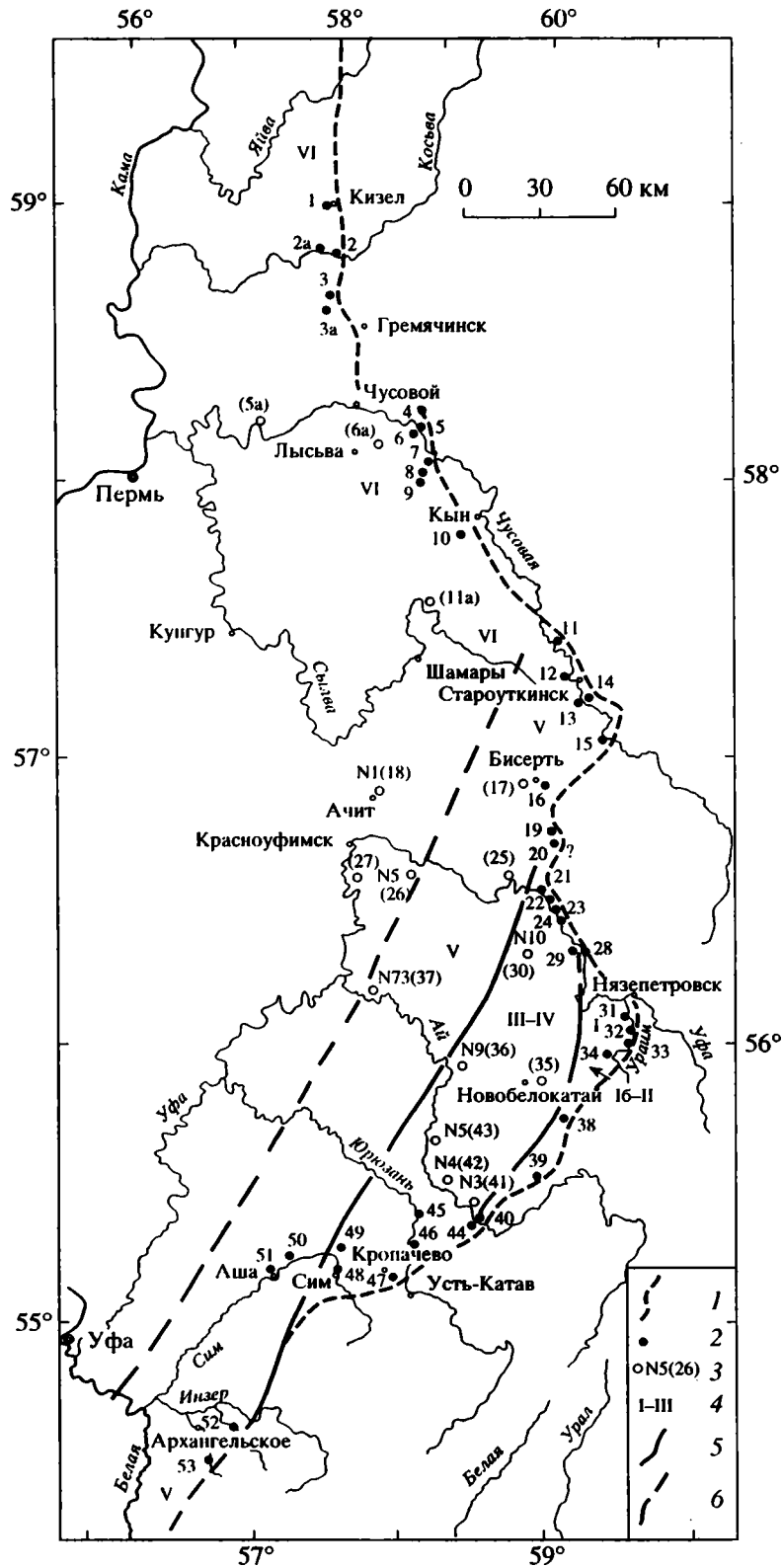


Рис. 4. Распространение типов разреза отложений башкирского яруса на западном склоне Среднего Урала.

1 – восточная граница распространения башкирских отложений; 2, 3 – материалы, использованные при построении схемы; 2 – местоположение разрезов и их номера, 3 – скважины и их документационные номера, в скобках – порядковый номер разреза; 4 – типы разрезов, соответствующие рис. 3; 5, 6 – границы типов разрезов: 5 – достоверные, 6 – предполагаемые.

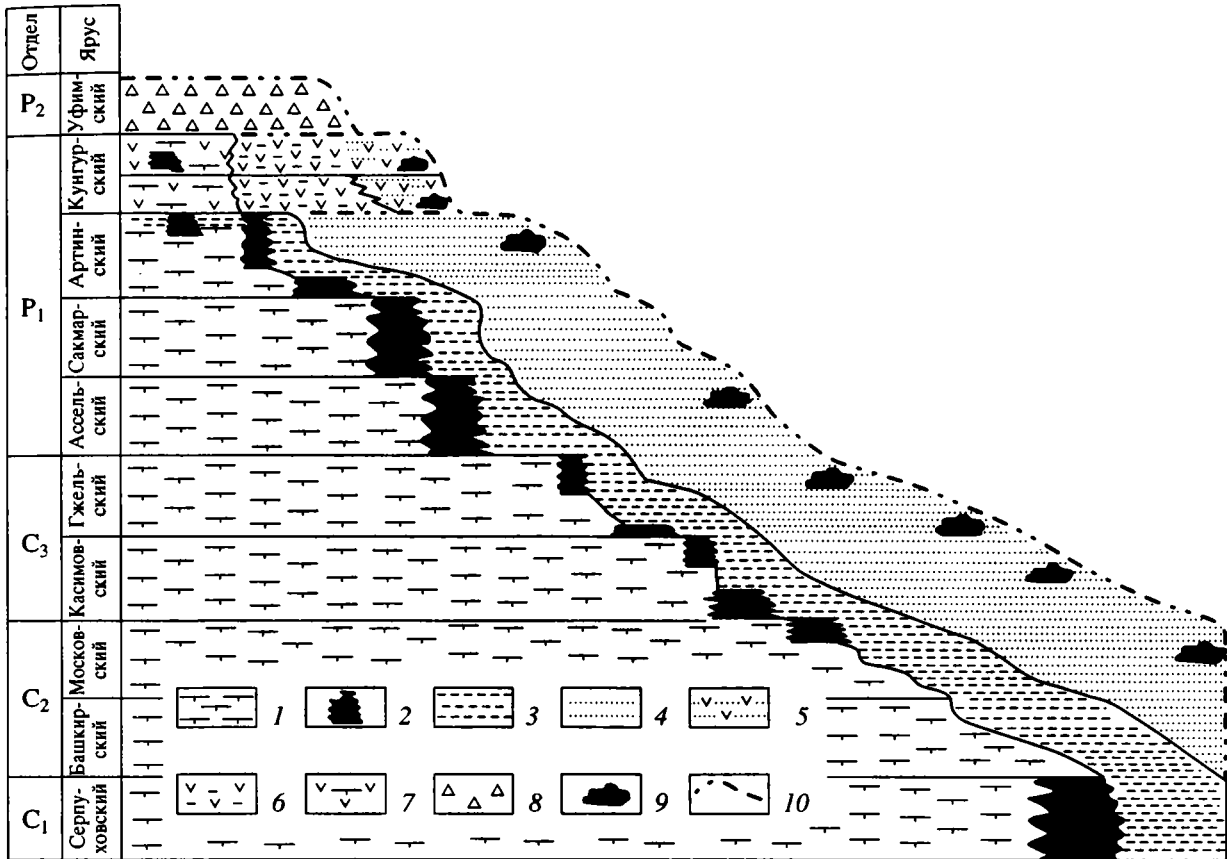


Рис. 5. Соотношение формаций Предуральского краевого прогиба.

1, 2 – формация карбонатной платформы, субформации: 1 – слоистых карбонатов, 2 – органогенных построек; 3 – предфлишевая и 4 – флишевая формации; 5–7 – эвапоритовая формация, субформации: 5 – терригенная мелководная, 6 – существенно глинистая с каменными и калийными солями глубоководная, 7 – мелководная карбонатно-сульфатная; 8 – существенно наземная молассовая формация; 9 – прибрежные органогенные постройки; 10 – современная эрозионная поверхность.

Следующий профиль расположен в пределах Большесынинской впадины Предуральского прогиба (рис. 6; см. В–В на рис. 1Б) в долине р. Шугора [27]. Наиболее восточный контакт карбонатных и терригенных пород изучен на р. Малый Паток в 6 км выше его устья. Здесь предполагается залегание терригенных пород предфлишевой формации на известняках московского яруса. В устье ручья Мича-Ель известняки московского яруса перекрываются 12-метровым водорослево-мшанковым биогермом основания верхнего карбона (зона *Protriticites-obsoletes*). Выше следуют касимовско-гжельско-ассельские аргиллиты и мергели предфлишевой формации.

Более полно (до 50 м мощностью) развиты водорослево-мшанковые известняки верхнего карбона (зоны *Protriticites-obsoletes* и *montiparus*) у Верхних Ворот. Здесь доказан позднекаменноугольно-ассельский возраст предфлишевой формации [17, 27].

В нескольких разрезах в урочище Средние Ворота предфлишевая формация подстилается карбонатными брекчиями с фузулидами московского яруса. Возраст формации на этом участке на основании изучения фораминифер, аммонитов и конодонтов – гжельско-тастубский. В разрезе “Нижние Ворота” предфлишевая формация подстилается известняками зоны *Schwagerina moelleri-Pseudofusulina fecunda* средней части ассельского яруса, вблизи устья Шугора – известняками нижней части артинского яруса; а на левобережье р. Печоры, по данным бурения, граница карбонатных и терригенных пород находится внутри верхнеартинского подъяруса. Рассмотренный профиль с некоторыми вариациями может считаться типичным для Косью-Роговской, Большесынинской и северной части Верхнепечорской впадин Предуральского прогиба. По сохранившейся части прогиба можно отметить его активное смещение в течение московского века и позднего карбона, замедление этого процесса в ассельско-сакмарское время и некоторое ускоре-

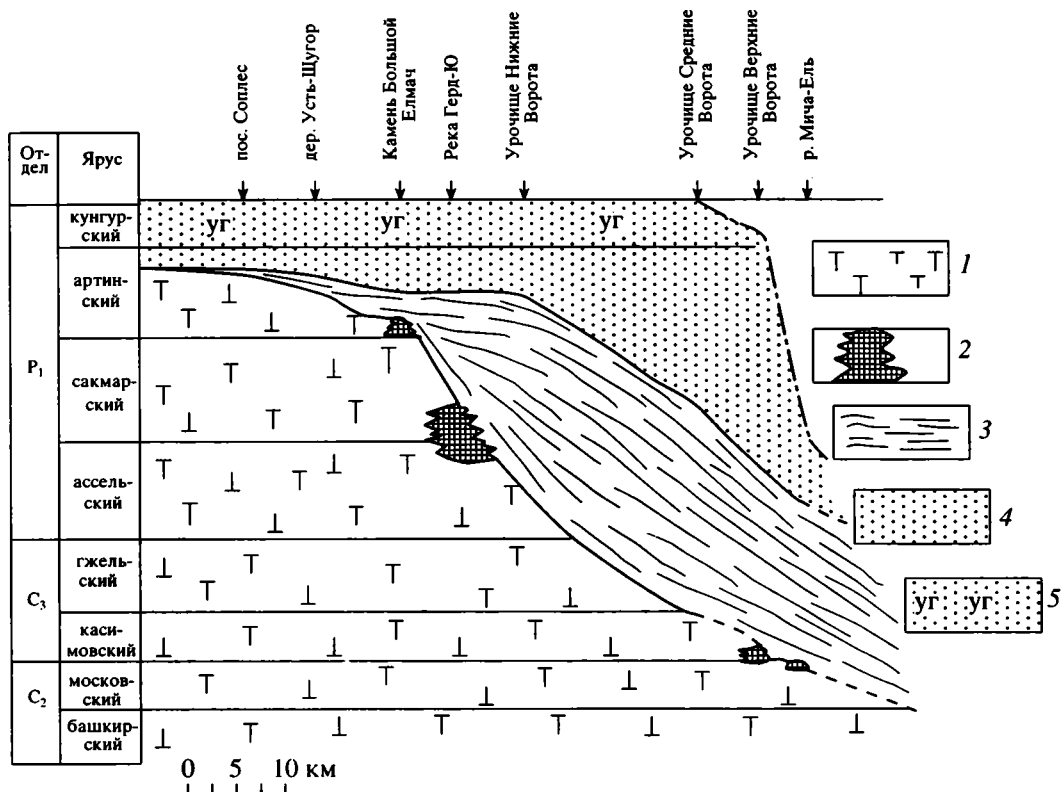


Рис. 6. Возрастное соотношение формаций в Большесынинской впадине Предуральяского прогиба, в долине р. Шугор и по его притокам.

1, 2 – карбонатная формация, субформации: 1 – слоистых известняков, 2 – органогенных построек; 3–5 – формации: 3 – предфлишевая – аргиллиты, мергели, глинистые и детритовые известняки, 4 – флишевая, 5 – угленосная.

ние в позднеартинское время. Органогенные постройки фиксируются в основании верхнего карбона, в ассельско-сакмарском интервале (в бассейне р. Большого Патока) и в основании артинского яруса [7, 10, 17].

Следующий к югу профиль составлен в бассейне р. Вишеры на стыке Верхнепечорской и Соликамской впадин Предуральяского прогиба. В качестве основы использованы многочисленные обнажения и скважины по р. Березовой и материалы по рекам Колве и Вишере (рис. 7, 8; см: Г–Г на рис. 1Б). Стратиграфия верхнепалеозойских отложений, особенно терригенных, плохо изучена в верховьях упомянутых выше рек. В верховьях р. Печоры (р. Кисунья) известны башкирские отложения, представленные полимиктовыми песчаниками, залегающими на известняках серпуховского яруса. Определенно устанавливается залегание пород предфлишевой формации на известняках средней части гжельского яруса на реках Березовой и Колве.

К западу прослеживается широкое поле развития в основании Предуральяского прогиба ассельских и нижнесакмарских (тастубских) известняков. Недостаток материала помешал разделить

широкое поле верхнесакмарских и нижнеартинских известняков. Особенно обширные площади в подошве предфлишевой формации занимают иргинско-саранинские карбонатные породы. Такое распределение карбонатных пород в ложе прогиба свидетельствует о его равномерном расширении к западу, начиная с башкирского века. Ранние (башкирско-московские) стадии развития Предуральяского прогиба будут, без сомнения, установлены при более тщательном изучении верхнепалеозойских пород в верховьях рек Печоры и Вишеры. Органогенные постройки выявлены в средней части гжельского яруса, в холодноложском горизонте ассельского яруса, в пограничных сакмарско-ассельских отложениях, на уровне бурцевского, иргинско-саргинского, саранинско-филипповского интервалов.

Южнее р. Вишеры восточные участки Предуральяского прогиба не представлены в современной структуре Урала. Полное подобие сохранившихся от эрозии западных частей прогиба в бассейне р. Вишеры и на юге Соликамской впадины дают веское основание для этого вывода.

Профиль, пересекающий Сылвинскую впадину Предуральяского прогиба, в значительной степени



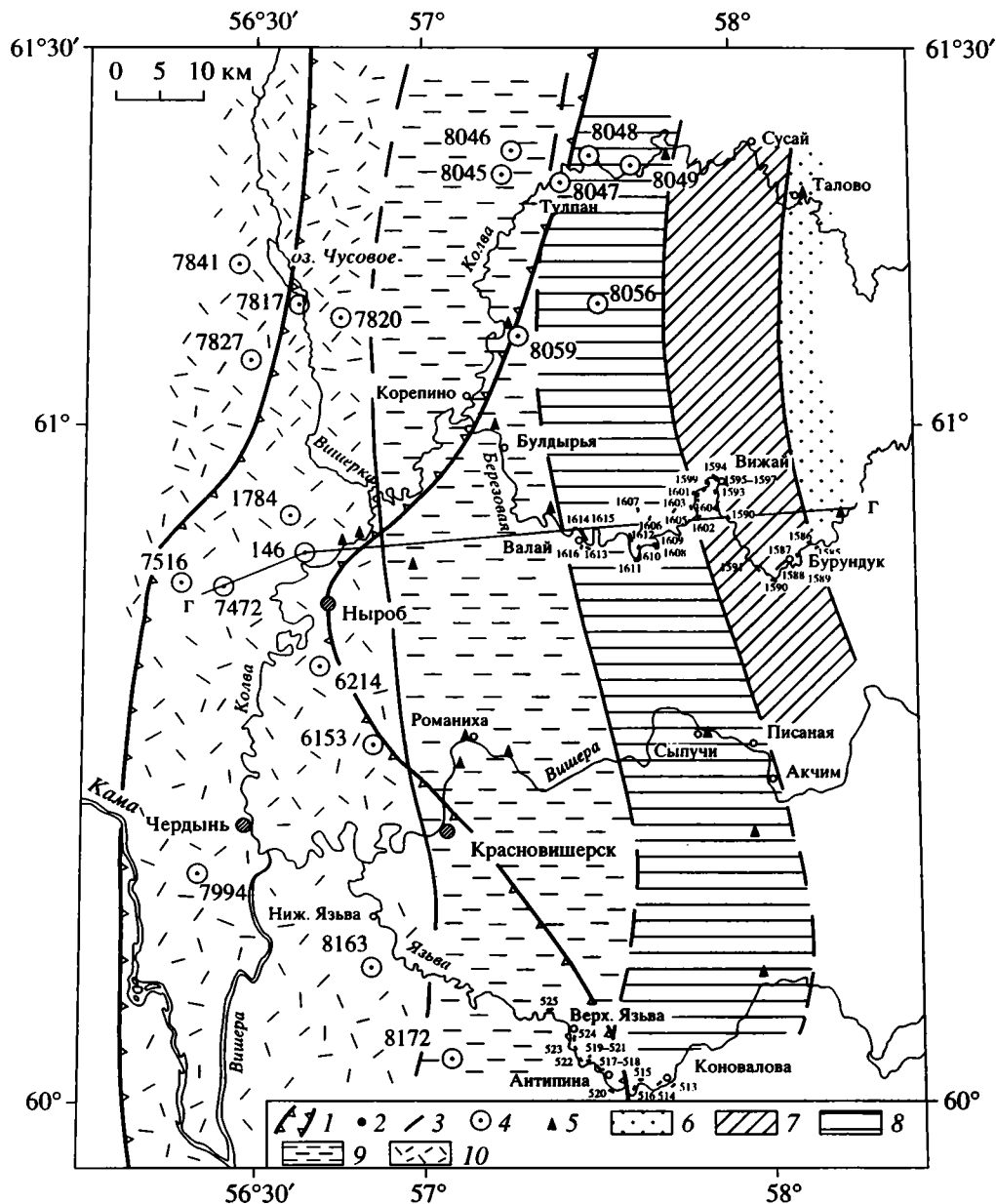


Рис. 7. Возрастное соотношение известняков в подошве префлишевой формации в бассейне р. Вишеры, в зоне сочленения Верхнепечорской и Соликамской впадин Предуральского прогиба.

1 – границы современного прогиба, по [16]; 2–5 – использованные при построении выходы пород: 2 – небольшие обнажения, 3 – протяженные разрезы; 4 – скважины, 5 – данные других исследователей; 6–10 – известняки: 6 – гжельского и 7 – ассельского ярусов, 8 – тастубского горизонта сакмарского яруса, 9 – стерлитамакского горизонта сакмарского яруса – нижнеартинского подъяруса, 10 – верхнеартинского подъяруса; Г–Г – положение профиля рис. 8.

дополняет более ранние по сравнению с югом Соликамской впадины моменты геологической истории (рис. 9; см. Д–Д на рис. 1Б). Здесь можно видеть, что большая часть прогиба сформировалась в позднекаменноугольное время при замедленном его смещении в ассельско-сакмарское время. Прогиб продолжал активно, с серией остановок, смещаться на платформу и в течение артинского времени, вследствие чего Сылвинская

впадина отличается наибольшим разнообразием генераций органогенных построек.

Западная зона Юрюзано-Айской впадины (см. рис. 1Б) в значительной мере подобна Сылвинской, но начальные моменты геологической истории этих двух структур различны. Наиболее значительное смещение Юрюзано-Айской впадины происходило в среднем карбоне. Другое существенное различие заключается в истории

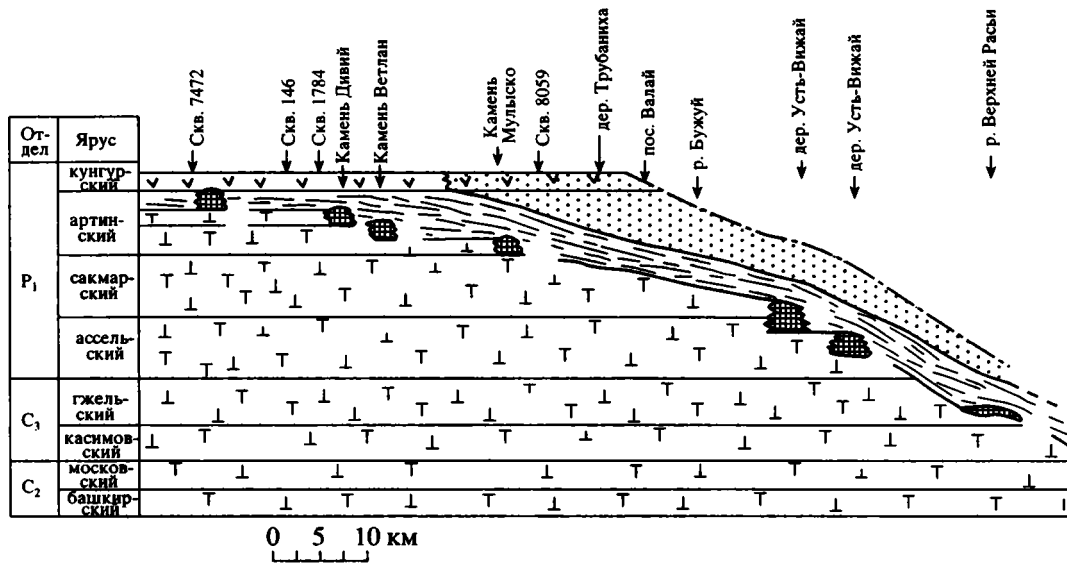


Рис. 8. Возрастные взаимоотношения формаций в бассейне р. Вишеры. Условные обозначения см. на рис. 5, 6.

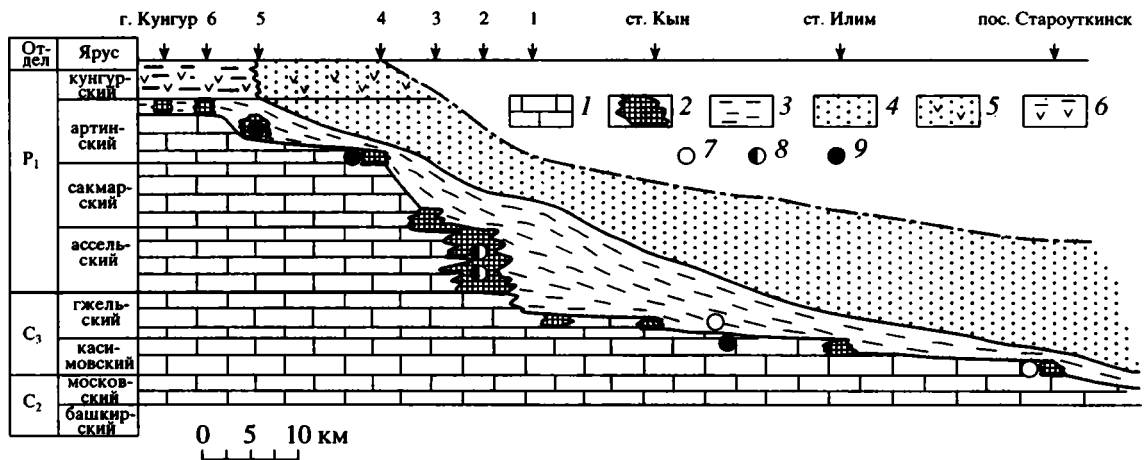


Рис. 9. Взаимоотношения формаций в Сылвинской впадине Предуральяского прогиба.

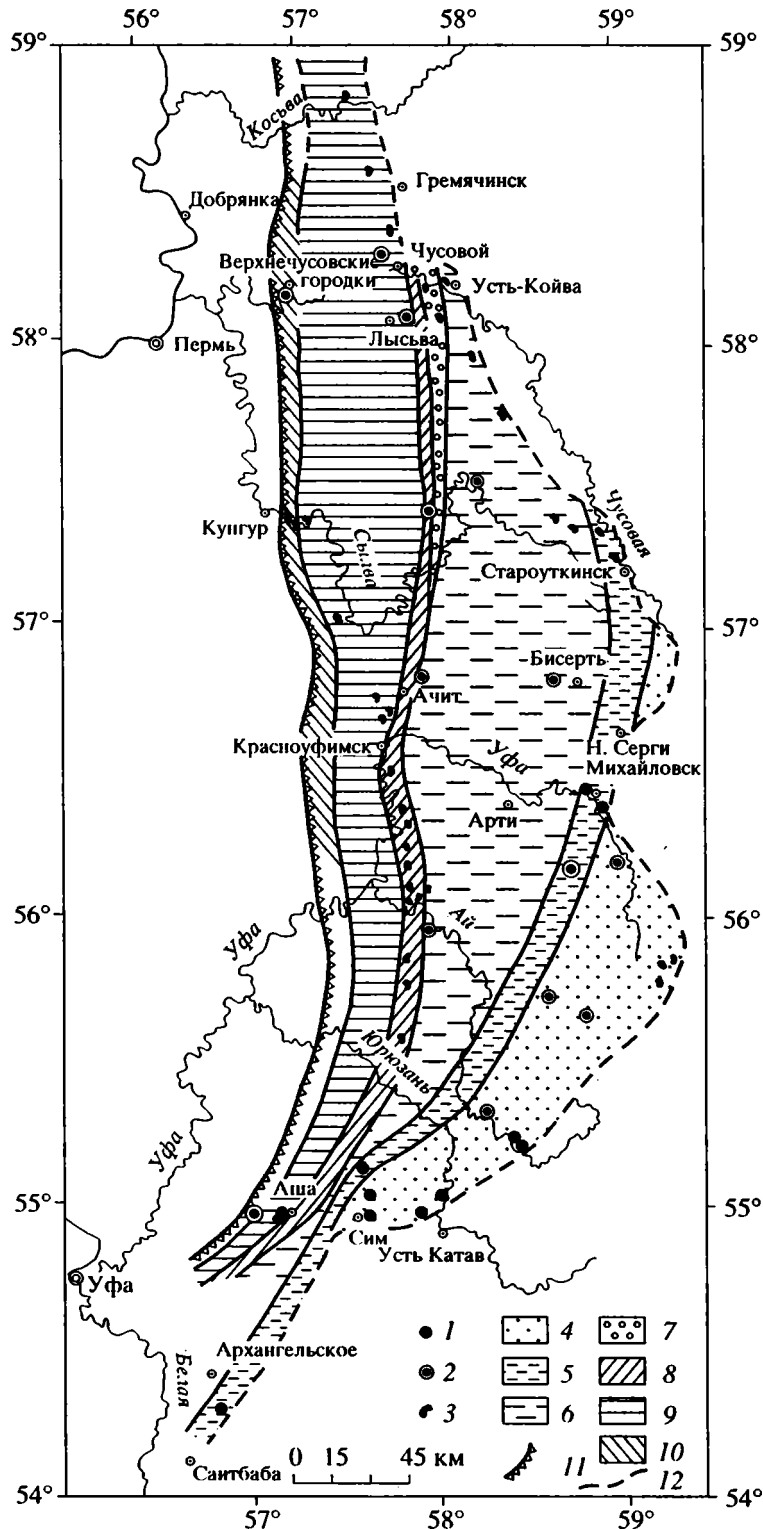
1 – карбонатная формация, субформация слоистых известняков; 2 – карбонатная формация, субформация органогенных построек; 3 – предфлишевая формация; 4 – флишевая формация; 5, 6 – эвапоритовая формация; 7 – газопоявление; 8 – залежи конденсата; 9 – месторождения и проявления нефти.

Цифры – положение разрезов (с востока на запад): 1 – дер. Усть-Койва, 2 – р. Чусовая в устье рек Малой и Большой Исаковок, 3 – р. Большой Вашкур, 4 – приустьевые части рек Усьвы и Вильвы, 5 – полоса органогенных построек между сел. Ключи и Верхнечусовскими городками, 6 – ст. Чикали.

рифообразования. В пределах Юрюзано-Айской впадины не установлено гжельских органогенных построек; разобценные в пространстве ассельские, сакмарские и раннеартинские органогенные постройки Сылвинской впадины в границах Юрюзано-Айской образуют единую, совмещенную в пространстве полосу Дуванских рифов (рис. 10).

На рис. 10 показано распределение разновозрастных карбонатных пород (палеогеологичес-

кая карта) в подошве предфлишевой формации на обширной территории Предуральяского прогиба от северной части Соликамской до Бельской впадины. Здесь на территории Уфимского амфитеатра сохранились отложения ранних стадий развития прогиба, что можно объяснить наличием жесткой глыбы Башкирского свода в основании прогиба, препятствовавшей складчатым деформациям и резкому воздыманию территории с последующей денудацией отложений, выполнявших прогиб. В пределах любой фациальной зоны



**Рис. 10.** Возрастное соотношение известняков в подошве предфлишевой формации в пределах южной части Соликамской, Сылвиинской, Юрюзано-Айской впадин; Симской мульды и северной части Бельской впадины.

1 – использованные при построении обнажения; 2 – скважины; 3 – органогенные постройки в обнажениях и скважинах; 4–10 – известняки в подошве предфлишевой формации: 4 – башкирского и 5 – московского ярусов, 6 – верхнекамешноугольные, 7 – ассельского и 8 – сакмарского ярусов; 9 – нижнеартинского подъяруса (бурцевский, иргинский горизонты), 10 – верхнеартинского подъяруса (саргинский и саранинский горизонты); 11 – западная граница распространения артинских глинистых отложений; 12 – современный эрозионный срез.

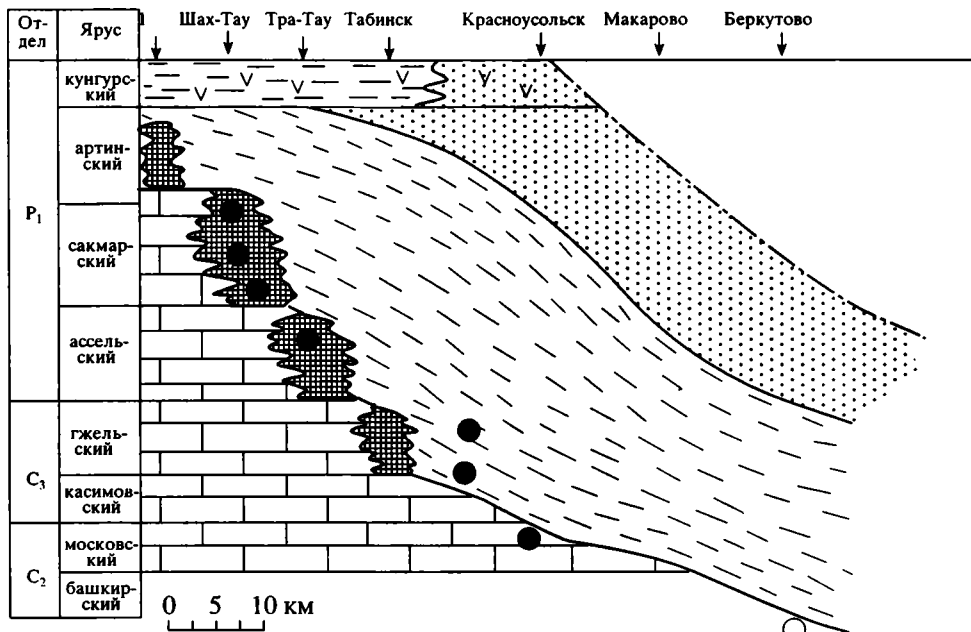


Рис. 11. Взаимоотношение формаций в Бельской впадине Предуральяского прогиба.

Условные обозначения см. на рис. 9. Цифрой 1 показано положение Столяровской и Караганской площадей с развитием саргинских и саранинских органогенных построек. Использованы данные [4, 5, 28].

нет никаких признаков ее замещения другими породами: все зоны просто срезаются современной эрозионной поверхностью.

Расположенная к югу часть Предуральского прогиба в границах Симской мульды, Бельской и Актюбинской впадин отличается значительным сходством в истории развития (рис. 11; см. профили *E-E*, *Ж-Ж* на рис. 1Б). В междуречье Белой и Урала в Предуральский прогиб органически включаются глубоководные визейско-башкирские отложения, сформировавшиеся за пределами визейско-серпуховской карбонатной платформы. В раннебашкирское время прогиб быстро распространился на край платформы, но дальнейшее его смещение было очень замедленным; в ассельско-раннеартинское время здесь сформировался наиболее крупный рифовый комплекс мощностью до 1200 м. В пределах рассматриваемой части прогиба плохо изучены саргинская и саранинская генерации органогенных построек, широко развитые в западном обрамлении Юрюзано-Айской, Сылвинской и Соликамской впадин. Подобные образования на западном борту Бельской впадины вскрыты скважинами на Столяровской и Карагановской площадях [14]. Органогенные постройки, сложенные фораминиферами, сине-зелеными и красными водорослями, достигают в саргинском горизонте мощности до 100 м. Предположительно саранинские оолитовые известняки мощностью до 42 м также содержат водорослевые биогермы.

Предуральский прогиб, западная граница которого хорошо прослеживается по полосе ассельско-артинских рифов, расширяется и углубляется в сторону Прикаспийской впадины [29], и в этом наблюдается определенная аналогия с северным продолжением прогиба в Баренцовом море, но разница в климатических условиях седиментогенеза на южном и северном флангах прогиба определила накопление различных осадков, что особенно наглядно проявилось в кунгурском веке, когда в южных впадинах прогиба и Прикаспийской депрессии формировалась мощная толща эвапоритов, а в северной части прогиба откладывалась угленосная формация.

Предложенные построения демонстрируют не только динамику развития Предуральского прогиба, но и интенсивность тектонических движений в складчатом поясе. Моменты интенсивного смещения прогиба, как и стадии замедления этого процесса, фиксируемые образованием органогенных построек, без сомнения, отражают движения в складчатом сооружении. Разные скорости смещения прогиба на разных его участках в одно и то же время свидетельствуют о различной интенсивности давления на край платформы массы пород складчатого пояса и различной скорости продвижения к западу шарьяжно-складчатого фронта, что нашло отражение и в особенностях сочленения Предуральского прогиба с платформой. Эти вопросы рассмотрены в специальных статьях [19, 20, 22].

На основании геодинамических характеристик вся территория Предуральского прогиба может быть подразделена на ряд крупных участков с близкой историей развития: Новоземельско-Пайхойский, Каратаихинско-Верхнепечорский, Вишерско-Юрюзанский; Симско-Актюбинский. Второстепенные различия в геологической истории допускают более дробное деление прогиба, близкое к современному его расчленению на впадины (см. 1Б).

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВОЗМОЖНЫХ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД, НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЙ

Анализ особенностей развития различных частей Предуральского прогиба позволяет подойти к оценке перспектив обнаружения полезных ископаемых в этой структуре. Приведенные профили показывают, что при медленном расширении прогиба, как это видно на примере его симско-актюбинской части, в течение длительного времени накапливались богатые органическим веществом осадки предфлишевой формации. Одновременно на западном обрамлении Предуральского прогиба сформировалась мощная толща рифовых известняков – возможных коллекторов нефти и газа. Неоднократные отступления моря с последующим размывом этих пород резко улучшили их коллекторские свойства и создали благоприятные условия для скопления углеводородов в полосе от Ишимбая до Стерлитамака в рифовом поясе и далее к югу в обрамлении Прикаспийской впадины. Кайнозойские подвижки в Стерлитамакском блоке привели к разрушению скоплений углеводородов, и этот процесс активно продолжается здесь в настоящее время. Роль покрывки в данном случае выполняет предфлишевая формация, усиленная эвапоритовыми толщами кунгура. Стабильное положение границ Предуральского прогиба в течение длительного времени способствовало также накоплению фосфоритов в Бельской впадине и дает основание для предположения о высоких перспективах обнаружения их и в Актюбинской впадине, развивавшейся по общему плану с Бельской.

В границах Бельской впадины наблюдается несколько стратиграфических уровней нефтегазонасности, приуроченных к контакту карбонатной и предфлишевой формаций. Расположенное на востоке впадины Беркутовское месторождение газа приурочено к башкирским известнякам, которые перекрываются породами московско-асельской предфлишевой формации. Кинзебулатовское месторождение расположено в раннеартинских карбонатах и перекрывается артинско-предфлишевой формацией.

Предфлишевая формация в сочетании с перекрывающей ее флишевой формацией выполняет

роль покрывки и без кунгурских эвапоритов, что можно показать на примере Сылвинской впадины прогиба. Здесь с востока на запад прослеживается серия значительных нефтегазопроявлений, связанных с органогенными постройками и залегающих непосредственно под породами предфлишевой формации. На Бухаровском поднятии (25 км к западу от пос. Бисерть) мощное газопроявление [6] приурочено к биогермным карбонатам основания касимовского яруса верхнего карбона. В 38 км западнее на р. Сылве мощный газовый выброс получен из верхнекасимовских слоистых известняков и перекрывающих их терригенных пород. В 22 км западнее значительное скопление конденсата обнаружено в рифовых известняках верхней части ассельского яруса в районе станции Кордон.

Наконец, в западной части Сылвинской впадины (в 50 км западнее по меридиану от ст. Кордон) расположено известное месторождение нефти Верхнечусовских городков, открытое еще в 1929 г. Локализации нефти в этом месте способствовало наличие крупного рифогенного массива, а, главное, улучшение его коллекторских свойств в начале позднего кунгура вследствие кратковременной денудации и последующего перекрытия мощной пачкой позднекунгурских эвапоритов. Значительные массы органического материала, накопленные в осадках предфлишевой формации, можно рассматривать в качестве одного из источников углеводородов в этой структуре Предуральского прогиба.

Более скромные масштабы нефтегазонасности Сылвинской впадины по сравнению с Бельской и Актюбинской можно объяснить, исходя из динамики их развития. Сылвинская впадина расширялась относительно равномерно, вследствие чего осадки предфлишевой формации как бы “размазывались” на широкой площади и не создавали значительных скоплений углеводородов, маломощная предфлишевая формация не могла выполнять роль абсолютно надежной покрывки. Особенности развития впадины не обеспечили формирования емких коллекторов.

Приведенные примеры показывают, что локализация жидких и газообразных углеводородов на контакте карбонатной и предфлишевой формаций может происходить как в органогенных постройках, так и в слоистых известняках.

Изложенный материал позволяет с новых позиций посмотреть на перспективы нефтегазонасности Предуральского прогиба с учетом всех особенностей развития этой территории. Особый интерес вызывает зона контакта карбонатной и предфлишевой формаций, где могут быть скопления углеводородов не только в традиционных антиклинальных ловушках. Представляют интерес и другие виды минерального сырья, как, например, фосфориты и марганцевые руды.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Елисеев А.И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
2. *Калашников Н.В., Михайлова З.П., Тимонин Н.И.* Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего карбона острова Вайгач // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1974. С. 74–79.
3. *Калашников Н.В., Михайлова З.П., Черных В.А.* Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего карбона Новой Земли // Ежегодник-1974. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1975. С. 47–58.
4. *Королюк И.К., Сидоров А.Д., Меламуд Е.Л., Щекотова И.А.* Формации и тектоника Южного Приуралья // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 81–91.
5. *Королюк И.К., Сидоров А.Д., Щекотова И.А.* Визейская рифогенная толща Уфимского амфитеатра и перспективы ее нефтегазоносности // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1991. С. 27–38.
6. *Красильников Б.В., Оборин А.А., Сиринов В.В., Калачникова И.Г.* Нефтегазоносность нижнепермских отложений Пермского Предуралья // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь: Кн. из-во, 1973. С. 327–354.
7. *Кузькокова Н.Н.* Нижнепермские отложения Средней Печоры. Л.: Наука, 1976. 128 с.
8. *Матвеев В.П., Пovyшьева Л.Г., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е.* Пермские отложения Новой Земли // Пермская система земного шара: Международный конгресс. Тез. Свердловск: Ур. отд-ние АН СССР, 1991. С. 58–59.
9. *Матвеев В.П., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е.* Каменноугольные и пермские отложения района Ледяной Гавани (Северный остров Новой Земли) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики. Л.: Севморгео, 1989. С. 32–41.
10. *Муравьев И.С.* Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. 202 с.
11. *Платонов Е.Г., Пovyшьева Л.Г., Устрицкий В.И.* О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 4. С. 76–89.
12. *Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Бро Е.Г.* Палеозойские отложения острова Колгуев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 75–85.
13. *Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашов Б.И.* Позднепалеозойские органогенные постройки острова Колгуев // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 71–74.
14. *Раузер-Черноусова Д.М.* Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид). М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 1–109.
15. *Рогов В.С., Галицкая Г.И., Давыдов В.И., Попов А.В.* Новые данные по стратиграфии марганцевых отложений перми и карбона Пай-Хоя // Сов. геология. 1986. № 6. С. 60–68.
16. *Софроницкий П.А.* Предуральский краевой прогиб. Западноуральская внешняя зона складчатости // Геология СССР. Т. XII. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1961. С. 29–43.
17. *Черных В.А.* Кабон севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
18. *Чувашов Б.И.* Возрастной состав карбонатных галек и валунов из верхнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала // Верхнепалеозойские терригенные отложения Урала. Свердловск: Ур. фил. АН СССР, 1970. С. 32–46.
19. *Чувашов Б.И.* Особенности тектонического развития западного склона Среднего Урала в позднем палеозое // Геология палеозоя и мезозоя Урала и Зауралья. Свердловск: Ур. науч. центр, 1975. С. 45–57.
20. *Чувашов Б.И.* Верхнепалеозойские терригенные отложения Среднего и Южного Урала (стратиграфия и геологическая история): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1979. 56 с.
21. *Чувашов Б.И.* Значение водорослей в формировании прибрежных биогермов // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: Ур. науч. центр АН СССР, 1980. С. 87–107.
22. *Чувашов Б.И.* О характере сочленения Русской платформы и Предуральского прогиба // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 111–120.
23. *Чувашов Б.И.* Общая характеристика пермских отложений Урала и Поволжья // Международный конгресс "Пермская система земного шара". Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. С. 75.
24. *Чувашов Б.И.* О происхождении горизонтов карбонатных брекчий в каменноугольно-нижнепермских отложениях Предуральского прогиба // Ежегодник-1993. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1994. С. 53–63.
25. *Чувашов Б.И., Дюпина Г.В.* Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с.
26. *Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: Ур. отд-ние АН СССР, 1990. 386 с.
27. *Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Черных В.В., Решеткова Н.П., Воронов А.В.* Пограничные отложения карбона и перми на р. Шугор (Приполярный

- Урал) // Ежегодник-1986. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1987. С. 16–22.
28. *Щекотова И.А.* Карбонатные формации Южного Приуралья. М.: Наука, 1990. 111 с.
29. *Ярошенко А.В.* Типы органогенных построек в отложениях позднего палеозоя северного борта Прикаспийской впадины // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 72–83.
30. *Chuvashov B.I.* Permian reefs of the Urals // *Facies*. 1983. Band 8. Abb. P. 191–212.
- Рецензенты: С.В. Руженцев, А.С. Перфильев*

## Dynamics of the Evolution of the Uralian Foredeep

V. I. Chuvashov

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Division, Russian Academy of Sciences,  
Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, 620219 Russia*

Modified and more detailed data on the relationships between the terrigenous and carbonate facies of the Uralian foredeep and their ages are presented. The most important indicator of the dynamics of evolution of the Uralian foredeep are organic edifices, which mark the position of the foredeep's boundary. The organic edifices defining the craton/foredeep boundary are most interesting. They formed as the migration of the axis of the Uralian foredeep slowed down and ceased. The ecologic maturity and thickness of the organic edifices are largely determined by how long the craton/foredeep boundary remained stable. Twelve generations of organic edifices are established all over the Uralian foredeep.

Another significant indicator of the evolutionary dynamics of the Uralian foredeep is the width of the belt of coeval limestones underlying the terrigenous deposits. This belt became wider as the Uralian foredeep migrated at a greater rate and narrowed as the migration rate slowed down.

The study of the evolutionary dynamics of the Uralian foredeep all over its length allowed me to subdivide the foredeep into large tracts with distinctive geodynamic behaviors: Novaya Zemlya–Pai Khoi, Karataikha–upper Pechora, Vishera–Yuryuzan', and Sima–Aktyubinsk. Each of them displays certain peculiarities in the accumulation and preservation of liquid and gaseous hydrocarbon pools and shows some potentials for discovering phosphoritic and manganese ores.

УДК 551.242.3(234.85.2)

## СТРОЕНИЕ И ФАЗЫ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОГО ОКОНЧАНИЯ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

© 1998 г. А. А. Савельев, О. В. Астраханцев, А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, Г. Н. Савельева

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 20.03.97 г.

Детальными геологическими и структурными исследованиями в поперечном сечении северной части Магнитогорской зоны Урала установлены четыре пластины мелажа разного состава, совмещенных позднепалеозойскими или более поздними сдвиговыми движениями. В меланже западного блока преобладают лерцолиты, тогда как в блоках, расположенных восточнее преобладают гарцбургиты и дуниты. В ряду последовательно сменяющихся деформационных ансамблей внутри серпентинитового меланжа выделены группы, соответствующие эпохам: ранних (раннепалеозойских?) субгоризонтальных, промежуточных (верхнепалеозойских?) и завершающих (позднепалеозойских или мезозойских?) сдвиговых деформаций.

### ВВЕДЕНИЕ

Магнитогорская зона, одна из самых протяженных тектонических единиц Урала, сложена главным образом ордовикско-каменноугольными терригенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, а также породами офиолитового комплекса [1, 18].

В северной части, между Уралтаусским и Сысертско-Ильменогорским поднятием Магнитогорская зона резко сужается и ее толщи интенсивно деформированы (рис. 1). Западным ограничением зоны служит сегмент Главного Уральского разлома – по пологоизвилистой границе цепочки аллохтонных офиолитовых массивов (Нуралинский, Татламбетовский, Миндякский и др.) надвинута на докембрийский фундамент и нижнепалеозойский чехол окраины Восточно-Европейской платформы. Восточная граница зоны проходит по региональному разлому, который косо срезает южное окончание Сысерть-Ильменогорского блока и далее тектонически отделяет Магнитогорскую зону от Сухейлинско-Арамильской и Суундук-Челябинской зон (рис. 1).

По данным предыдущих исследователей [9, 14, 19], северная часть Магнитогорской зоны имеет покровно-складчатую структуру, в которой участвуют тектонические фрагменты палеозойских образований, хаотически перемешанные с серпентинитовым меланжем, история деформаций и состав которого изучены недостаточно подробно. Именно этот аспект исследований представляется нам чрезвычайно важным: во-первых, история деформаций пород Магнитогорской зоны весьма существенна для анализа истории формирования уралитид, во-вторых, детальное изучение состава матрикса и глыбового наполнения меланжа может значительно дополнить выводы

о происхождении западной цепи офиолитов Магнитогорской зоны, разрезы которых фрагментарны и представлены лишь нижними частями разреза [12, 20]. Это важно и потому, что в главной части Магнитогорской зоны ее фундамент не вскрыт и существующие представления о его природе остаются дискуссионными. Весьма напряженный тектонический рисунок северного ее фланга позволяет надеяться, что именно здесь отторженцы фундамента, будь то офиолитовые или иные комплексы пород, могут оказаться выведенными на поверхность в составе меланжа.

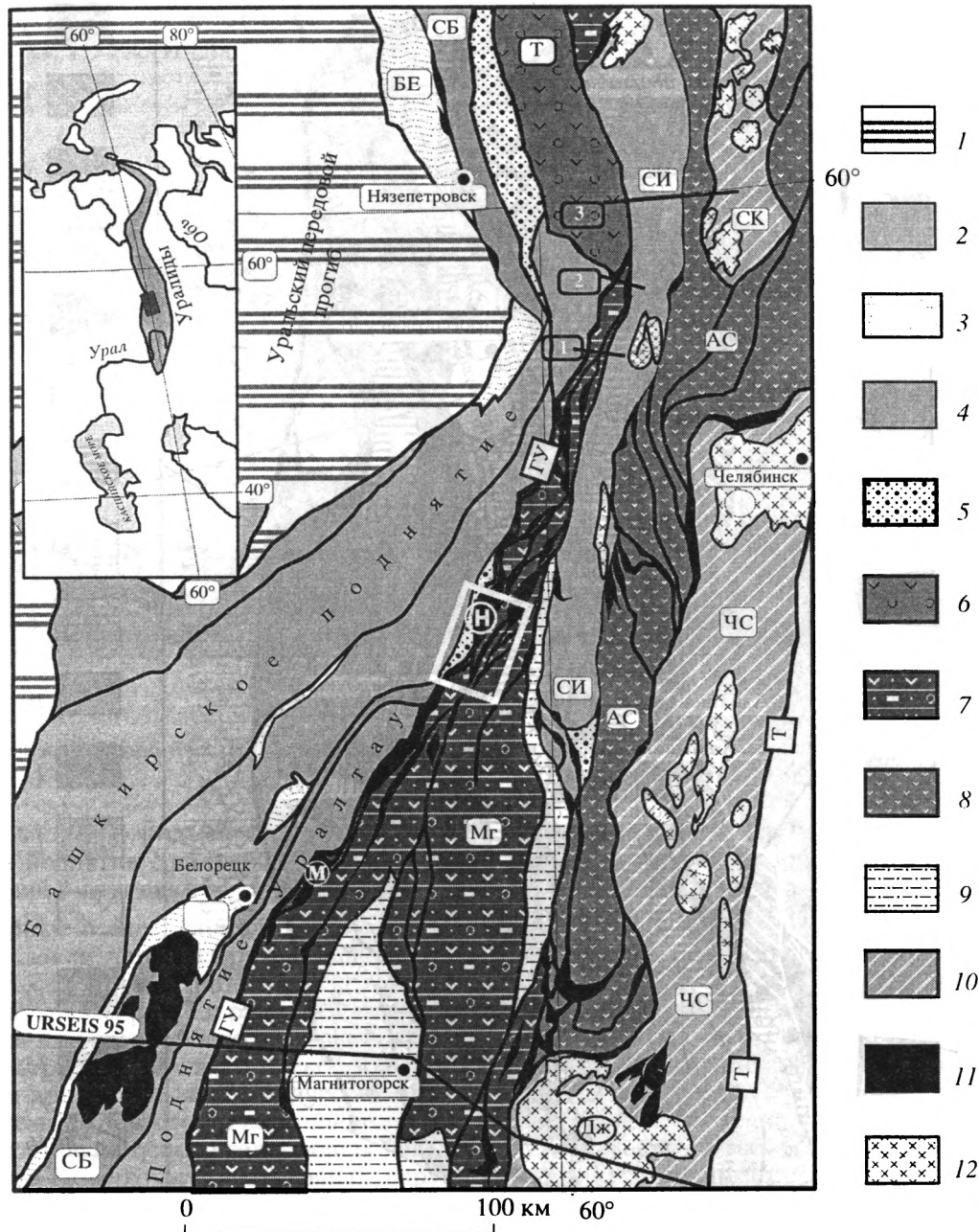
В связи с вышесказанным, мы провели детальные исследования одного из северных участков зоны между отрогами Уралтау на западе и хребтами Кумач и Ирендык на востоке, в сегменте между оз. Шерамбай и села Абзаково (рис. 1 и 2).

### ОБЩАЯ СТРУКТУРА ИССЛЕДОВАННОГО РАЙОНА

Исследованный район охватывает участок Магнитогорской зоны, строение которого определяют аллохтоны, сложенные офиолитами, вулканогенно-осадочными толщами широкого возрастного диапозона (от аренигско-ашгильского до турнейского яруса включительно) и телами серпентинитового меланжа (рис. 2).

Западным ограничением Магнитогорской зоны в районе является круто падающая, но первично надвиговая тектоническая граница [17]. Она обновлена более поздними сдвиговыми дислокациями и представляет участок Главного Уральского разлома (рис. 1–3). По этой границе ультраосновные и основные породы Нуралинского и продолжающего его на юг Татламбетовского офиолитовых массивов приведены в соприкосновение





**Рис. 1.** Тектоническая схема и главные комплексы пород зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и западной части уралид на Южном Урале.

1 – палеозойские карбонатные и терригенные отложения уральского передового прогиба; 2 – комплексы декембрийского основания Башкирского, Уралтаусского поднятий и Сысертско-Ильменогорского блока (СИ); 3 – эпиконтинентальные шельфовые ордовикско-девонские карбонатно-кремнисто-терригенные отложения Бельско-Елецкой зоны (БЕ); 4 – ордовикско-девонские пелагические карбонатно-терригенные отложения Бурдымской зоны (СБ); 5 – рифтогенные терригенные и метатерригенные верхнекембрийско(?)-ордовикские толщи Уралтаусского поднятия и Сысертско-Ильменогорского блоков; 6 – ордовикско-девонские задуговые и островодужные терригенно-вулканогенные формации Тагильской зоны (Тг); 7 – ордовикско-девонские океанические и островодужные формации Магнитогорской зоны (Мг); 8 – силурийско-девонские терригенно-вулканогенные формации Арамилско-Сухтелинской зоны (АС); 9 – верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс граувакк и олистостром; 10 – докембрийско-палеозойские формации Челябинско-Суундукского (ЧС) и Сосьва-Коневского (СК) блоков; 11 – офиолитовые массивы (К – Крака, М – Миндяк, Н – Нурали) и серпентинитовые меланжи; 12 – каменноугольно-пермские гранитные массивы (Ч – Челябинский, Д – Джабыкский).

На схеме также обозначены: ГУ – Главная Уральская зона разломов, Т – Троицкая зона разломов. Нумерованные линии – положение сейсмических профилей [17].

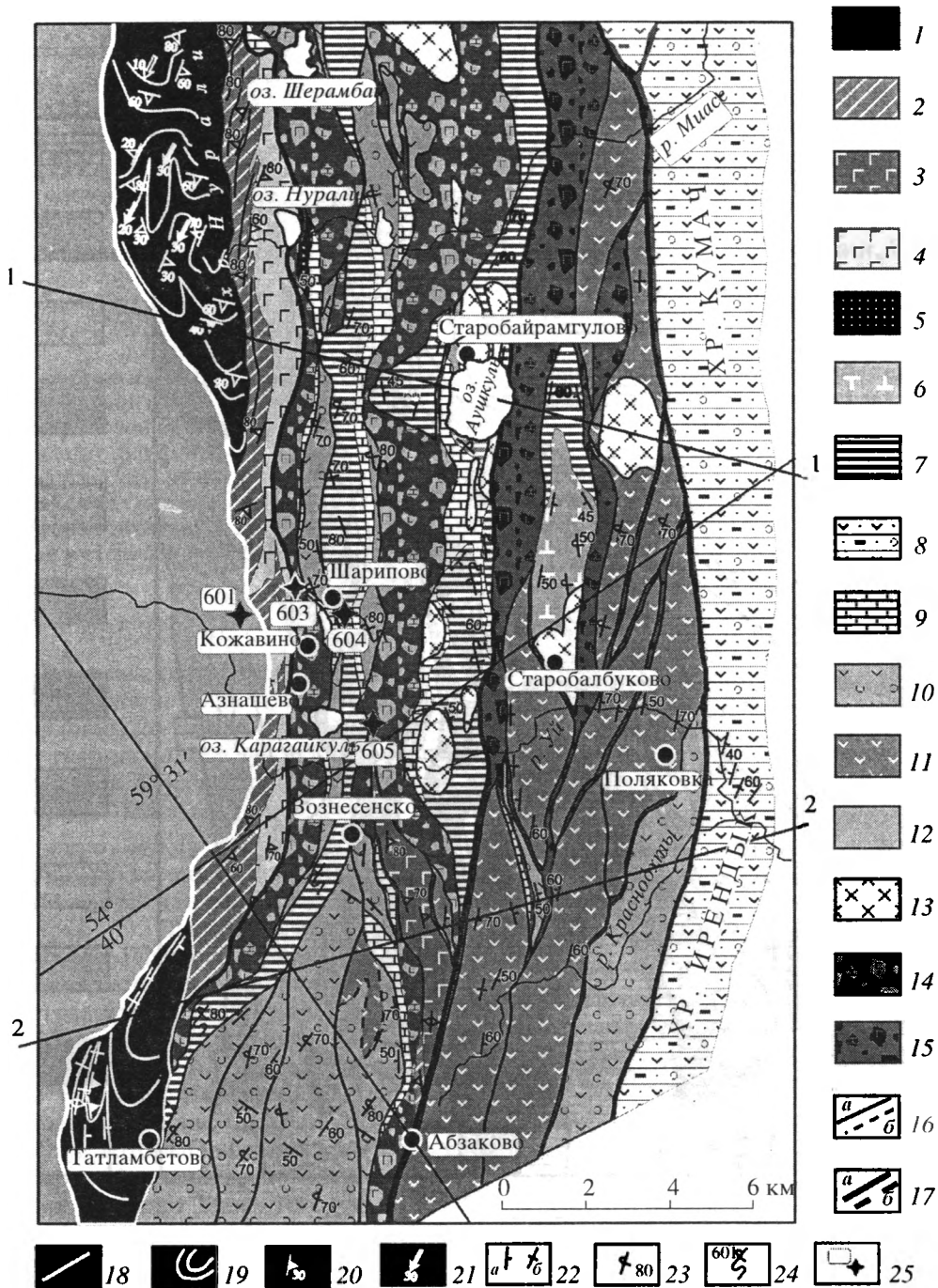


Рис. 2. Геологическая карта района села Вознесенское (с использованием данных Садрисламова и др., 1960; Садрисламова, 1972.

1 – реститовые ультрабазиты; 2 – дуниты, верлиты, пироксениты; 3 – дуниты, верлиты, пироксениты, троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты; 4 – габбро-диориты, диориты нижнедевонские [16] со скиалитами офиолитов; 5 – граувакки с горизонтами олистостром фаменско-турнейской зилаирской свиты; 6 – вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи колтубанской свиты франского возраста; 7 – карбонатно-терригенно-вулканогенные толщи улутусской свиты живетского возраста; 8 – карбонатно-вулканогенно-терригенные толщи ирендыкской свиты эмского(?)–эйфельского возраста; 9 – известняки лудовско-эйфельского возраста; 10 – терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения средне-верхнелландверийского возраста; 11 – докембрийские кристаллосланцы, ордовикские терригенно-карбонатные формации; 12 – лавы, силлы, дайки диабазов, красные яшмы поляковской свиты ордовикского возраста; 13 – сиенит-граниты, сиенит-диориты верхнепалеозойские; 14 – полимиктовый серпентинитовый меланж; 15 – мономиктовый серпентинитовый меланж; 16 – стратиграфические и интрузивные границы (достоверные (а) и предполагаемые (б)); 17 – сдвиги; 18 – разрывные нарушения; 19 – траектории полосчатости и уплощенности; 20 – направление наклона уплощенности; 21 – направление наклона линейности; 22 – направление наклона слоистости отложений: наклонное (а), вертикальное (б); 23 – перевернутое залегание слоистости; 24 – шарниры складок; 25 – пункты детальных структурных наблюдений.

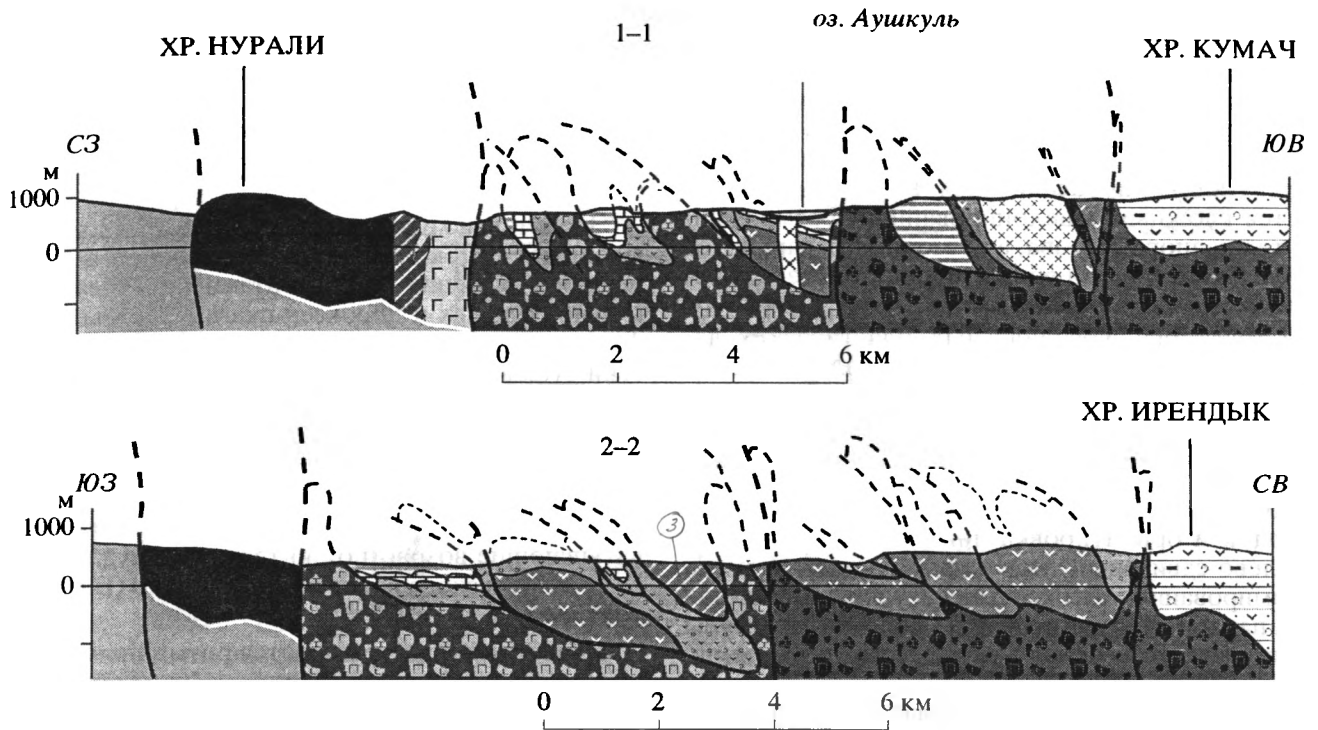


Рис. 3. Геологические разрезы местоположение и условные обозначения показаны на рис. 2.

с докембрийскими породами метаморфического фундамента поднятия Уралтау и его чехлом (поздний кембрий ?-ордовик).

Структурные исследования к востоку от этой границы показали, что здесь развита система субмеридиональных крутых разломов, которые являются сдвигами (см. рис. 2 и раздел "Фазы деформаций"). Они разбивают более раннюю покровно-складчатую структуру Магнитогорской зоны на серию узких и протяженных тектонических блоков, далее именуемых *сдвиговыми пластинами* в отличие от относительно полого залегающих надвиговых пластин. Поверхности разрывных нарушений, ограничивающих сдвиговые пластины, чаще всего субвертикальные, а в более пологих их участках обычно наклонены в восточных румбах. Главные сдвиги местами оперяются пучками субвертикальных разломов типа "конский хвост", который еще более усложняет внутреннюю структуру района.

По составу пород, заключенных между сдвигами, в направлении с запада на восток выделяются Нуралинская, Аушкульская, Поляковская и Ирендикская сдвиговые пластины.

Внутри сдвиговые пластины сложены главным образом породами офиолитовой ассоциации, серпентинитовым меланжем, а также вулканогенными и осадочными отложениями, диапазон возраста которых варьирует от низов ордовика до турнейского яруса включительно (Б.М. Сад-

рисламов и др., 1960 г. [8, 15]). Эти породы прорваны позднепалеозойскими интрузиями сиенитов, сиенит-гранитов и гранодиоритов (Б.М. Садрисламов и др., 1960, [10]).

**Нуралинская** сдвиговая пластина включает Нуралинский и Татламбетовский офиолитовые массивы, соединенные узким перешейком (рис. 2 и 4). С запада сдвиговая пластина ограничена полимиктовым серпентинитовым меланжем, ширина зон которого меняется от первых метров до километра. Матрикс меланжа включает блоки ультрамафитов, габбро, кристаллосланцев, фтанитов, диабазов, известняков и лиственитов. С востока Нуралинская сдвиговая пластина граничит с Аушкульской.

Состав пород сдвиговой пластины наиболее полон в Нуралинском массиве, где обнажена нижняя часть офиолитового разреза: лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, представляющие мантийные реститы. Их надстраивает переходная зона, которая включает чередующиеся дуниты, верлиты и клинопироксениты и устойчивую по простиранию толщу оливин-энстатитовых пород. Восточнее протягивается полоса амфиболовых габбро и габбро-диоритов (тоналитов), прорывающих перечисленные породы и содержащих их ксенолиты.

В Нуралинском и в Татламбетовском массивах главную часть разреза мантийных реститов составляют слабо деплетированные шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты. Гарцбургиты и дуниты

образуют сравнительно маломощную зону более деплетированных пород, расположены между лерцолитами и толщей дунит-верлит-клинопироксенитового состава [3, 13]. Толщи дунит-гарцбургитов и дунит-верлит-пироксенитов разделены крутой плавной извилистой границей; дунит-верлит-клинопироксенитовая толща характеризуется сложным эшелонированным размещением тел разного состава, а ее мощность варьирует от 0.3 до 0.8 км, при общей мощности разреза реститов превышающей 1 км.

Структуры субсолидусных пластических деформаций (полосчатость и минеральная уплотненность) очерчивают в мантийных реститах складки течения с пологими шарнирами, наклоненными на юго-юго-запад. Линейность в породах ориентирована вдоль шарниров складок и полого наклонена в том же направлении. Рисунок складок и ориентировка линейности указывают на лево-сдвиговый тип деформации в момент формирования высокотемпературных минеральных парагенезисов в реститах. Пологие структуры пластического течения в лерцолитах, резко меняются на субвертикальные в гарцбургитах и дунитах близ их крутого контакта с магматическими верлитами и пироксенитами переходной зоны [12].

Увеличение магнезиальности пород и минералов по разрезу дунит-верлит-пироксенитовой зоны по мере удаления от реститов не согласуются с моделями кристаллизационной дифференциации в единой магматической камере. Детальное изучение состава пород и породообразующих минералов позволило предположить, что эта зона сформирована в результате кристаллизации последовательно внедрявшихся порций магмы, которая выплавлялась из постепенно истощавшегося мантийного источника [11].

Реститовые перидотиты и полосчатые оливин-пироксеновые породы Нуралинского массива прорваны более поздними роговообманковыми габбро, габбро-диоритами и диоритами, содержащими ксенолиты измененных гарцбургитов, дунитов и пироксенитов. Их инъекции пронизывают разрез переходной зоны офиолитов и полностью слагают восточную часть Нуралинской сдвиговой пластины (см. рис. 2). Среди них различаются породы с трахитоидной, гнейсовидной и, местами, неравномернозернистой, часто пегматоидной структурой. Часто наблюдаются разобщенные дайки, штокверки или рои даек, во многих случаях имеющие закаленные контакты. По U-Pb изохроне для циркононов из габбро-диоритов и диоритов Нуралинского массива, их возраст оценивается в ~ 400 млн. лет [16].

Аушкульская сдвиговая пластина сложена двумя сложно смятыми тектоническими покровами, состав которых показан на рис. 4. Эти покровы подстилаются и окружаются серпентинитовым меланжем (см. рис. 2 и 3). В составе нижнего покрова наиболее древними являются ордовикс-

кие (аренигско-ашгильские) базальты массивного и подушечного строения с пропластками и межподушечными гнездами красных яшмовидных кремней, относимые к *поляковской* свите. Внутри сдвиговой пластины они были встречены только в небольшом придорожном карьере (3 км западнее села Азнашево).

Значительно шире распространена толща чередующихся потоков диабазов массивного и подушечного строения с горизонтальными пироксеновых, плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и риодацитов, которая включает пропластки туфов и черных кремней среднего-верхнего лландовери [5, 6, Садрисламов, 1972 г.].

С ними пространственно тесно связаны фрагменты грубослоистых и массивных рифогенных известняков и калькаренитов, из которых в разных участках собраны органические остатки, охватывающие возрастной интервал от лудловского до эйфельского веков включительно (Б.М. Садрисламов и др., 1972 г.).

Известняки надстраиваются ритмичным переслаиванием туфов, туффитов, тефротурбидитов (от гравелитов до алевролитов), углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов, с маломощными линзами известняков. Верхняя половина разреза этой толщи насыщена пачками порфиритов и диабазов, что отличает ее от разрезов *колтубанской* свиты и позволяет сопоставлять с разрезами *улутауской* свиты живетского возраста.

В районе села Шарипово и далее на юг до села Татламбетово, разрез улутауской свиты венчается выдержанной по составу сравнительно маломощной пачкой (первые десятки метров) черных ритмично-слоистых кремней с тонкими прослями тефротурбидитов, относимых к базальному мукасовскому горизонту колтубанской свиты франского возраста [Садрисламов, 1972 г.].

Самыми молодыми породами сдвиговой пластины являются терригенные отложения зилаирской свиты фаменско-нижнетурнейского возраста. Они встречены в виде небольшой тектонической чешуи в основании нижнего покрова лишь южнее оз. Нурали.

В восточной части Аушкульской сдвиговой пластины известняки лудловско-эйфельского возраста тектонически перекрывают серпентинитовый меланж, но к северу от оз. Аушкуль сохранился их контакт с лландоверийскими вулканогенно-осадочными породами. На востоке сдвиговой пластины известняки перекрываются разнозернистыми тефротурбидитами улутауской свиты. В обнажениях среди села Старобайрамгулово резко преобладают переслаивающиеся прижерловые андезит-базальтовые шлаки, грубообломочные и пепловые туфы, а также потоки лав с пропластками тефротурбидитов (от гравелитовых до алевроитовых).

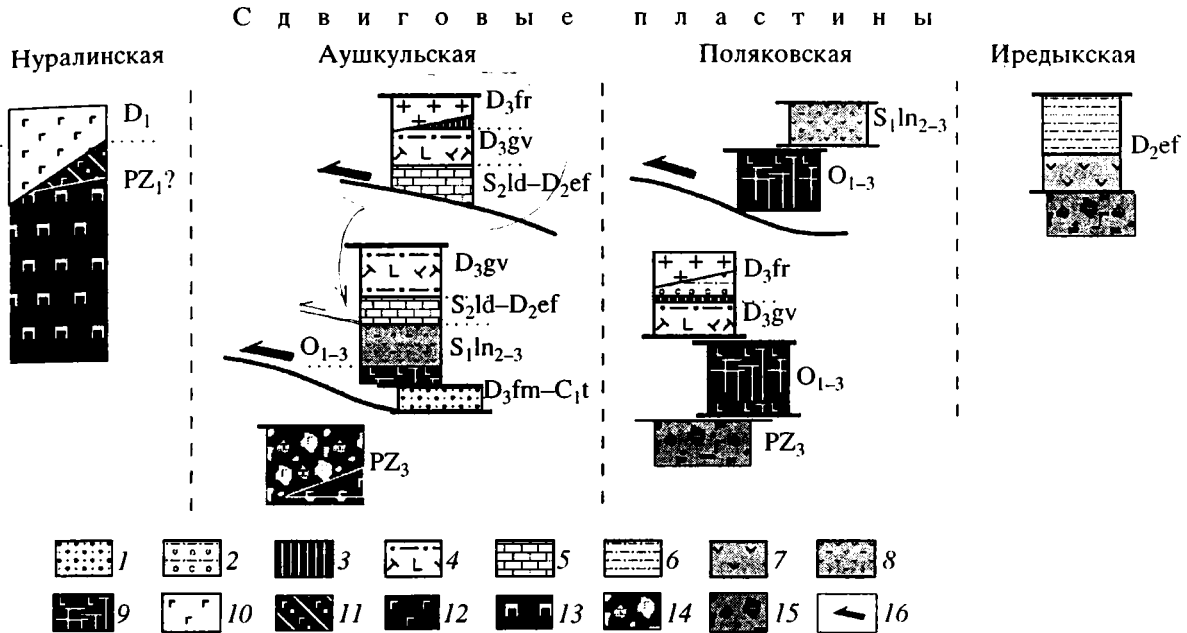


Рис. 4. Строение и состав сдвиговых пластин.

1 – граувакковые турбидиты с прослоями олистостром зилаирской свиты; 2 – риодацит-андезитовые лавы, туфы, тефротурбидиты колтубанской свиты; 3 – кремни и глинистые сланцы мукасовского горизонта в низах колтубанской свиты; 4 – туфы, туффиты, тефротурбидиты улутаусской свиты; 5 – рифогенные и калькаренитовые известняки; 6–7 – ирендыкская свита: 6 – тефротурбидиты, линзы известняков, 7 – вулканиты базальт-андезит-риодацитового состава; 8 – вулканиты базальт-андезит-риодацитового состава, фтаниты, тефротурбидиты; 9 – массивные и подушечные лавы, силлы, дайки и жилы диабазов, туфы, пестрые тефротурбидиты, красные яшмы поляковской свиты; 10 – габбро-диориты, диориты со скиалитами пироксенитов, троктолитов, оливиновых габбро; 11 – дуниты, верлиты, пироксениты; 12 – троктолиты, оливиновые габбро, пироксениты, верлиты, габбро-нориты; 13 – лерцолиты шпинелевые и плагиоклазовые гарцбургиты, дуниты; 14–15 – меланж серпентинитовый: 14 – полимиктовый; 15 – мономиктовый; 16 – разрывные нарушения на границах тектонических чешуй и направление их смещений.

**Поляковская** сдвиговая пластина, как и Аушкульская, состоит из двух покровов (рис. 4), сложенных вулканическими и осадочными породами палеозоя, которые располагаются внутри серпентинитового меланжа. В отличие от Аушкульской сдвиговой пластины, где породы поляковской свиты распространены ограниченно, здесь они слагают протяженные поля массивных и подушечных базальтов, включающих прослой андезито-базальтов, красных яшм и пестроцветных тефротурбидитов. Поля развития пород поляковской свиты занимают основную часть площади сдвиговой пластины и, как правило, разобщены маломощными зонами расланцованных серпентинитов.

В юго-восточной части сдвиговой пластины, одна из таких зон отделяет поле пород поляковской свиты от крупного блока лландоверийских вулканитов с прослоями туфогенно-кремнистых осадков. Блок средне-верхнедевонских отложений улутауской и колтубанской свит располагается в центральной части сдвиговой пластины, севернее села Старобалбуково, и также изолирована от других блоков зонами меланжа. Все породы Поляковской сдвиговой пластины прорваны верхнепалеозойскими сиенит-диоритами и сиенит-гранитами.

**Ирендыкская** сдвиговая пластина сложена породами ирендыкской свиты эмского-эйфельского возраста. Она представлена вулканитами базальт-андезит-риодацитовой серии с прослоями и линзами туфов, граувакк, тефротурбидитов, кремней и известняков. По составу ирендыкская свита резко отличается от соответствующей ей по возрасту известняковой толщи Аушкульской сдвиговой пластины. Толщи пород Ирендыкской сдвиговой пластины деформированы в прямые или опрокинутые к северо-западу складки юго-юго-западного простирания с субгоризонтальными шарнирами.

**Серпентинитовый меланж** составляет значительную часть объема Аушкульской и Поляковской сдвиговых пластин, окружает и подстилает деформированные пакеты покровов вулканогенно-осадочных толщ палеозоя и в современном срезе разделяет полосы выхода этих пород на дневную поверхность (рис. 2). Подчеркнем, что протолитовый состав серпентинитового матрикса меланжа в обеих сдвиговых пластинах является дунит-гарцбургитовым, чем существенно отличается от состава реститовой части разреза офиолитов Нуралинской, в которой преобладают



лерцолиты. Кроме того, в составе офиолитов Нуралинской сдвиговой пластины расслоенные габброиды отсутствуют, а в меланже Аушкульской и Поляковской пластин их блоки являются характерной составной частью.

Состав обломков, включенных в серпентинитовый матрикс меланжа Аушкульской и Поляковской пластин, различается. В первой пластине это типичный полимиктовый меланж, в блоковом наполнении которого участвуют не только разнообразные породы офиолитовой ассоциации, но и многочисленные обломки пород всех палеозойских толщ, охарактеризованных выше. Во второй пластине серпентинитовый меланж включает помимо ультрабазитов резко преобладающие обломки пород поляковской свиты.

Меланж Аушкульской сдвиговой пластины содержит в первую очередь глыбы и крупные будины (длиной до нескольких сотен метров) аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, вытянутых согласно с общим простиранием структуры. В южной части района, между селами Вознесенское и Абзаково, в его составе появляются вначале небольшие, а затем и очень крупные блоки (до нескольких километров длиной) габброидов. Восточнее села Вознесенское меланж включает блоки диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов, близких по составу к тем, что открыты в Нуралинской сдвиговой пластине. Здесь, однако, эти габбро и диориты включают сравнительно крупные ксенолиты клинопироксенитов, плагиоклазовых верлитов, габбро-норитов, оливковых габбро и троктолитов, большинство из которых не известны в разрезах Нуралинской сдвиговой пластины. Севернее села Абзаково, крупные монолитные блоки верлит-троктолит-габбрового состава прорваны рожами или разрозненными дайками диабазов и микрогаббро. В роях даек местами наблюдаются структуры, типичные для комплексов "дайка в дайке" – полудайки с односторонними и дайки с двусторонними закалочными контактами.

Фрагменты будинированных и частично рондигитизированных даек габбро-диабазов габбро-диоритов, оливин-пироксеновых порфиритов, аплитов, часто с закаленными контактами, встречаются в виде даек в серпентинизированных ультрабазитах и их блоков среди серпентинитового матрикса. Обилие и разнообразие базитовых даек – характерная черта аушкульского меланжа.

К северу от села Вознесенское блоки габброидов, габбро-диоритов и диабазов сравнительно редки и меланж содержит многочисленные включения разнообразных (афировых, подушечных, миндалекаменных) вулканитов основного и кислого составов, черных и красных кремней и небольшие глыбы известняков. Все эти породы легко сопоставляются с породами находящихся по-

близости палеозойских толщ. Кроме того, в 3 км восточнее села Кожаево, в меланже встречены блоки ультраосновных лав, углеродистых кварцитов и разрозненные блоки голубых сланцев. И те и другие для исследованного района являются экзотическими.

Серпентинитовый меланж Поляковской сдвиговой пластины является преимущественно мономиктовым. Обломки пород других палеозойских толщ здесь встречаются довольно редко. Таким исключением является, например, маломощная, но довольно протяженная пластина известняков, которая вместе с примазками серпентинитов затерта среди крупных блоков поляковской свиты в южной части сдвиговой пластины (рис. 2).

Завершая характеристику зон меланжа, следует отметить, что содержащиеся в нем развальцованные крупные и мелкие блоки пород обычно ориентированы вдоль простирания общей структуры района и согласно с осложнениями внутренней структуры сдвиговых пластин. При этом поверхности, ограничивающие короткие стороны блоков, часто наклонены на северо-северо-восток, а вдоль длинных сторон – на юго-восток.

## ФАЗЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Породы, слагающие пакеты покровов внутри сдвиговых пластин, смяты в сложную систему складок с западной вергентностью и разбиты многочисленными надвигами на ряд чешуй (рис. 2 и 3). Внутри чешуй, крылья ранних поколений складок с субгоризонтальными шарнирами осложнены наложенными асимметричными складками с субвертикальными шарнирами. Их длинные крылья имеют юго-юго-западные простирания, круто наклонены или опрокинуты на северо-запад, тогда как их короткие крылья и шарниры наклонены на северо-северо-восток и местами опрокинуты на юго-юго-запад.

Нет сомнений, что часть этих дислокаций сформирована в поздние эпохи тектонической активности, охватывавших эту территорию в раннекаменноугольное или в последующие времена. Для выявления деформаций предшествующих палеозойских этапов развития уралид проведены детальные структурные наблюдения на четырех участках (рис. 2), где измерялись компоненты ориентировки разномасштабных складок и разрывных нарушений. Обработка результатов наблюдений осуществлялась с помощью геометрического анализа.

Наиболее информативным оказался участок внутри зоны меланжа Аушкульской сдвиговой пластины, западнее оз. Карагайкуль (пункт 605, рис. 2). Он находится в ядре антиформы с западной вергентностью, простирание шарнира которой совпадает с простиранием длинных крыльев

крупных сдвиговых складок. Благодаря этому более ранние (досдвиговые) деформации сохранились здесь значительно лучше и для хаотичной, на первый взгляд, зоны меланжа удалось выявить реликты покровно-складчатой структуры и три фазы деформаций, выраженные складками четырех генераций.

Структурно нижнее положение занимает пластина меланжа с будинами дунитов с гарцбургитов (рис. 5). Ее тектонически перекрывает вторая пластина, в которой серпентинитовый матрикс включает блоки подушечных лав ультраосновного состава и углеродистых кварцитов. Подушки имеют размеры 0.2–0.5 м, общее зональное строение и корку закаливания толщиной до 7 см. Присутствуют и будины массивных лав, которые представляют части потоков мощностью до 1.5 м. Обе пластины составляют нижний тектонический пакет, смятый в единую систему складок. Над ним, со структурным несогласием располагается верхний пакет, в котором выделяется пластина, сложенная пироксеновыми порфиритами с прослоями лавобрекчий и туфов улутаусской свиты живетского яруса. В состав пакета также входят разобщенные блоки сильно деформированных лудловско-эйфельских известняков.

Ранние складки  $F_1$  и  $F_2$  наблюдаются только в нижнем пакете (рис. 6а, 6б). Изоклиналильные складки  $F_1$  (с амплитудой 7–15 см) наиболее уверенно диагностируются в нижней пластине, где они трассируются по мелким линзочкам и деформированным, вытянутым обломкам серпентинизированных гипербазитов. Осевые поверхности  $S_1$  практически параллельны крыльям, располагаются субгоризонтально и имеют меридиональное простирание. Шарниры  $B_1$  – горизонтальные или полого наклонены преимущественно к северу.

Складки второй генерации  $F_2$  имеют амплитуду от нескольких сантиметров до 2–3 метров. Они деформируют границу между пластиной меланжа с будинами перидотитов и пластиной, включающей серпентиниты, ультраосновные лавы и углеродистые кварциты. Складки  $F_2$  прослеживаются по прослоям кварцитов и деформируют осевые поверхности  $S_1$  складок  $F_1$  (рис. 6а). Осевые поверхности  $S_2$  – субвертикальные и имеют меридиональное простирание. Шарниры  $B_2$  – субгоризонтальные или полого наклонены к северу. Шарниры  $B_2$  осевых поверхностей  $S_2$  ориентированы субпараллельно шарнирам  $B_1$  складок  $F_1$ . На этом основании складки  $F_1$  и  $F_2$  отнесены к единой фазе деформаций  $D_1$ , которые были связаны с субгоризонтальными перемещениями толщ.

Складки третьей генерации  $F_3$  деформируют границу между нижним и верхним пакетами пластин меланжа. Прямые или слабосжатые, асимметричные складки  $F_3$  с округлыми замками опрокиннуты на северо-северо-восток и имеют ампли-

туду от первых метров до первых десятков метров. Осевые поверхности  $S_3$  круто наклонены на восток, а шарниры  $B_3$  погружаются на запад-северо-запад под углами 25°–30°. Складки  $F_3$  деформируют зеркало складчатости  $F_2$ , вращают осевые плоскости  $S_2$ , а также шарниры  $B_1$  и  $B_2$  (рис. 6б, 6в). На основании перечисленного они отнесены ко второй фазе деформаций  $D_2$ .

В пунктах 603–604 осевые поверхности в верхнем пакете пластин выполаживаются на запад, а складки  $F_3$  становятся более сжатыми. В них развиваются кливаж осевой поверхности и срывы, а смятые толщии пород расслоены по границам литологических разностей на мелкие чешуи. В пункте 604 по осевым поверхностям складок  $F_3$  развиваются малоамплитудные соскладчатые надвиги, а более ранние складки не устанавливаются. Простирания и углы падения поверхности сместителей надвигов здесь совпадают с висячими крыльями складок  $F_3$  либо с осевыми поверхностями  $S_3$ . Простирания и углы падения фишей и борозд скольжения на сместителях в наиболее пластичных породах (прослоях кремнистых аргиллитов) лежат в плоскости  $S_3$  и перпендикулярны направлениям и наклону шарниров  $B_3$  (рис. 6г). Это предполагает формирование таких надвигов одновременно со складками  $F_3$  в едином поле напряжений  $D_2$ . Тип и морфология структур фазы  $D_2$  позволяют рассматривать их как компоненты покровно-складчатого парагенезиса.

Складки сдвигового течения  $F_4$  характеризуют наиболее поздний этап деформаций  $D_3$ . Амплитуда складок  $F_4$  меняется от первых сантиметров до первых сотен метров. Они широко проявлены и в аллохтонных комплексах слайсов, и в комплексах относительного автохтона (пункт 601, рис. 2). Складки  $F_4$  асимметричные, обычно левого рисунка. Простирание длинных крыльев складок  $F_4$  северо-северо-восточное. Осевые поверхности  $S_4$  круто погружаются на восток-северо-восток. Шарниры  $B_4$  у этих складок – субвертикальные или круто наклонены на юг (рис. 6д).

В кварцитовидных песчаниках и углеродистых серицит-кварцевых сланцах относительного автохтона (комплексы пород Уралтау) напряженность складок к фронту аллохтонных комплексов Нуралинской сдвиговой пластины нарастает. Длинные крылья складок  $F_4$  осложняются мульон-структурами, характеризующими большую меру бокового сжатия. Короткие крылья складок смяты в пакеты мелких изоклиналильных складок пластического течения, а длинные крылья осложнены конгруэнтными асимметричными складками более высоких порядков. Непосредственно вблизи фронта аллохтона асимметричные складки  $F_4$  сменяются пакетами мелких изоклиналильных складок, которые маркируют зону интенсивного пластического течения в породах относительного автохтона. Видимая мощность этой зоны превышает 15 м.

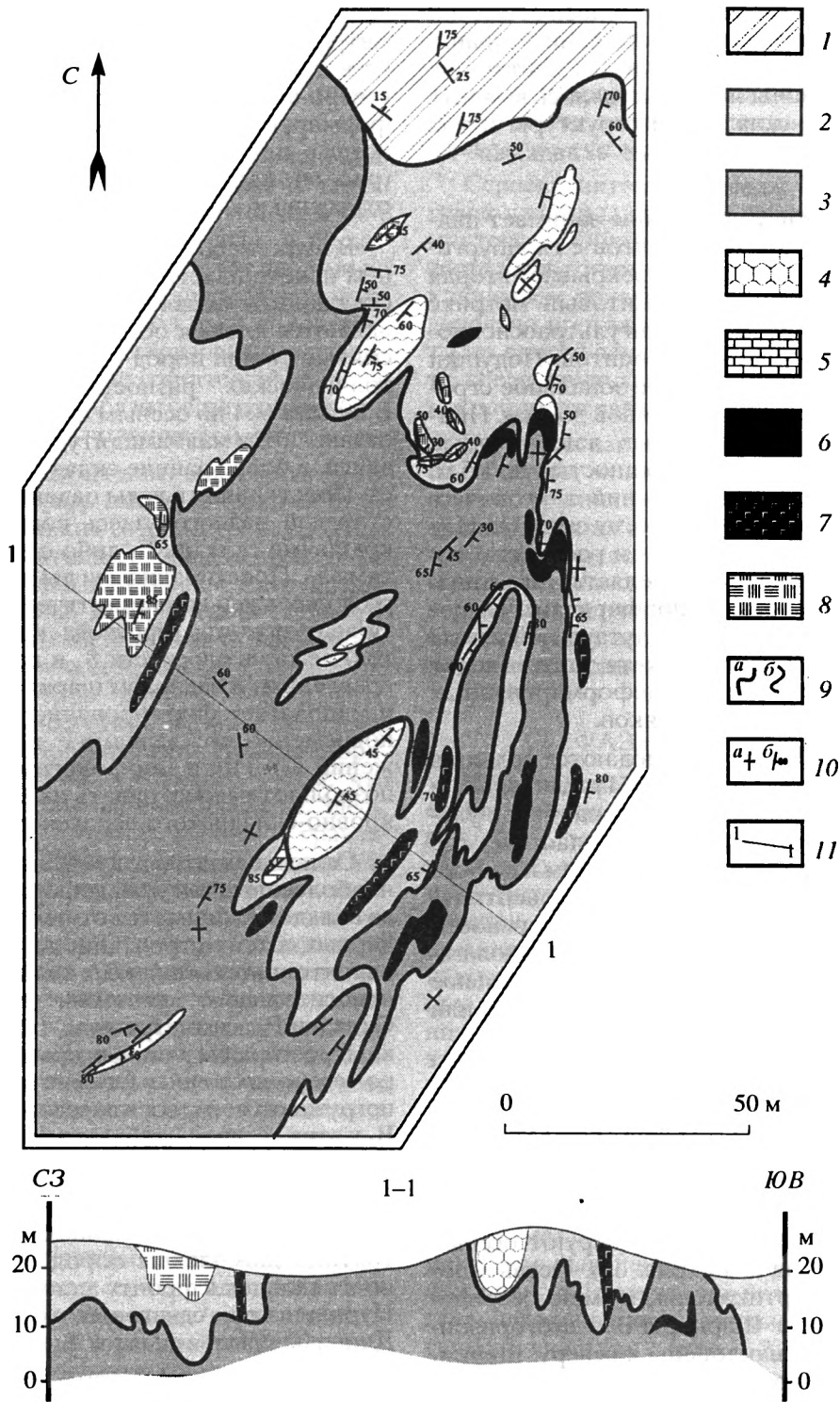
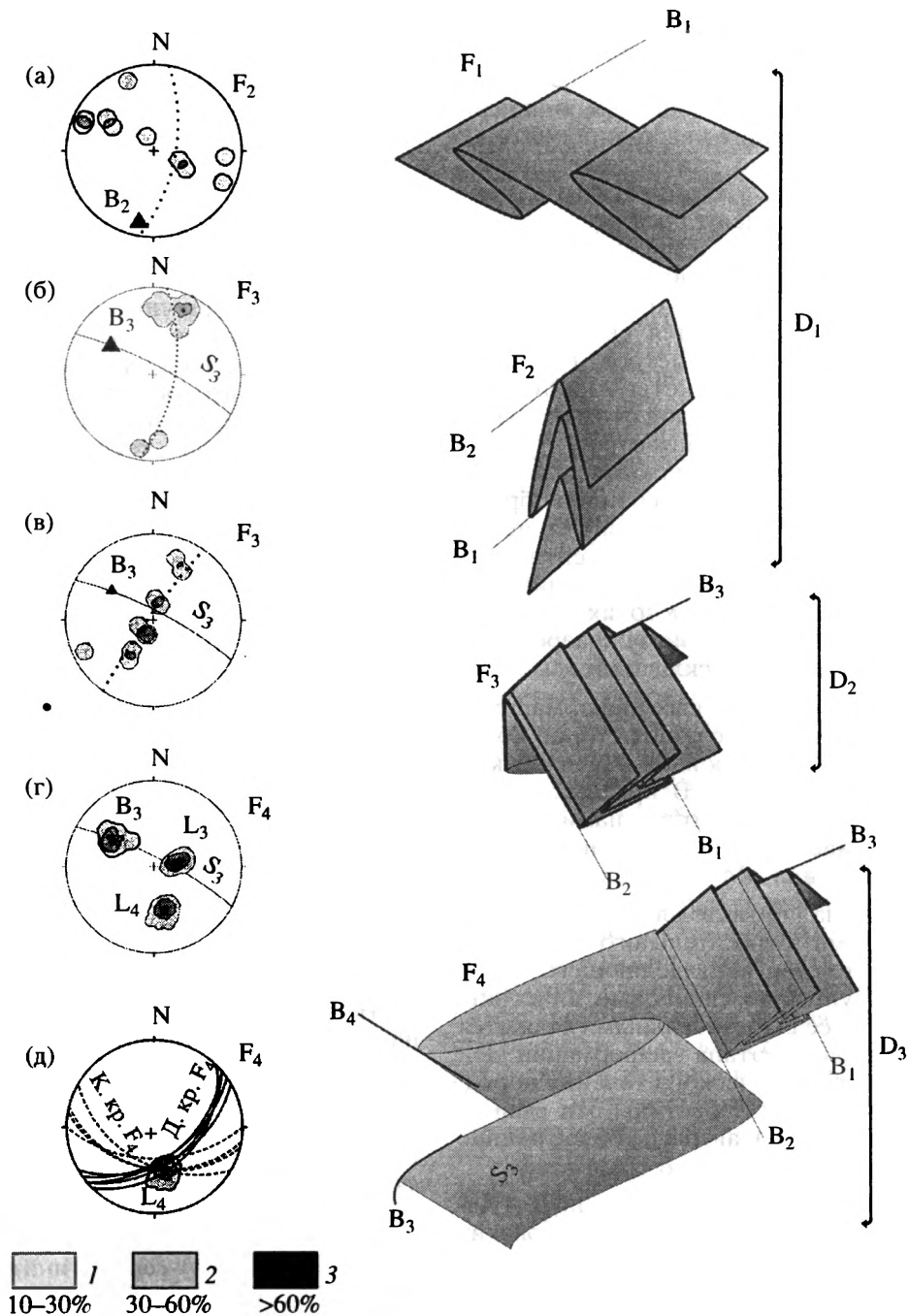


Рис. 5. Карта деформации внутренней зоны Аушкульской сдвиговой пластины (опорный участок № 605).

1–3 – тектонические пластины: 1 – пироксенпорфировых диабазов, лавобрекчий и туфов основного состава среднего-верхнего лландовери, 2 – серпентинитов с блоками ультраосновных подушечных лав, углеродистых кварцитов и кварцитизированных кремней, 3 – пластина серпентинитов с блоками ультрамафитов (гарцбургитов, дунитов, реже пироксенитов и габбро); 4–6 – обломки в составе тектонических пластин серпентинитов; 4 – подушечные лавы, преимущественно ультраосновного состава, 5 – мраморизованные известняки, 6 – ультрамафиты; 7 – габбро; 8 – грубослоистые углеродистые кварциты и кварцитизированные кремни; 9 – тектонические границы: а – тектонических пластин, б – тектонических блоков внутри пластин; 10 – ориентировка сланцеватости в серпентинитах и слоистости в стратифицированных образованиях: а – вертикальное залегание, б – наклонное залегание; 11 – положение линии разреза.





**Рис. 6.** Схема соотношения структурных и плоскостных элементов складок различных генераций.

а–д – стереографические равноплощадные проекции Шмидта (нижняя полусфера) положения структурных элементов (замеров: осевых поверхностей  $S_1 - 40$ ,  $S_2 - 46$ ,  $n S_3 - 58$ ; шарниров  $B_2 - 46$ ,  $B_3 - 43$ ; линейности борозд скольжения  $L_3 - 40$ ;  $L_4 - 80$ ): а – вращение осевых поверхностей складок  $F_1$  вокруг шарниров  $B_2$  складок  $F_2$  (изолинии плотности – распределение полюсов осевых поверхностей складок  $F_1$ ), б – вращение шарниров  $B_2$  складок  $F_2$  вокруг шарниров  $B_3$  складок  $F_3$  (изолинии плотности – распределение шарниров  $B_2$  складок  $F_2$ ), в – вращение осевых поверхностей складок  $F_2$  вокруг шарниров  $B_3$  складок  $F_3$  (изолинии плотности – распределение полюсов осевых поверхностей складок  $F_2$ ), г – соотношение шарниров  $B_3$ , борозд скольжения  $L_3$  в подошвах тектонических чешуй и линейности  $L_4$  (изолинии плотности – распределение соответствующих элементов, залитые символы – максимумы плотности распределения), д – соотношение линейности  $L_4$  и складок  $F_4$  (изолинии плотности – распределение  $L_4$ , залитые символы – максимум плотности распределения, пунктир – короткое крыло складок  $F_4$ , сплошные линии – длинные крылья  $F_4$ ). 1–3 – градации плотности распределения ориентировок структурных элементов на стереограммах в процентах. Сокращения на рисунках: К. кр.  $F_4$  – короткое крыло складки  $F_4$ , Д. кр.  $F_4$  – длинное крыло складки  $F_4$ .

Последовательная схема развития складчатых деформаций в структуре района ( $D_1$ – $D_3$ ); генерации:  $F_1$ – $F_4$  – складок,  $B_1$ – $B_4$  – шарниров,  $L_3$ – $L_4$  – линейности борозд скольжения;  $S_3$  – осевая поверхность складок  $F_3$  генерации.

В зону сочленения Нуралинской и Аушкульской сдвиговых пластин (пункт 603, рис. 2) структуры пластического течения наблюдались в меланже, содержащем развальцованные в линзы фрагменты пачек серицит-кварц-карбонатных сланцев (преобразованные глинисто-кварцевые песчаники и алевролиты с карбонатным цементом). Сланцевые линзы имеют протяженность до нескольких десятков метров и иногда кулисообразно подстраивают одна другую, а их мощности, варьируют от 7 см до 1.5 м. По относительному размещению линз очерчиваются складки  $F_4$  с амплитудой в первые десятки метров, тогда как внутри линз наблюдаются пакеты изоклиналильных складок течения с амплитудой от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. На участках наиболее интенсивного пластического течения от этих складок сохранились лишь обрывки замков. В матрике меланжа, зоны течения маркируются тонколистоватыми серпентинитовыми сланцами, не содержащими включений других пород. Сланцеватость в таких зонах выдерживается параллельной генеральному северо-северо-восточному простиранию складок  $F_4$ .

Зоны интенсивных сдвиговых деформаций и рассланцевания окаймляют с обеих сторон крупный блок массивных габброидов Нуралинской сдвиговой пластины (рис. 2). В краевых частях этот блок только раздроблен трещинами, что отражает его некомпетентное поведение в ходе сдвиговых деформаций.

Таким образом, на контакте аллохтонных комплексов с породами относительного автохтона (пункт 601) и около сдвига, разделяющего Нуралинскую и Аушкульскую сдвиговые пластины (пункт 603), наиболее выразительными являются структуры сдвигового этапа деформаций  $D_3$ ; складки  $F_4$  и зоны пластического течения пород. Однако внутри последней пластины эти сдвиговые деформации накладываются на более ранние складки  $F_3$ .

В верхнем пакете тектонических чешуй Аушкульской пластины, состоящем из палеозойских вулканогенно-осадочных пород (пункт 604), деформационные структуры фазы  $D_3$  представлены сжатыми асимметричными складками  $F_4$ . В наиболее компетентных породах возникают маломощные зоны пластического течения, в которых линейные элементы структуры являются дискордантными к аналогичным элементам фазы  $D_2$ . Складчатые структуры более раннего этапа деформаций здесь не устанавливаются.

Таким образом, изучение внутренней структуры зон меланжа показывает, что структура района на начальной стадии была сформирована в результате не менее чем двух этапов деформаций  $D_1$  и  $D_2$  и только после этого была трансформирована преимущественно сдвиговыми дислокациями фазы  $D_3$ . Соответственно, структура меланжа

кажется хаотичной только на первый взгляд – фактически в ней сохранились следы всех фаз деформаций, наложенных на породы исследованного района на разных этапах его развития.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Существенным результатом нашего исследования можно считать то, что выявленный дунит-гарцбургитовый состав серпентинитового матрикса меланжа в Аушкульской и Поляковской сдвиговых пластинах явно отличается по составу от мантийных реститов офиолитовых массивов Нуралинской сдвиговой пластины, среди которых доминируют лерцолиты. Более того, комплекс расслоенных габбро, типичный для классических офиолитовых ассоциаций гарцбургитового типа на Урале [12], в этих массивах отсутствует, тогда как в Аушкульской пластине блоки его пород, порой весьма крупные, являются характерным компонентом глыбового наполнения меланжа. В Поляковской сдвиговой пластине ни лерцолиты, ни расслоенные габбро не встречены, но обильно представлены блоки и обломки лавовых толщ поляковской свиты, которые по геохимическим данным схожи с толеитами срединно-океанических хребтов [15, 20]. Эти лавы не известны в Нуралинской сдвиговой пластине, а в меланже Аушкульской они встречаются как блоки этих пород, так и включения, напоминающие фрагменты комплекса параллельных даек.

Имеющиеся данные дают веские основания утверждать, что изученные меланжи начинали формироваться при интенсивной тектонической деформации океанической литосферы. В ходе этого процесса ее пластины были совмещены с пластинами вулканогенно-осадочных толщ островодужного происхождения [15], после чего совместно подверглись наложенным деформациям.

Аренгско-ашгильский возраст отложений океанического типа, входящих в состав поляковской свиты [8], близок возрасту верхних частей разреза офиолитовых массивов Южного Урала [7]. Это позволяет думать, что и офиолиты, и обсуждаемые зоны серпентинитового меланжа, фрагментами протягивающиеся далеко на юг Магнитогорской зоны, связаны с единым источником – литосферой раннепалеозойского бассейна океанического типа. В связи с этим предположением становится важным вопрос о природе голубых сланцев и будин ультраосновных лав неизвестного возраста.

Породы такого типа обнаружены на севере Магнитогорской зоны впервые. В то же время, выходы голубых сланцев давно известны в зоне Главного Уральского разлома, в составе максютовского комплекса, где эти породы и метабазиты с прослоями графитовых кварцитов являются характерными компонентами верхнего тектонического покрова, сопоставляемого по общему

составу с метаофиолитами [2]. Однако максютовский комплекс удален от обсуждаемого района примерно на 150 км и возможность появления его отторженцев в изученных зонах меланжа за счет тектонической транспортировки вдоль выявленной ситемы сдвигов маловероятна. Скорее можно думать, что аналоги этого комплекса существуют в недрах северной части Магнитогорской зоны и, благодаря этому, частично оказались выведенными на поверхность в результате одной из стадий деформаций.

Если высказанные предположения правомерны, то возможно, что нижнепалеозойская океаническая литосфера бассейна была неоднородной не только вдоль западной окраины Магнитогорской зоны, но что указывают различия состава офиолитовых массивов не только вдоль [20], но и вкрест ее простираения, что следует из приводимого сравнения состава офиолитов Нуралинской, Аушкульской и Поляковской сдвиговых пластин. Эта латеральная изменчивость состава может представлять различные части литосферы океанического типа, сформированной на различных начальных стадиях развития бассейна: стадия рифтинга – Нуралинская, стадия зрелого спрединга – Аушкульская и Поляковская сдвиговые пластины.

Более определенно можно говорить о фазах деформаций палеозойской океанической литосферы. Детальное изучение развитых здесь структур деформаций подтверждает уже высказывавшиеся представления о ведущей роли покровно-складчатых дислокаций при формировании северной части Магнитогорской зоны [9, 14]. Образование связанных с ранним этапом деформаций складок  $F_1$  и  $F_2$ , которые наблюдались в пластинах зон меланжа и отсутствие их в более высоких пакетах пластин вулканогенно-осадочных толщ, несомненно, происходило в условиях преобладающих горизонтальных деформаций. Возраст последних может быть уточнен только после проведения соответствующих исследований в Поляковской сдвиговой пластине. Неясно также происходило ли вызванное этими деформациями скупивание коры океанического типа в условиях простого сжатия или растяжения во время рифтогенной деструкции, когда могли возникнуть складки  $F_1$ . Не исключено, что складки  $F_1$  возникли в условиях растяжения, а  $F_2$  – сжатия.

По-видимому, эта ранняя фаза деформаций завершилась в предлудловское время, так как следующая генерация складок  $F_3$  уже охватывает и пакеты пластин меланжа и перекрывающие их структурным несогласием пластины вулканогенно-осадочных пород островодужной ассоциации, возраст которых – от лудловского до турнейского включительно. На этом основании первую фазу покровообразующих деформаций можно связать с этапом внутрибассейнового скупивания океанической литосферы и формирования зоны субдук-

ции, над которой заложилась островная дуга. Не исключено, что упоминавшиеся голубые сланцы и есть эксгумированные отторженцы этой субдукционной зоны.

Вторая из выделяемых нами фаз деформаций является ответственной за шарьирование островодужных толщ с образованием в них складок  $F_3$  и сопряженных дезъюнктивных нарушений. Скорее всего она связана с позднефаменским-турнейским временем, когда породы офиолитовой ассоциации оказались выведенными на уровень размытия, что отчетливо установлено по появлению офиолитокластового материала в терригенных толщах зилаирской свиты. Возможно, что эта фаза деформаций протекала не одновременно в разных частях района. В частности, в более южных районах Магнитогорской зоны кластический материал офиолитового происхождения появляется раньше, почти с самого начала девона [4, 14].

Еще один важный результат проведенных исследований состоит в том, что в истории деформаций северной части Магнитогорской зоны удалось выделить позднюю фазу преимущественно сдвиговых дислокаций, которая существенно видоизменила более раннюю покровно-складчатую структуру района. Эта фаза, несомненно, моложе верхнепалеозойских гранит-сиенитов и гранитов [10], тела которых срезаются сдвигами.

Таким образом, первые результаты исследований в северной части Магнитогорской зоны показывают, что этот район важен для решения многих, не только локальных, но и общерегиональных проблем геологии Урала, особенно тех, которые относятся к палеозойской истории Уральского палеоокеана. Сейчас уже нельзя сомневаться в том, что развитые здесь зоны серпентинитового меланжа являются важным источником информации о составе литосферы этого бассейна и о процессах ее деформации на разных этапах развития.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 95-05-14376, 95-05-64903) и частично INTAS (проект № 94-1857).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Урала, масштаб 1 : 1 000 000 / Ред. Соболев И.Д. М.: издание Министерства геологии СССР, Министерства геологии РСФСР, 1971. 7 л.
2. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.
3. Денисова Е.А. Дунит-верлит-пироксениты в лерцолитовых массивах Южного Урала // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 660–665.
4. Захаров А.А. Силурийские офиолиты. Байгускаровский массив вулканогенно-осадочные породы ордовика (?), силура и позднего девона // Путеводитель к полезным геологическим маршрутам на

- территории Южного Урала рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1985 г. Свердловск: издание УНЦ, АН СССР, 1985. С. 32–40.
5. *Знаменский С.Е.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклиория и связанное с ним оруденение. Уфа: издание УНЦ РАН, 1994. 20 с.
  6. *Знаменский С.Е., Серавкин И.Б.* Северный фланг Магнитогорского мегасинклиория // Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. С. 84–90.
  7. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А.* Находки конодонтов и граптолитов в метаморфических свитах Южного Урала // ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–679.
  8. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А.* Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-88. Свердловск: издание УРО АН СССР, 1989. С. 12–13.
  9. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Головченко И.М., Хайруллина Ф.В., Полхадзе Н.В.* Аллохтоны Магнитогорского синклиория (северная центриклиналь). Уфа: издание ин-та геологии Баш. научн. центра, 1990. 44 с.
  10. Орогенный гранитоидный магматизм Урала Миасс: издание ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
  11. *Перцев А.Н., Савельева Г.Н.* Происхождение слоенный дунит-пироксенитовой серии в офиолитах массива Нурала на Южном Урале // Пертрология. 1997. № 5 (в печати).
  12. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
  13. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурала на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 1. С. 42–57.
  14. *Самыгин С.Г.* Дифференцированные смещения оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
  15. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и месторождения массивных сульфидов Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
  16. *Смирнов С.В.* Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского ультрабазитового массива и связанное платиновое оруденение // Автореф. канд. диссертации. Екатеринбург: издание ИГГ УрО РАН, 1995. 18 с.
  17. *Соколов В.Б.* Строение и тектоническая позиция Серовско-Маукского пояса серпентинитов (по результатам сейсмических исследований) // Геотектоника. 1988. № 1. С. 50–58.
  18. Тектоника Урала // Объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1 : 1 000 000. М.: Наука, 1977. 187 с.
  19. *Ruzhentsev, S.V., Smaygin, S.G.* Tectonic evolution of the south Uralian Ophiolites. Ophiolites of Canadian Appalachians and Soviet Urals // Contribution to IGCP Project 39. Mem. Univ. Newfoundland. Dept. Geol. 1979. № 8. P. 115–126.
  20. *Savelieva, G.N., Sharaskin, A.Ja., Saveliev, A.A., Spadea, P., Gaggero L.* South Uralian Ophiolites along the East European Continental Margin. Tectonophysics. 1997. № 276. P. 117–137.

*Рецензенты: С.В. Руженцев, А.С. Перфильев*

## Structure and Deformation Phases of the Northern Terminus of the Magnitogorsk Zone, Urals

A. A. Saveliev, O. V. Astrakhantsev, A. L. Knipper, A. Ya. Sharaskin, and G. N. Saveliev

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences,  
Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

A detailed geologic and structural transect across the northern part of the Magnitogorsk zone of the Urals reveals four lithologically contrasting mélangé sheets, brought together by Late Paleozoic (or younger) strike-slip motions. In the westernmost block, the mélangé is dominated by lherzolites, while the blocks located further east chiefly consist of harzburgites and dunites. The consecutive deformational assemblages inside the serpentinite mélangé are classed into groups that correspond to the following epochs of strike-slip deformations: (i) early (Early Paleozoic?), (ii) middle (Late Paleozoic?), and (iii) terminal (Late Paleozoic or Mesozoic?).

УДК 551.242.31550.836(262)

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГЕНЕЗИС ЛИТОСФЕРЫ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 1998 г. Е. В. Вержбицкий, В. Г. Казьмин

*Институт океанологии РАН, Москва*

Поступила в редакцию 19.11.96 г.

Существуют две точки зрения о типе литосферы в Восточном Средиземноморье, которая рассматривается либо как континентальная, либо как океаническая. Анализ геотермических данных поддерживает концепцию об океанической природе литосферы Левантийской котловины и Ионического моря. Эти бассейны характеризуются низким глубинным тепловым потоком ( $40 \text{ мВт/м}^2$ ), примерно в 1.5 раза меньше среднепланетарного. Близкие значения возраста дна (~140 млн. лет) и мощности литосферы (~90 км), рассчитанные по геотермическим данным, указывают на общее происхождение бассейнов в период раннемезозойского раскрытия Восточного Средиземноморья, что подтверждает реконструкции, основанные на геологических данных. Величина теплового потока свидетельствует о более раннем (30 млн. лет), чем обычно принято считать (12 млн. лет), начале раскрытия Эгейского задугового бассейна. Раскрытие бассейна по времени совпадает с резким изменением вектора сближения Африки и Евразии в олигоцене.

### ВВЕДЕНИЕ

Восточное Средиземноморье включает Ионический и Левантийский бассейны, а также Эгейское море (рис. 1). Северная часть Восточного Средиземноморья ограничена горными цепями Альпийского складчатого пояса: Эллинидами и Тавридами, южная часть – пассивной окраиной Африканской плиты, восточная – трансформной границей Аравийской плиты. На западе Восточное Средиземноморье ограничено Африкано-Сицилийским порогом, который вместе с Сицилией и Апеннинским полуостровом разделяет Средиземное море на Западный и Восточный регионы.

По современным представлениям, образование и развитие Восточного Средиземноморья тесно связано с эволюцией мезозойского океана Тетис. В течение перми и триаса от пассивной окраины Гондваны отрывались микроконтиненты, двигавшиеся в северном направлении к евразийской активной окраине. Это привело к закрытию палеозойского океана (Палеотетис) и раскрытию в тылу продвигавшихся блоков глубоководных бассейнов (Мезо- и Неотетис), к которым относится и Восточное Средиземноморье [9, 10, 21, 45]. Существует широкий спектр мнений о генезисе и эволюции литосферы Восточного Средиземноморья, которая рассматривается как континентальная [14, 53], океаническая [41, 42] или океаническая с фрагментами континентальной [27, 33]. До настоящего времени этот вопрос не решен. По сейсмическим данным, мощность осадочного слоя в Ионическом и Левантийском бассейнах достигает 16 км. Мощность кристаллической коры составляет 5–

12 км, и по характеру сейсмического разреза она может быть отнесена к океаническому типу [3].

С другой стороны, большая мощность осадков и возможное присутствие в разрезе домезозойских толщ позволяют предполагать, что восточная часть Левантийского бассейна принадлежит к пассивной окраине Афро-Аравии и, следовательно, подстилается утоненной континентальной корой (возможно, с участками океанической) [14, 27].

Ионическое море и Левантийская котловина (южная часть одноименного бассейна) характеризуются большими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге, примерно 200–300 мГал, что указывает на океаническое строение коры [8]. В то же время существует мнение, основанное прежде всего на анализе гравитационных аномалий в свободном воздухе, о континентальной природе коры Восточного Средиземноморья [48].

Особое значение для решения этого вопроса имеют данные по альпийским покровам, развитым по периферии бассейна, – в Бассите (Сирия), на Кипре и в Анталье (Турция) [11, 12, 39, 43, 44]. Эти покровы включают вулканогенно-осадочные комплексы пассивной окраины глубоководного бассейна, начавшего раскрываться в триасе. Офиолитовые комплексы, также входящие в систему покровов, сформировались в надсубдукционной (задуговой) обстановке в конце раннего–начале позднего мела, 110–90 млн. лет назад [35]. Время образования офиолитов отвечает периоду поглощения литосферы мезозойского бассейна. Можно предположить, таким образом, что вслед за триасовым рифтогенезом в Восточном Средиземноморье в юре–раннем мелу имел место спрединг и образо-

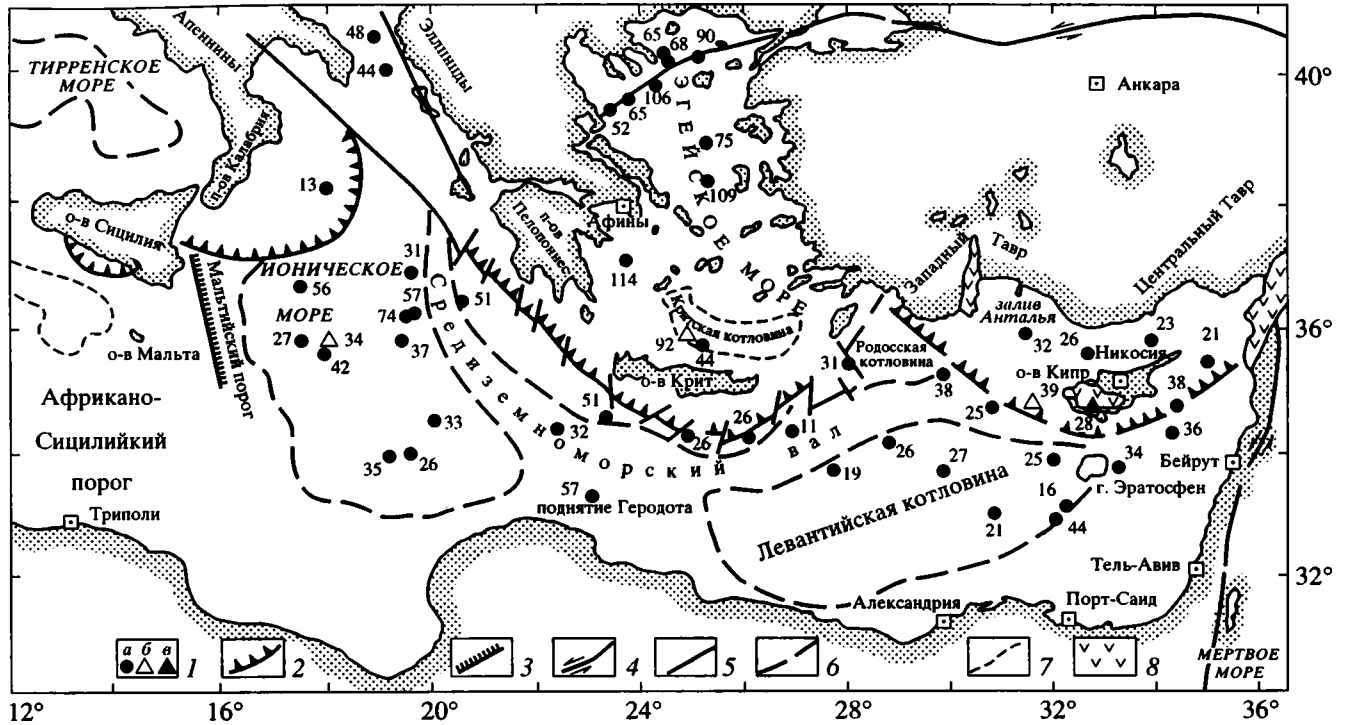


Рис.1. Карта геотермической изученности Восточного Средиземноморья (Тектоническая схема, по [3]).

1 – точки измерения теплового потока и его плотность, в  $\text{мВт/м}^2$ , по: а – [25], б – [26], в – [13, 15]; 2 – зоны субдукции; 3 – уступы; 4 – сдвиги; 5 – разломы; 6 – границы областей с корой океанического типа; 7 – то же, с угоненной континентальной корой; 8 – аллохтонные комплексы залива Анталья, о-ва Кипр и Северо-Западной Сирии.

вание океанической литосферы, однако датировать этот процесс более точно пока не удается.

Ионическое море и Левантийская котловина не составляют единого глубоководного бассейна, а разделены между собой в районе  $23\text{--}25^\circ$  с.ш. поднятием Геродота (см. рис. 1). По комплексу геолого-геофизических данных строение коры этого поднятия отлично от коры котловин, возможно, что поднятие подстилается тонкой континентальной корой [3]. Возникает вопрос, являются ли Ионический и Левантийский бассейны разновозрастными образованиями или они связаны с разными этапами геологической истории.

Существуют также две различные точки зрения о возрасте дна Эгейского задугового бассейна: поздний миоцен [31] и поздний олигоцен–ранний миоцен [55].

В данной статье делается попытка установить возраст и тип литосферы бассейнов Восточного Средиземноморья на основе комплексного анализа геолого-геофизических и, прежде всего, геотермических данных.

### ЛЕВАНТИЙСКИЙ БАССЕЙН

Левантийский бассейн (см. рис. 1) включает Финикийское море, расположенное западнее Аравийского побережья, а также Левантийскую

и Родосскую глубоководные котловины, разделенные Средиземноморским валом. С севера бассейн ограничен Эллинской и Кипрской островными дугами.

Левантийская котловина имеет восток-северо-восточное простирание и максимальную глубину свыше 3100 м. Рельеф ее дна в северо-западной части близок к аккумулятивной равнине, а в остальных частях осложнен небольшими поднятиями. Родосская котловина находится у южного побережья Турции и представляет собой аккумулятивную равнину с предельными глубинами 4300 м. Максимальная глубина Финикийского моря составляет 2500 м. Северная часть дна этого моря осложнена мелкими хребтами и долинами, в то время как южная часть представляет собой наклонную поверхность, сформированную конусом выноса Нила. Мощность плиоцен-четвертичных осадков на континентальном склоне юго-восточной части Финикийского моря достигает 1.5–2 км [8]. К югу от острова Кипр расположена подводная гора Эратосфен с вершиной на глубине 750 м. Средиземноморский вал протягивается на 1100 км параллельно Эллинскому желобу и далее на восток – до острова Кипр. Судя по структуре, выявленной сейсмическими исследованиями, образование вала связано со сжатием, перпендикулярным его оси, в результате чего глубоководные

осадки оказались поднятыми до глубины 100 м [3].

Эллинский желоб, расположенный к северу от вала, простирается от о-ва Кефалиния до о-ва Родос. В нем происходит субдукция литосферы Ионической котловины под Эгейскую плиту. По распределению глубокофокусных землетрясений [50], а также по данным сейсмической томографии [46, 37] погружающаяся в желоб Африканская плита прослеживается до глубины 600 км. Очевидно, столь глубокое ее погружение возможно лишь в том случае, если субдуцирующая плита сложена тяжелой океанской литосферой.

По сейсмическим данным в Левантийском бассейне предположительно выделяется еще одна зона субдукции или, по крайней мере, поддвига океанской литосферы к югу от острова Кипр [50].

Геотермические измерения в бассейне выполнялись погруженными термоградиентографами в приповерхностном слое осадков и в скважине 376 бурового судна Joides Resolution [19, 25, 26].

Левантийский бассейн характеризуется низкими значениями теплового потока, не превышающими среднепланетарное значение 60 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 1). 23 измерения варьируют в пределах от 11 до 57 мВт/м<sup>2</sup>. Помимо топографии дна, турбидитного перемещения материала и контраста между теплопроводностью соляных диапиров [7] и плиоцен-четвертичных осадков, эти вариации, вероятно, связаны и с большой структурной неоднородностью бассейна. Учитывая последнее, очевидно, нет смысла пытаться определять с помощью геотермических данных возраст литосферы для бассейна в целом. В то же время такая попытка представляется возможной и весьма интересной в отношении крупнейшего элемента Левантийского бассейна – Левантийской котловины. Последняя характеризуется сравнительно однородным строением и в то же время в палеотектонических реконструкциях [9] обычно рассматривается в качестве реликта палеоокеана Тетис. С вопросом о возрасте Левантийской котловины связан ряд ключевых проблем реконструкций этого палеоокеана.

Всего в Левантийской котловине нам известно 7 измеренных значений теплового потока, изменяющихся от 16 до 44 мВт/м<sup>2</sup>. Рассчитанное среднее значение теплового потока составляет 37 ± 13 мВт/м<sup>2</sup>.

Осадконакопление может уменьшить глубинный тепловой поток, измеренный на поверхности дна, так как на прогрев холодных осадочных масс необходима тепловая энергия и время [4–6]. При высокой степени седиментации должно наблюдаться общее уменьшение теплового потока. Чтобы учесть охлаждающее влияние мощного выноса терригенного материала Нилом, средний тепловой поток в Левантийской котловине был

скорректирован на осадконакопление [6] и получился равным 41 мВт/м<sup>2</sup>.

Возраст литосферы Левантийской котловины можно оценить, используя решение уравнения теплопроводности для геотермической (кристаллизационной) модели образования океанического дна [18, 20, 23, 24, 40, 47, 52].

$$q = \frac{\lambda_l T_a}{(\pi a t)^{\frac{1}{2}}}, \quad (1)$$

где  $q$  – мккал/см<sup>2</sup> с, тепловой поток;  $\lambda_l = 7.5 \times 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup> с °С, коэффициент теплопроводности вещества литосферы;  $T_a = 1350^\circ\text{C}$  – температура астеносферы;  $a = 7.8 \times 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с, коэффициент температуропроводности вещества мантии;  $t$  – млн. лет, возраст литосферы.

Отсюда

$$t = \frac{\lambda_l^2 T_a^2}{\pi a q^2} = K^2 / q^2 = 11.5^2 / q^2. \quad (2)$$

Подставляя в уравнение (2) полученное выше значение теплового потока, равное 41 мВт/м<sup>2</sup>, найдем средний возраст литосферы в районе Левантийской котловины, который составит 138 млн. лет. Этот возраст хорошо согласуется с геологическими данными, указывающими на вероятность спрединга в бассейне в юре–раннем мелу.

По характеру сейсмического разреза центральная часть Левантийской котловины может рассматриваться как океаническая. Общая мощность коры составляет 12 км; скорость продольных волн в слое 2  $V_p = 4.5$  км/с, а в слое 3 –  $V_p = 6.7$  км/с [3, 16, 32].

Важно отметить, что в южной части моря Леванта у подножия континентального склона Африки выделена зона субширотных полосовых магнитных аномалий интенсивностью от –100 до +200 нТл, которая на западе прослеживается до залива Эс-Салум, а на востоке до дельты Нила [8]. Севернее аномалии не выявлены, возможно, из-за большой глубины кровли консолидированной коры. Можно предположить, что линейные магнитные аномалии связаны с образованием океанической коры Левантийской котловины.

Большие аномалии Буге (до +200 мГал) также указывают на океанический тип литосферы Левантийской котловины [8].

Из общего уравнения теплопроводности можно получить выражение, устанавливающее связь между мощностью океанической литосферы и временем ее остывания [2, 18, 38, 54],

$$H_l = (T_s / T_a) (\pi a t)^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

где  $H_l$  – км, мощность литосферы;  $T_s/T_a = 1200/1350^\circ\text{C}$  – отношение температур солидуса и ликвидуса базальтов мантии;  $a = 7.8 \times 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ , коэффициент температуропроводности вещества мантии;  $t$  – млн. лет, возраст литосферы.

Подставляя в уравнение (3) возраст дна 138 млн. лет, рассчитанный по данным теплового потока, получим среднюю мощность литосферы Левантийской котловины

$$H_l = 1200/1350(\pi a t)^{\frac{1}{2}} = 7.8 t^{\frac{1}{2}} \cong 90 \text{ км.}$$

Максимальная мощность литосферы в западной части моря Леванта, найденная по сейсмологическим данным (90 км, по [49].), практически совпадает с полученной выше величиной и, таким образом, согласуется с представлением об океанической природе литосферы Левантийского бассейна.

## ИОНИЧЕСКОЕ МОРЕ

Ионическое море (см. рис. 1) ограничено с запада Африкано-Сицилийским порогом и Калабрийской островной дугой. На северо-востоке его границей является Критская островная дуга, на востоке – поднятие Геродота, на юге – эпиконтинентальный бассейн залива Сидра. Ионическое море является самым крупным и глубоким бассейном Средиземноморья.

Дно Ионического моря представляет собой мелкорасчлененную абиссальную равнину с глубинами более 4000 м.

Тепловой поток в Ионическом море измерялся в приповерхностном слое осадков и в скважине глубоководного бурения 374 [25, 26]. Геотермическое поле характеризуется низкими величинами теплового потока, которые варьируют от 13 до 57 мВт/м<sup>2</sup>, будучи меньше планетарного фонового значения (60 мВт/м<sup>2</sup>) (см. рис. 1). Вариации теплового потока здесь, как и в Левантийском бассейне, могут быть связаны с рефракцией, рельефом поверхности фундамента, турбидитным перемещением осадков и другими причинами. Максимальное значение теплового потока (74 мВт/м<sup>2</sup>), скорее всего, обусловлено искажениями, вызванными топографией дна [29], так как измерение было выполнено в узкой депрессии с отвесными стенками [25]. Рассчитанный средний тепловой поток в Ионическом море, равный  $40 \pm 17 \text{ мВт/м}^2$ , близок к значению 34 мВт/м<sup>2</sup>, измеренному в скважине глубоководного бурения [26]. Поэтому можно предположить, что средний тепловой поток в целом соответствует энергетическому режиму всего бассейна. В то же время он очень близок к фо-

новому значению глубоководных котловин океанов (40 мВт/м<sup>2</sup>).

По сейсмическим данным, мощность осадочной толщи в центральной части Ионического моря в среднем составляет 11 км. Мощность кристаллической коры примерно равна 6 км (слой 2 с  $V_p = 4.3 \text{ км/с}$ , слой 3 с  $V_p = 6.1\text{--}7 \text{ км/с}$ ). Граница Мох фиксируется на глубине 17–18 км от поверхности дна [16].

Глубоководная часть Ионического моря характеризуется большими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге (свыше 300 мГал) [8].

В центральной части Ионического бассейна зафиксированы неидентифицированные полосовые магнитные аномалии (100–150 нТл) северо-восточного и субширотного простирания [22, 36].

Поскольку сейсмические, гравиметрические и магнитные данные указывают на океаническую природу коры Ионического моря, имеет смысл оценить возраст дна бассейна по геотермическим данным, используя формулу (1). При среднем значении теплового потока 40 мВт/м<sup>2</sup> расчетный возраст дна равен 144 млн. лет, что очень близко к значению возраста, полученному для Левантийской котловины.

Используя возраст дна, найденный по геотермическим данным, можно по формуле (2) оценить мощность литосферы Ионического моря. Для  $t = 144$  млн. лет  $H \cong 90$  км, что соответствует мощности литосферы глубоководных океанических котловин среднемеозойского возраста. Мощность литосферы, определенная в западной и восточной частях Ионического моря по сейсмологическим данным, тоже составляет 90 км [49], что подтверждает оценку по геотермическим данным и согласуется с предположением об океанической природе литосферы бассейна.

Близость оценки по геотермическим данным возраста (~140 млн. лет) и мощности литосферы (~90 км) Ионического моря и Левантийской котловины указывает, что эти бассейны являются древним фрагментом дна океана Тетис, образовавшимся в ходе раннемеозойского раскрытия Восточного Средиземноморья.

## ЭГЕЙСКОЕ МОРЕ

Эгейское море представляет собой бассейн, расположенный за Критской островной дугой (см. рис. 1). Южную часть этого задугового бассейна называют Критским морем, включающим Критскую котловину с максимальной глубиной 2600 м.



Мощность осадков в центральной части Эгейского моря достигает 1.5 км, а в Критской котловине – 1 км. Граница Мохо характеризуется пониженными значениями скорости продольных сейсмических волн (7.7–7.8 км/с) и залегает на глубине 22 км. Кристаллическая кора делится на 2 слоя. Мощность верхнего слоя, с  $V_p = 6.0–6.2$  км/с, составляет 10–20 км; мощность нижнего слоя, с  $V_p = 6.1–7.1$  км/с, – около 10–12 км. Такие скорости характерны для слоев (условно гранитно-метаморфического и базальтового) континентальной коры [16, 36]. Вместе с тем, аномалии силы тяжести в редуции Буге в Эгейском море изменяются от +60 мГал в его северной части до +160 мГал в Критской котловине. Это предполагает либо утонение континентальной коры в процессе растяжения дна, либо ее океаническую природу [8, 33, 48]. Магнитное поле в Эгейском море имеет неупорядоченный, законопеременный характер, что связано с проявлением вулканической активности [8].

Измерения теплового потока в Эгейском море выполнялись в придонном слое осадков и в скважинах глубоководного бурения [25, 26, 28]. В центральной и северной частях Эгейского моря сделано 9 измерений, варьирующих от 52 до 114 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 1). Вариации теплового потока здесь могут быть обусловлены теми же причинами, что и в Левантийской котловине и Ионическом море. Среднее значение теплового потока составляет  $83 \pm 10$  мВт/м<sup>2</sup>. Это хорошо согласуется со значением  $89 \pm 5$  мВт/м<sup>2</sup>, измеренным в скважинах глубоководного бурения 378 и 378А в южной части Эгейского моря и отражает, по-видимому, геотермический режим всего бассейна.

Следует заметить, что распределение теплового потока вдоль профиля Эллинский глубоководный желоб – Критская островная дуга – Эгейское море аналогично распределению теплового потока вдоль профилей через системы желоб–дуга–окаинное море в океанах (рис. 2).

Как говорилось выше, по сейсмическим данным дно Эгейского моря подстилается утоненной континентальной корой. Предполагая малый вклад в глубинный тепловой поток радиогенной составляющей гранитного слоя, выполним по формулам (1) и (2) оценки возраста дна и мощности литосферы этого бассейна [1]. Подставляя в формулу (1) значение среднего теплового потока  $q = 83$  мВт/м<sup>2</sup>, получим  $t \approx 30$  млн. лет.

Наиболее распространенным является представление о позднемиоценовом (примерно 12 млн. лет) возрасте Эгейского бассейна [30, 34]. Это определение основано, главным образом, на структурных данных, полученных в ходе сейсмического профилирования. С другой стороны, данные о возрасте вулканитов, связанных с растяжением и рифтогенезом, говорят о значительно более

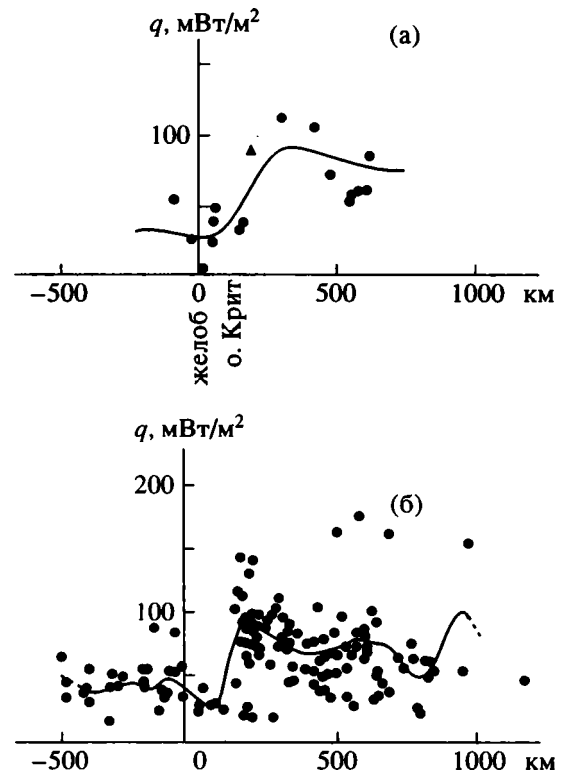


Рис. 2. Распределение теплового потока вдоль профилей: А – Эллинский глубоководный желоб – Критская островная дуга – Эгейское море, Б – Курило-Камчатский глубоководный желоб – Курильская островная дуга – Охотское море, по [52]. Условные обозначения см. на рис. 1.



Рис. 3. Разрез через область очагов землетрясений Критской (Эллинской) островной дуги, по [37]. 1, 2 – очаги, характеризующие зоны: 1 – сжатия (зона Беньюфа–Заварицкого), 2 – растяжения.

раннем образовании бассейна – в позднем олигоцене–раннем миоцене (30–20 млн. лет) [55]. Примечательно, что другой бассейн Восточного Средиземноморья – Сейханский, расположенный к северу от Кипра и тоже, вероятно, связанный с тыловодужным растяжением, начал раскрываться в

конце олигоцена—раннем миоцене [11]. Образование задуговых бассейнов около 30 млн. лет тому назад выглядит не случайным. Напомним, что в олигоцене резко изменился вектор движения Африки по отношению к Евразии [17]. Поворот вектора против часовой стрелки (с северо-восточного направления на северо-западное) привел, в частности, к образованию зоны субдукции и раскрытию Алжиро-Прованского бассейна в Западном Средиземноморье [9]. Очевидно, и в Восточном Средиземноморье перестройка кинематики привела к сходным явлениям. Олигоценый возраст раскрытия (точнее, первой фазы раскрытия) Эгейского моря, установленный по геотермическим данным, выглядит в силу этого весьма вероятным. Отметим также, что мощность литосферы, определенная для Эгейского моря по формуле (2) с учетом возраста 30 млн. лет, оказывается равной 45 км, что подтверждается оценкой мощности по максимальным глубинам гипоцентров землетрясений (рис. 3).

## ВЫВОДЫ

1. Анализ данных теплового потока подтверждает представление об океанической природе литосферы в Левантийской котловине и Ионическом море. Средний возраст литосферы в обоих бассейнах, полученный в настоящей работе по геотермическим данным, сходен (~140 млн. лет) и не противоречит геологическим данным о ранне-мезозойском раскрытии Восточного Средиземноморья. Очевидно, раскрытие обоих бассейнов было синхронным.

2. Геотермические данные свидетельствуют о более раннем раскрытии Эгейского задугового бассейна (30 млн. лет), чем обычно принято считать (12 млн. лет). Начало раскрытия бассейна совпадает с резкой перестройкой в кинематике сближения Африки и Евразии в олигоцене.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Грант № 95-05-14252.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
2. *Вержбицкий Е.В., Золотарев В.Г., Сборщиков И.М.* Тепловой поток в задуговых бассейнах (на примере Тирренского моря) // *Океанология*. 1991. Т. 31. Вып. 6. С. 1005–1014.
3. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д., Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* Тектоническая карта Средиземного моря. М.: Ин-т литосферы РАН. Роскартография, 1994.
4. *Галушкин Ю.И., Смирнов Я.В.* Термическая история осадочных бассейнов: экспресс-методы оценки теплового потока // *Геология и геофизика*. № 11. С. 105–112.
5. *Гольмшток А.Я.* О влиянии осадконакопления на глубинный тепловой поток // *Океанология*. 1979. Т. 19. Вып. 6. С. 1133–1138.
6. *Гольмшток А.Я., Вержбицкий Е.В.* Геотермические исследования в 12-м рейсе НИС “Витязь” // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 70–76.
7. *Живаго А.В.* Проявления соляной тектоники в поверхностных слоях донных отложений Средиземного моря. М.: Наука, 1994. 60 с.
8. *Земная кора и история развития Средиземного моря.* М.: Наука, 1982. 207 с.
9. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция Тетиса // *История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П.* М.: ИОАН, 1987. С. 104–115.
10. *Казьмин В.Г.* Коллизия и рифтогенез в истории океана Тетис // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 14–23.
11. *Казьмин В.Г.* О тектонических условиях становления комплексов Троодос и Мамония (о-в Кипр). *Геотектоника*. № 6. 1991. С. 104–116.
12. *Книппер А.Л., Шараськин А.Я.* Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 12–22.
13. *Лоддо М., Мондженелли Ф.* Тепловой поток в Италии // *Тепловое поле Европы / Под ред. Чермака В., Рибакха Л.* М.: Мир, 1982. С. 231–243.
14. *Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
15. *Морган П.* Тепловой поток Кипра и замечания о геотермическом режиме Восточного Средиземноморья // *Тепловое поле Европы / Под ред. Чермака В. и Рибакха Л.* М.: Мир, 1982. С. 243–252.
16. *Москаленко В.Н.* Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981. 112 с.
17. *Савостин Л.А., Сибузэ Ж.К., Зоненшайн Л.П. и др.* Мезо-кайнозойская кинематика литосферных плит, обрамлявших океан Тетис (от Атлантики до Памира) // *История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П.* М.: ИОАН, 1987. С. 7–20.
18. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

19. *Хэнель Р.* Критический обзор измерений теплового потока в морских и озерных осадках // Тепловое поле Европы / Под ред. Чермака В. и Рихаха Л. М.: Мир, 1982. С. 64–90.
20. *Anderson R.N.* 1980 update of Heat Flow in the East and Southeast Asian Seas // The Tectonics and Geologic Evolution of Asian Seas and Island. Geophys. Monogr. ser. 1980. Vol. 23. P. 319–326.
21. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Eds Dercourt J., L.-E. Ricou, Vrielynck B. Paris: Gauntier-Villars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
22. *Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L.* The Calabrian arc and Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean // Mar. Geol. 1984. Vol. 55. № 3/4. P. 219–245.
23. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of the cooling plate model // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
24. *Davies E.E., Lister C.R.B.* Fundamentals of ridge crest topography // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 405–413.
25. *Erickson A.J., Simmons G., Ryan W.B.F.* Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas // International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. 1977. Paris. P. 263–280.
26. *Erickson A.J., Von Herzen R.P.* Down-hole temperature measurements // Deep Sea Drilling Project, leg 42A. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 1978. 42(1). P. 857–871.
27. *Hirsch F., Flexer A., Rosenfeld A., Yellin-Dror A.* Palinspastic and crustal setting of the Eastern Mediterranean // J. of Petroleum Geology. 1995. Vol. 18 (2). P. 149–170.
28. *Jongsma D.* Heat flow in the Aegean Sea // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1974. Vol. 37. P. 337–346.
29. *Lachenbruch A.* Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients // Rev. Geophys. 1968. № 3. P. 365–400.
30. *Le Pichon X., Angelier J.* The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 1–42.
31. *Le Pichon X., Angelier J.* The Aegean Sea // Philos. Trans. Roy. Soc. Lond., 1981. A. 300. P. 357–372.
32. *Makris J., Ben-Avraham Z., Behle A. et al.* Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation // Geophys. J.R. Astron. Soc. 1983. Vol. 75. P. 575–591.
33. *Makris J., Stobbe C.* Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data // Marine Geology. 1984. Vol. 55. № 3/4. P. 347–363.
34. *McKenzie D.P.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1978. Vol. 55. P. 217–254.
35. *Moore E.M., Robinson P.T., Malpas J., Xenophontos C.* A model for the origin of the Troodos massif Cyprus and other Mideast ophiolites // Geology. 1984. Vol. 12. P. 500–503.
36. *Morelli C.* Geophysical Contribution to knowledge of the Mediterranean crust / Eds Stanley D.J., Wezel F.C. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag, 1985. P. 65–82.
37. *Papazachos B.C., Chiaruttini C.* Modes of lithospheric interaction in the Aegean Sea // Structural History of the Mediterranean Basin / Eds. Biju-Duval B., Montadert L. Paris: Techip, 1984. P. 319–331.
38. *Parker R.L., Oldenbyrg D.W.* Thermal model of ocean ridges // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 242. P. 137–139.
39. *Parrot J.F., Whitechurch H.* Subductions anterieures au charriage Nord-Sud de la tethysienne: facteur de metamorphisme de series sedimentaries et volcaniques liees aux assemblages ophiolitiques syro-tures en schists verts et amphibolites // Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam. 1978. Vol. 20 (2). 1978. P. 153–170.
40. *Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. № 5. P. 803–827.
41. *Payo G.* Crustal structure of the Mediterranean Sea. Part II. Phase velocity and travel times // Bull. Seismol. Soc. Am. 1969. Vol. 59. P. 23–42.
42. *Rabinowitz P.D., Ryan W.B.F.* Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1970. Vol. 10. P. 585–608.
43. *Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of Mesozoic continental margin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 90. P. 651–665.
44. *Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Tectonic setting of the Troodos massif in the East Mediterranean // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus. 1979. Nicosia: Geol. Surv.-Dept., 1980. P. 36–49.
45. *Sengor A.M.S.* The Cimmeride Orogenic System and the tectonics of Eurasia // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1984. Vol. 195. 82 p.
46. *Spakman W.* The upper mantle beneath Europe, the Mediterranean and the Middle East: results from large scale body wave tomography // Terra Cognita. 1986. Vol. 6. 440 p.
47. *Stein C.A., Stein S.* Constraints on Pacific midplate swells from global depth-age and heat flow-age models // The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism. Geophys. Monogr. Ser. 1993. Vol. 77. / Eds Pringle M.S. et al. P. 53–76.
48. *Suhadolc P., Panza G.F., Mueller S.* Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in the Europe // Tectonophysics. 1990. Vol. 176. № 1–2. P. 123–135.
49. *Suhadolc P., Panza G.F.* The European-African collision and its effects on the lithosphere-asthenosphere system // Tectonophysics. 1988. Vol. 146. P. 59–66.

50. *Udias A.* Seismicity of the Mediterranean Basin // *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* / Eds Stanley D.J., Wezel F.C. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag. 1985. P. 55–63.
51. *Von Herzen R.P., Uyeba S.* Heat flow through the eastern Pacific Ocean floor // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68 (14). P. 4219–4250.
52. *Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.* Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-ARC Basins* / Ed. Talwani M., Pitman W.C. III. Maurice Ewing Series I. Amer. Geophys. Un. Wash.: D.C., 1977. P. 137–185.
53. *Woodside J.M.* Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea // *Mar. Geophys. Res.* 1977 Vol. 3. P. 317–354.
54. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. № 3. P. 305–312.
55. *Zelinka de Boer J.* The Creek enigma: is development of the Aegean orogen dominated by forces related to subduction or obduction? // *Marine Geology.* 1987. Vol. 87. P. 31–54.

*Рецензенты: Н.А. Богданов, В.Н. Шолло*

## Heat-Flow Parameters and Genesis of the Lithosphere in the East Mediterranean Basins

**E. V. Verzhbitskii and V. G. Kazmin**

*Shirskov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp. 36, Moscow, 117851 Russia*

The lithosphere of the East Mediterranean is interpreted by different workers as either continental or oceanic. Analysis of geothermal data supports the concept of oceanic lithosphere beneath the Levantine Deep and Ionian Sea. These basins exhibit low heat flow ( $40 \text{ mW/m}^2$ , or nearly 1.5 times lower than the global average). Similar sea-floor ages ( $\sim 140 \text{ Ma}$ ) and lithospheric thicknesses ( $\sim 90 \text{ km}$ ) estimated from geothermal data suggest a common origin for the basins related to the Early Mesozoic opening of the East Mediterranean, which also supported by reconstructions based on geologic evidence. Heat-flow values suggest a somewhat earlier (30 Ma) inception of the Aegean backarc basin than was commonly believed (12 Ma). The opening of the basin coincides with an abrupt change in the Africa–Eurasia convergence vector during the Oligocene.

УДК 551.242.5.055/550.312(234.74)

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА КАРЕЛИИ В СВЕТЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 1998 г. Э. Н. Лишнеvский

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 17.1.97

Установлено, что структурно-плотностной раздел между гнейсо-гранитовым и гранулитовым “слоями”, образующими архейский фундамент Карелии, является наиболее значительной гравитирующей составляющей в суммарной величине аномальной силы тяжести. В результате количественной интерпретации гравитационного поля составлена схема изогипс кровли гранулитового “слоя”, рассматриваемого как нижний структурный этаж фундамента. На ней выделены и впервые оконтурены более 10 крупных поднятий и прогибов гранулитового субстрата. Своды некоторых поднятий достигают земной поверхности, а в ряде прогибов мощность гнейсо-гранитового “слоя” оценивается в 9–10 км.

Как известно, главнейшими геофизическими методами, позволяющими изучать глубинное строение земной коры, являются сейсмометрия и гравиметрия. На территории Карелии начало такого изучения можно отнести к 1958 г., когда был пройден первый профиль ГСЗ Кемь–Ухта (Калевала) протяженностью 200 км. В последующие годы в Карелии и на ближайших к ней сопредельных территориях общей площадью 300 000 км<sup>2</sup> были проведены еще 12 глубинных сейсмических профилей. Их протяженность составила примерно 3000 км, что по кондициям соответствует карте масштаба 1 : 10 000 000 (10 км/1000 км<sup>2</sup>). В 1960–1970-е гг. вся площадь Карелии была покрыта гравиметрической и аэромагнитной съемками, было проведено значительное по объему изучение физических свойств горных пород, проводились исследования и другими геофизическими методами. Обобщенные результаты проведенных работ отражены в целом ряде публикаций [5, 7, 8, 10, 11, 14, 15, 19, 23, 25, 27 и др.]. Многие из них посвящены изучению структурных форм большой глубинности: неоднократно составлялись схемы рельефа поверхности Мохоровичича; в соответствии с принятой в 60–70-е гг. двухслойной сейсмической моделью консолидированной коры [4, 19 и др.] – схемы стратоизогипс поверхности Конрада.

К сводным работам, описывающим самые верхние, доступные непосредственному наблюдению горизонты коры, можно отнести петроплотностные и петромагнитные карты и схемы Востока Балтийского щита [10, 11], схему электрической проводимости четвертичного покрова Карелии [7] и ряд других. К исследованиям, связывающим результаты геологического картирования с данными

гравиметрии, характеризующими более глубоко расположенные неоднородности земной коры, несомненно, относятся схемы геолого-геофизического районирования и глубинного строения Балтийского щита в целом [14, 27], схемы блокового строения Карело-Кольского региона [5, 19] и собственно Карелии [7, 8].

Особенной детальностью среди перечисленных отличается схема, составленная А.С. Гришиным [7, 8]: на ней выделены многочисленные блоки и ограничивающие их разломы различного порядка. Кроме того, архейский фундамент Карелии подразделяется на три структурных этажа: верхний – фрагментарно расположенные лопийские (AR<sub>2</sub>) зеленокаменные пояса; средний – нерасчлененные саамско-лопийские (AR<sub>1</sub>–AR<sub>2</sub>) образования, представленные преимущественно плагиогранито-гнейсами невысокой плотности ( $\bar{\sigma} = 2.65\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$ ); нижний – преимущественно высокоплотные ( $\bar{\sigma} = 2.80\text{--}2.85 \text{ г/см}^3$ ) кристаллические сланцы, амфиболовые гнейсы и другие породы саамского (AR<sub>1</sub>) возраста. На схеме А.С. Гришина наиболее существенно то, что выходы на поверхность саамского структурного этажа не ограничиваются хорошо известными метаморфитами Западного Беломорья, но и намечены в Войничком (Вокнаволоцком), Тулосском и некоторых других блоках, расположенных внутри Карельской гранит-зеленокаменной области. Геолого-петрологическое обоснование наличия в указанных блоках частично реоморфизованного раннеархейского основания дано еще в 1974–1980 гг. Л.П. Свириденко, что отражено и на составленной ею схеме магматических формаций гранитно-метаморфического “слоя” [23]. Однако как схемы Л.П. Свириденко,

так и А.С. Гришина представляют собой плоско-стные (двумерные) модели строения верхней коры Карелии.

Между тем отдельные неоднородности архейского фундамента удается проследить на глубину по данным наиболее детальных профилей ГСЗ–МОВ, таких, как Печенга–Костомукша–Ловиса, Кемь–Тулос и некоторым другим [18, 20, 25 и др.]. В северо-восточном Приладожье по результатам количественной интерпретации аномалий силы тяжести определена глубина подошвы и установлено залегание Салминского массива гранитов рапакиви непосредственно на высокоплотных породах основания Ладожского блока [3, 12]. Там же по профилю длиной 170 км изучена гипсометрия кровли этого основания и прослежено его погружение под мощный (8–10 км) гнейсо-гранитовый “слой” Карельского блока [13]. В пределах Водлозерского блока о выходах на поверхность пород раннего архея свидетельствуют определения абсолютного возраста (более 3.5 млрд. лет), приводимые М.А. Корсаковой и др. [17].

Сопоставление перечисленных и других, в особенности петроплотностных, данных с общей картиной гравитационного поля показало, что в результате качественной и количественной интерпретации последнего уже в настоящее время может быть создана объемная (трехмерная) модель строения архейского фундамента Карелии и сопредельных регионов. Для этой цели, наряду с гравиметрическими материалами по российской территории, была частично использована и гравиметрическая карта Финляндии масштаба 1 : 1 000 000 с пятимиллиметровым сечением изоаномал [28]. В качестве геолого-тектонической основы для нее использованы, главным образом, космогеологическая карта В.В. Баржицкого, упоминавшаяся выше схема Л.П. Свириденко, схема тектонического районирования Карелии Ю.И. Сыстры, карта дочетвертичных горных пород Финляндии [1, 23, 26, 30], а также многие другие геологические материалы. Таким образом, основным содержанием данной статьи является обоснование и описание предлагаемой модели

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Гравитационные аномалии Карелии и сопредельных территорий могут быть подразделены на три порядка (ранга). Самые небольшие из них по своим размерам в плане – это аномалии 3-го порядка, или локальные. Они в свою очередь могут быть разделены на 3 группы.

1. Локальные минимумы  $\Delta g$  изометричной или субизометричной формы, соответствующие мас-

сивам раннепротерозойских микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов, которые характеризуются весьма низкой плотностью ( $\bar{\rho} = 2.61\text{--}2.62 \text{ г/см}^3$ ).

2. Локальные максимумы  $\Delta g$ , также имеющие изометричную или слегка вытянутую форму. Такими аномалиями, прежде всего, отображаются палеозойские щелочно-ультраосновные массивы центрального типа – Ковдорский, Вуориярви и другие, а также Елетьозерский массив щелочных габброидов раннепротерозойского возраста. В эту же группу входят локальные максимумы, обусловленные сложнопостроенными раннепротерозойскими базит-ультрабазитовыми плутонами. Их амплитуда варьирует от 10 мГал, как, например, у расслоенных массивов Олангской группы, до 70 мГал у известного Бураковского массива [24]. Плотность большинства слагающих их пород велика и достигает 2.90–3.30 г/см<sup>3</sup>.

3. Узкие локальные максимумы  $\Delta g$ , иногда значительной протяженности, как абсолютные, так и относительные. Им соответствуют некоторые из лопийских зеленокаменных поясов, в частности, четко выраженный в гравитационном поле пояс Кухмо в Восточной Финляндии. Такими же аномалиями отображаются многие троговые структуры карелид, выполненные метаморфизованными раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Средняя плотность этих образований оценивается в 2.75–2.85 г/см<sup>3</sup>.

Более крупные по размерам региональные аномалии 2-го порядка составляют в поперечнике 40–80 км, а наиболее значительные – региональные аномалии 1-го порядка достигают 150 км и более. Одни аномалии 2-го порядка представляют собой дискретные элементы гравитационного поля, другие – ответвления или осложнения аномалий 1-го порядка. Расположение региональных аномалий представлено на схеме осредненного гравитационного поля с радиусом осреднения  $R_{\text{оср.}} = 35$  (рис. 1). При таком параметре трансформации почти полностью исчезают локальные аномалии, фиксируемые в наблюдаемом (исходном) поле  $\Delta g$ , и достаточно отчетливо выделяются положительные и отрицательные региональные аномалии 1-го и 2-го порядков, разделенные гравитационными ступенями. Этот результат методологически подтверждает проводившиеся ранее Р.В. Былинским и Г.А. Поротовой преобразования поля силы тяжести региона [14].

При рассмотрении рис. 1 видно, что наиболее значительной аномалией 1-го порядка является Беломорско-Соловецкий гравитационный максимум. Его центральная часть осложнена наиболее интенсивным Кемско-Соловецким максимумом 2-го порядка. На суше, в Северо-Западном Беломорье, последнему соответствует Кемский блок [7, 8], сложенный раннеархейскими пироксенсо-

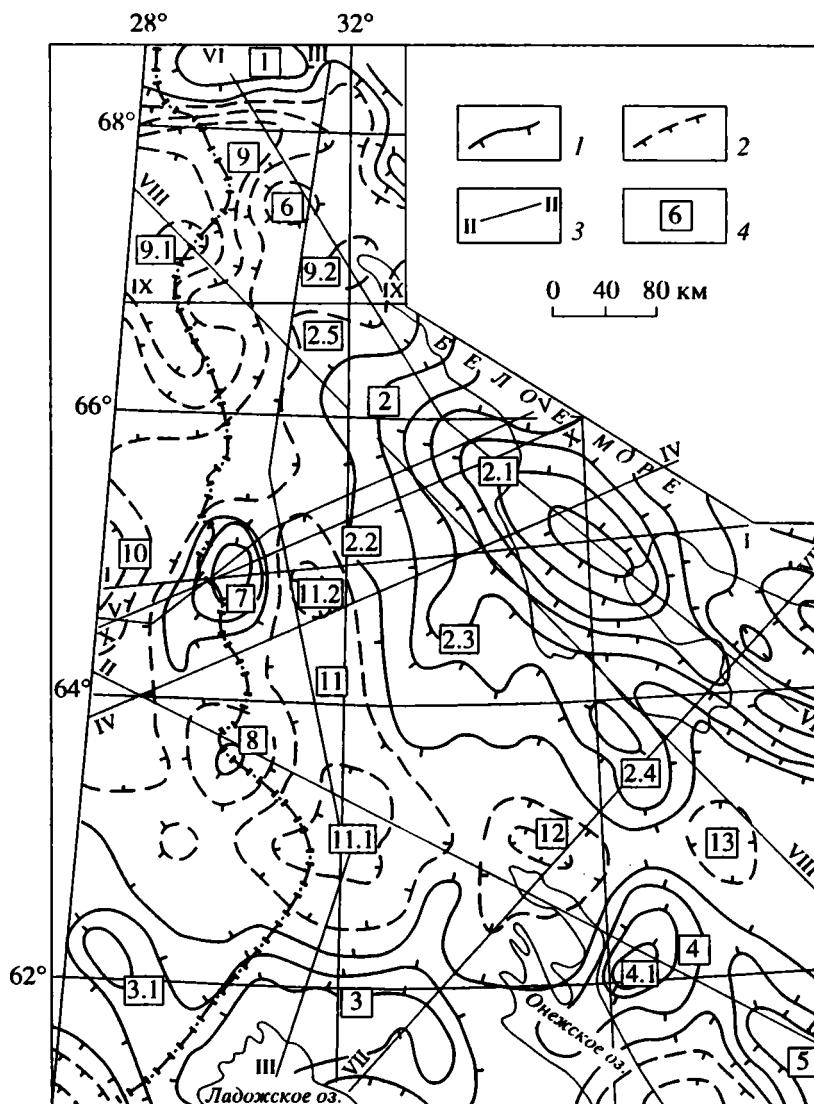


Рис. 1. Схема морфологии осредненного гравитационного поля Карелии и сопредельных территорий ( $R_{\text{оср.}} = 35 \text{ км}$ ).

1, 2 – изоаномалы: 1 – положительные, 2 – отрицательные, берг-штрихи направлены в сторону понижения поля; 3 – расчетные профили; 4 – развания и номер (цифры в квадратах) региональных и наиболее интенсивных локальных аномалий  $\Delta g$ : максимумы: 1 – Лотгинский, 2 – Беломорско-Соловецкий, 2.1 – Кемско-Соловецкий, 2.2 – Шомбозерский, 2.3 – Лехтинский, 2.4 – Каменноозерский, 3 – Ладожский, 3.1 – Савонлинна, 4 – Водлозерский, 4.1 – Бураковский, 5 – Воже-Лачский, 6 – Ковдорский (относительный), 7 – Войницко-Сариварский, 8 – Тулосский; минимумы: 9 – Ёнско-Кемийокский, 9.1 – Кархунтури, 9.2 – Вудозерский, 10 – Суолиярвинский, 11 – Центральнокарельский, 11.1 – Поросозерский, 11.2 – Ньюкозерский, 12 – Прионежский, 13 – Кожозерский.

держателями кристаллическими сланцами и амфиболитами со средней плотностью не менее  $2.80 \text{ г/см}^3$  [10, 11]. Здесь же, наряду с высокоплотными метаморфитами, широко развиты интрузивные породы базит-ультрабазитового состава (друзиты) – гранатовые и гранат-пироксеновые метагаббро, габбро-нориты и лерцолиты, относимые к раннему протерозою. Они характеризуются весьма высокой плотностью – от  $2.9$  до  $3.3 \text{ г/см}^3$  [15]. Проведенный нами анализ более детальных гравиметрических данных показал, что значительная часть этих интрузивных тел на сравнительно небольшой глубине объединяется в более

крупные ареалы, значительно повышающие уровень гравитационного поля Кемско-Соловецкого максимума  $\Delta g$ .

К юго-западу от центра Беломорско-Соловецкого максимума величина силы тяжести постепенно понижается и достигает минимальных величин над гнейсо-гранитами Карельского массива, указывая тем самым на погружение более плотных пород беломорид под менее плотные самско-лопийские образования. На этом фоне выделяются три относительных повышения гравитационного поля, по своим размерам переходные

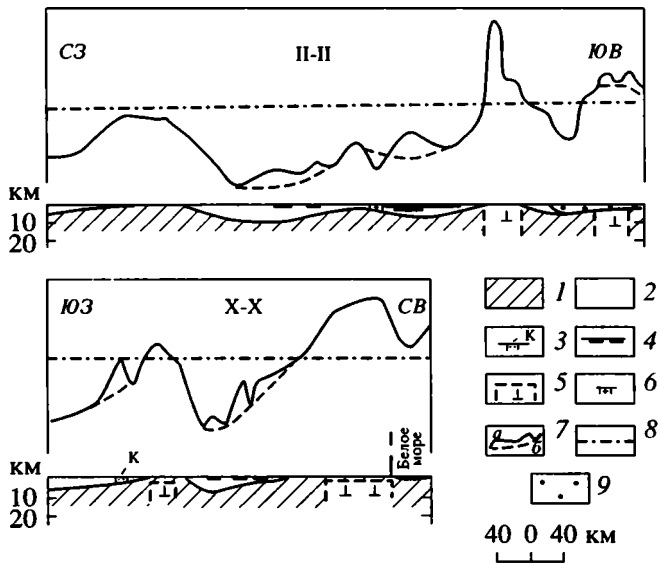


Рис. 2. Схематические глубинные геолого-геофизические разрезы по профилям II-II и X-X, см. рис. 1 (отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1 : 2).

1, 2 – архейский фундамент: 1 – гранулитовое основание с  $\bar{\sigma} = 2,80 \text{ г/см}^3$ , 2 – гнейсо-гранулитовый слой с  $\bar{\sigma} = 2,68 \text{ г/см}^3$ ; 3–6 – вне масштаба: 3 – лопийские – мафит-ультрамафитовые породы зеленокаменного пояса Кухмо, 4 – раннепротерозойские – вулканогенно-осадочные породы карельских трогов и грабен-синклинориев, 5 – известные и предполагаемые по геолого-гравиметрическим данным интрузии основного – ультраосновного состава, 6 – существенно микроклиновые граниты; 7 – кривая наблюдаемого гравитационного поля (а), она же, исправленная с учетом влияния приповерхностных структурно-плотностных неоднородностей (б); 8 – принятый в расчетах уровень регионального гравитационного фона; 9 – платформенный чехол.

от локальных аномалий к региональным максимумам 2-го порядка. Они располагаются вдоль оси Восточно-Карельской шовной зоны и соответствуют наиболее крупным наложенным структурам карелид. Шомбозерский (см. 2.2 на рис. 1) и Лехтинский (2.3) отвечают одноименным грабен-синклиналям, выполненным раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами со средней плотностью  $2,80\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$  [8, 10, 11]. Каменноозерский максимум (2.4) совпадает с северной частью синклинория Ветреный Пояс, где наиболее развиты ультрабазит-базитовые магматиты с  $\bar{\sigma} = 2,90\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$  [10, 11]. Таким образом, перечисленные раннепротерозойские структуры не полностью редуцируются в осредненном поле  $\Delta g$  с  $R_{\text{оср.}} = 35 \text{ км}$ .

Для того чтобы совершенно освободиться от их влияния, наблюдаемое поле  $\Delta g$  подверглось трансформации сглаживания последовательно с  $R_{\text{оср.}} = 55, 105$  и  $205 \text{ км}$ . В результате было установлено, что при  $R_{\text{оср.}} = 55 \text{ км}$  исчезает отображение

Шомбозерской структуры, а при  $R_{\text{оср.}} = 105 \text{ км}$  Лехтинский и Каменноозерский максимум проявляются лишь небольшими изгибами изоаномал. В сглаженном поле с  $R_{\text{оср.}} = 205 \text{ км}$  их влияние вообще не отмечается.

В крайней северной части рассматриваемого региона расположен крупный Лоттинский максимум  $\Delta g$ , который на  $50 \text{ км}$  прослеживается на запад, а затем еще на  $120 \text{ км}$  на северо-запад в пределах Финляндии [28]. Его ширина достигает  $65\text{--}70 \text{ км}$ , с юга он ограничен протяженной и интенсивной гравитационной ступенью. Максимум соответствует Лоттинскому (Лапландскому) блоку, сложенному ортопироксеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболовыми гиперстенсодержащими плагиосланцами, гранатовыми амфиболитами и другими породами, метаморфизованными в гранулитовой фации. Плотность их составляет в среднем  $2,80\text{--}2,90 \text{ г/см}^3$ . Нижняя возрастная граница комплекса основных гранулитов не установлена, верхняя определяется по возрасту прорывающих их габбро-анортзитов, который по новейшим данным составляет  $2450 \text{ млн. лет}$  [21].

В пределах Водлозерского максимума (см. 4 на рис. 1) значительная часть площади на поверхности сложена архейскими плагиогранито-гнейсами с обнажающимися среди них телами более плотных диафторированных подстилающих пород [8, 23]. Возраст их, как отмечалось ранее, составляет более  $3,5 \text{ млрд. лет}$  [17]. Центральная часть Водлозерского максимума осложнена интенсивной локальной аномалией, соответствующей раннепротерозойской Бураковской расслоенной интрузии базитов-ультрабазитов [24]. Ей же отвечает и весьма значительная замкнутая магнитная аномалия напряженностью до  $+1800 \text{ нТл}$ .

В западной части рассматриваемого региона выделяются два максимума 2-го порядка – Войничко-Сариварский (7) и Тулосский (8), прослеженные нами и на территории Финляндии (см. рис. 1). Здесь среди архейских плагиогранито-гнейсов Л.П. Свириденко наметила участки относительно слабо диафторированного раннеархейского гранулитового субстрата, представленного двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и другими породами [23]. Приуроченность последних к интенсивным положительным гравитационным аномалиям заставляет предполагать развитие этих пород высокой плотности ( $\bar{\sigma} = 2,80 \text{ г/см}^3$ ) на небольшой глубине, в основании рассматриваемых участков. Центральной части Войничко-Сариварской гравитационной аномалии соответствует также магнитный максимум напряженностью до  $+3000 \text{ нТл}$ . По мнению Л.П. Свириденко, столь высокая интенсивность магнитного поля не может быть объяснена лишь свойствами пород приповерхностной части разреза и вызвана залегающими глубже



высокомагнитными образованиями раннеархейского гранулитового основания. Над эпицентром Войницко-Сариварского максимума  $\Delta g$  выделяется и локальная положительная аномалия силы тяжести (рис. 2, см. рис. 1), что позволяет нам предполагать здесь не только приподнятое положение высокоплотных метаморфических толщ, но и, по аналогии с Бураковским массивом, нескрытую интрузию базитов – гипербазитов.

На юго-западе Карелии крупнейшей региональной гравитационной аномалией является Ладожский региональный максимум 1-го порядка. На территории Финляндии максимум разветвляется, но его основная ветвь северо-западного простираения прослеживается на расстояние до 250 км [28]. На поверхности максимуму соответствует область широкого развития вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований сариолия – калевия (PR), образующих Свекофеннскую геотектоническую провинцию. Эти образования, так же как и несогласно перекрытые ими архейские гнейсо-граниты, характеризуются  $\bar{\sigma} = 2.67\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$  [11]. Такая величина плотности с учетом суммарной мощности указанных пород, не превышающей первые километры [13, 26], не достаточна для объяснения высокого уровня поля  $\Delta g$  Ладожского максимума.

Об аномалеобразующих факторах, обусловивших этот максимум, позволяют судить результаты крупномасштабных геолого-геофизических работ, бурения скважин (глубиной до 900 м) и объемного геологического картирования, проведенных в 1980–1989 гг. в Северном Приладожье ПГО “Севзапгеология” и ВСЕГЕИ, которые отражены в опубликованной работе А.А. Духовского и Н.А. Артамоновой [13]. По данным указанных исследователей, Ладожский гравитационный максимум вызван раннеархейским гранулитовым субстратом, образующим нижний структурный этаж кристаллического фундамента Ладожского блока. Этот субстрат, или гранулитовый “слой”, повсеместно прослеживается детальной гравиразведкой под плагиогнейсо-гранитами, а в ряде мест выходит на земную поверхность или перекрывается непосредственно нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Верхняя часть гранулитового “слоя” представлена в разной степени диафторированными двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами с гранатом и гиперстеном. Слабодиафторированные разности их имеют  $\bar{\sigma} = 2.80 \text{ г/см}^3$ . В виде реликтов породы такого состава (но без гиперстена) обнаружены в Коккосельской, Мурсульской, Импилахтинской гнейсо-гранитовых структурах купольного типа. На земной поверхности реликты гранулитового субстрата в ряде мест откартированы как узкие пластинообразные тела, смятые в зонах тектонических нарушений в

сложные системы мелких складок. На отдельных участках породы, архейского метаморфического фундамента прорваны раннепротерозойскими интрузиями основного состава ( $\bar{\sigma} = 2.90 \text{ г/см}^3$ ), над которыми наблюдаются замкнутые локальные положительные аномалии  $\Delta g$ , осложняющие общую структуру Ладожского регионального максимума.

К северу от Ладожского максимума, отделяясь от него гравитационной ступенью, расположен Центральнокарельский региональный минимум 1-го порядка – наиболее крупная отрицательная аномалия  $\Delta g$  на рассматриваемой территории (см. рис.1). Минимум протягивается в субмеридиональном направлении не менее чем на 350 км, а в наиболее широкой южной части в поперечнике достигает 180 км. Примерно на 80% площади минимума на современном эрозионном срезе обнажены ахейские гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, реже гнейсо-диориты с  $\bar{\sigma} = 2.65\text{--}2.67 \text{ г/см}^3$ . В направлении к двум его эпицентральному частям – Поросозерскому и Нюкозерскому минимумам 2-го порядка поле  $\Delta g$  интенсивно понижается, указывая на увеличение вертикальной мощности этих интрузивных ультраметаморфических пород невысокой плотности.

В 100–120 км к северу от Центральнокарельского минимума прослеживается характерный изгиб изоаномал общего запад-северо-западного простираения, который выделен под названием Тумчинско-Тикшозерской гравитационной “периклинали”, представляющей собой северо-западное замыкание Беломорско-Соловецкого регионального максимума 1-го порядка (см. 2.5 на рис. 1). Южному “склону периклинали”, в основном, соответствует поле развития позднеархейских гранодиоритов, мигматизированных и гранитизированных диоритов таваярвинского комплекса с  $\bar{\sigma} = 2.70 \text{ г/см}^3$ . Северный “склон периклинали” и расположенная далее к северу восточная (Ёнская) часть Ёнско-Кемийокского минимума  $\Delta g$  1-го порядка приурочиваются к Ёнской зоне Беломорской геоструктурной области [19]. Зона сложена нерасчлененными архейскими образованиями, которые, по данным В.В. Баржицкого [1], представлены саамскими биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и другими гнейсами, подвергшимися интенсивной мигматизации и анатектической гранитизации в лопийское время. Таким представлениям в определенной степени соответствуют и петрофизические характеристики пород Ёнской зоны: средняя плотность мигматизированных гнейсов здесь не превышает  $2.70 \text{ г/см}^3$  [10, 11]. В северной части Ёнско-Кемийокского минимума, где преобладают глиноземистые гнейсы с  $\bar{\sigma} = 2.65 \text{ г/см}^3$ , поле  $\Delta g$  более понижено. Самый низкий уровень поля наблюдается в западной (Кемийокской) части минимума и южнее – в

Суолиярвинском минимуме на территории Финляндии. Здесь, наряду с гнейсами, широко развиты ятулийские и более молодые вулканогенно-осадочные образования Куола-Панаярвинской структурной зоны карелид. Несмотря на довольно высокую плотность ( $\bar{\sigma} = 2.75\text{--}2.80 \text{ г/см}^3$ ), они существенно не меняют структуру регионального гравитационного поля, что указывает на их пологое залегание и сравнительно небольшую вертикальную мощность.

Сходная картина наблюдается и в районе Прионежского гравитационного минимума (см. рис. 1). Диабазы и другие протерозойские породы Онежской мульды повышают уровень поля в южной части минимума, однако региональное понижение силы тяжести здесь сохраняется в явном виде, что свидетельствует о наличии "слоя" гнейсо-гранитов в верхней части фундамента мульды. Вместе с тем интенсивная положительная аномалия расположенного непосредственно к востоку Водлозерского максимума над сходными по составу гнейсами указывает на погружение их подошвы в направлении к Онежской мульде и на то, что на глубине они подстилаются более плотными породами (см. рис. 2).

Обобщение рассмотренных примеров позволяет сделать следующие выводы. Наиболее значительным региональным гравитационным максимумам: Беломорско-Соловецкому и Лоттинскому – соответствуют выходы непосредственно на земную поверхность высокоплотных метаморфических пород ( $\bar{\sigma} = 2.80 \text{ г/см}^3$ ). Другие максимумы: Водлозерский, Ладожский, Войницко-Сариварский, Тулосский – вызваны близкими по составу породами, характеризующимися также высокой плотностью и основностью, которые залегают на небольшой глубине под архейскими плагиогранито-гнейсами, гнейсо-гранитами, перекрытыми на ряде участков менее метаморфизованными раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. С другой стороны, региональным минимумам  $\Delta g$ : Ёнско-Кемийокскому, Суолиярвинскому, Центрально-карельскому, северной части Онежского минимума и другим – отвечают обширные поля аналогичных плагиогранито-гнейсов и сходных пород невысокой плотности ( $\bar{\sigma} = 2.65\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$ ). Пониженное гравитационное поле над этими площадями может быть объяснено только увеличенной мощностью гнейсо-гранитовых толщ и соответственно более глубоким залеганием их высокоплотного основания.

Приведенные примеры подтверждают сделанный на основе мелкомасштабных исследований всего Балтийского щита вывод Л.Е. Шустовой о том, что между значениями силы тяжести и величинами плотности пород, выходящих на земную поверхность, существует прямая зависимость, ха-

рактеризующаяся высоким коэффициентом корреляции  $r = 0.78$  [27].

Таким образом, в верхней части земной коры Карелии главнейшими широко распространенными по площади являются два структурно-плотностных комплекса. Верхний из них, представленный архейскими плагиогнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами, мигматитами со средней плотностью  $\bar{\sigma} = 2.68 \text{ г/см}^3$ , образует реальный гнейсо-гранитовый "слой". Залегающий ниже этого слоя и в некоторых блоках выходящий на земную поверхность гранулитовый "слой", вероятно, раннеархейского возраста, представлен двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотит-роговообманковыми гнейсами со средней плотностью  $\bar{\sigma} = 2.80 \text{ г/см}^3$ . Образования гранулитового "слоя" распространяются до глубин 17–18 км, о чем свидетельствует проведенный нами по профилям IV и X (см. рис. 1) пересчет поля  $\Delta g$  в нижнее полупространство. Это примерно совпадает с мощностью верхней коры, определяемой на территории Карелии сейсмическими методами [18, 20]. В расположенных глубже горизонтах нижней коры сколько-нибудь существенные латеральные плотностные неоднородности не выделяются и вызываемые ими аномальные гравитационные эффекты незначительны [6].

Перепад плотности между гнейсо-гранитовым и гранулитовым "слоями" составляет в среднем  $\Delta\bar{\sigma} = 0.12 \text{ г/см}^3$ . Как видно из изложенного, он характеризует наиболее значимую региональную гравитирующую поверхность, расположенную внутри архейского фундамента. Эта поверхность прослежена нами на основе простейшей количественной интерпретации мелкомасштабных гравиметрических карт, использованных в данной работе. Расчеты проводились исключительно по наблюдаемому полю  $\Delta g$  вдоль 10 взаимноувязанных профилей (см. рис. 1). На отдельных участках профилей кривые  $\Delta g$  исправлены (сглажены) с учетом влияния локальных приповерхностных неоднородностей (лопийские зеленокаменные пояса, карельские мульды и трюги с их осадочно-вулканогенным выполнением, раннепротерозойские микроклиновые граниты). Учитывая мелкомасштабность и схематичность построений, расчеты проведены с использованием лишь формулы плоскопараллельного слоя  $h = \Delta g / k \Delta\sigma$ , где  $h$  – глубина до кровли гранулитового слоя, км;  $k$  – постоянная, равная 41.9;  $\Delta\sigma$  – перепад плотности, равный  $0.12 \text{ г/см}^3$ . В качестве гравитационного фона, от которого отсчитывались значения  $\Delta g$  (мГал), было принято влияние поверхности Мохоровичича, которая считается вторым региональным аномалеобразующим фактором на территории Балтийского щита [27]. Однако, по последним сейсмическим данным [25], почти на всей территории Карелии поверхность  $M$  залегает практически го-

ризонтально, погружаясь с глубины в 39 км на востоке региона до 40 км на западе. Лишь в крайней западной части, на южном и северном отрезках государственной границы, поверхность  $M$  опускается до 45 км, образуя два локальных погружения, в основном на территории Финляндии: на севере – до 48, на юге – до 62 км.

В районе южного погружения прогиб поверхности  $M$  не находит заметного отображения в наблюдаемом гравитационном поле, что, возможно, связано с выделяемым здесь по данным ГСЗ мощным “коро-мантийным слоем” [20, 25, 29], так что перепад плотности между корой и мантией составляет всего  $0.15 \text{ г/см}^3$ , а, может быть, и менее. Поэтому на большинстве профилей гравитационный фон проведен с незначительным, до 5 мГал, наклоном с востока на запад. Лишь на северо-западе, в районе Ёнско-Кемийокского минимума  $\Delta g$ , где влияние поверхности  $M$  на гравитационное поле более вероятно, на западных отрезках проходящих здесь VIII и IX профилей значения фона понижены в большей степени (до 20 мГал).

В связи с поставленной задачей – прослеживанием гипсометрического положения кровли гранулитового “слоя” – абсолютный уровень гравитационного фона на профилях был привязан к выходам этого “слоя” на поверхность или к участкам его залегания на предельно малых глубинах. Как иллюстрация изложенного, на рис. 2 приведены геолого-геофизические разрезы, рассчитанные по линиям профилей II и X (их вертикальный масштаб в 2 раза крупнее горизонтального).

Полученные по всем 10 профилям значения глубин были интерполированы между ними с учетом конфигурации изоаномал на картах  $\Delta g_{\text{пер}}$  с радиусами осреднения 35.55 и 105 км. Две последние использованы для восточной части региона, так как только при больших радиусах осреднения удается избавиться от влияния таких крупных наложенных структур, как Шомбозерская и Лехтинская мульды и синклинорий Ветреного Пояса, предельная глубина заложения которых, по результатам специальных сейсмических исследований, достигает 5 км [2].

В результате составлена “Схема изогипс кровли гранулитового основания архейского фундамента Карелии и сопредельных территорий” в масштабе 1 : 1 500 000, уменьшенная для данной статьи до масштаба 1 : 4 000 000 (рис. 3). В связи с большой загруженностью предлагаемой схемы на ней не показаны разломы, которые, как правило, осложняют бортовые части выделенных глубинных структур. Многие из таких разломов достаточно подробно отражены на схеме А.С. Гришина [8].

### ГЛУБИННЫЕ СТРУКТУРЫ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Крайнюю северную часть рассматриваемого региона занимает Лоттинский выступ, входящий в состав восточного фланга Лапландско-Колвиц-

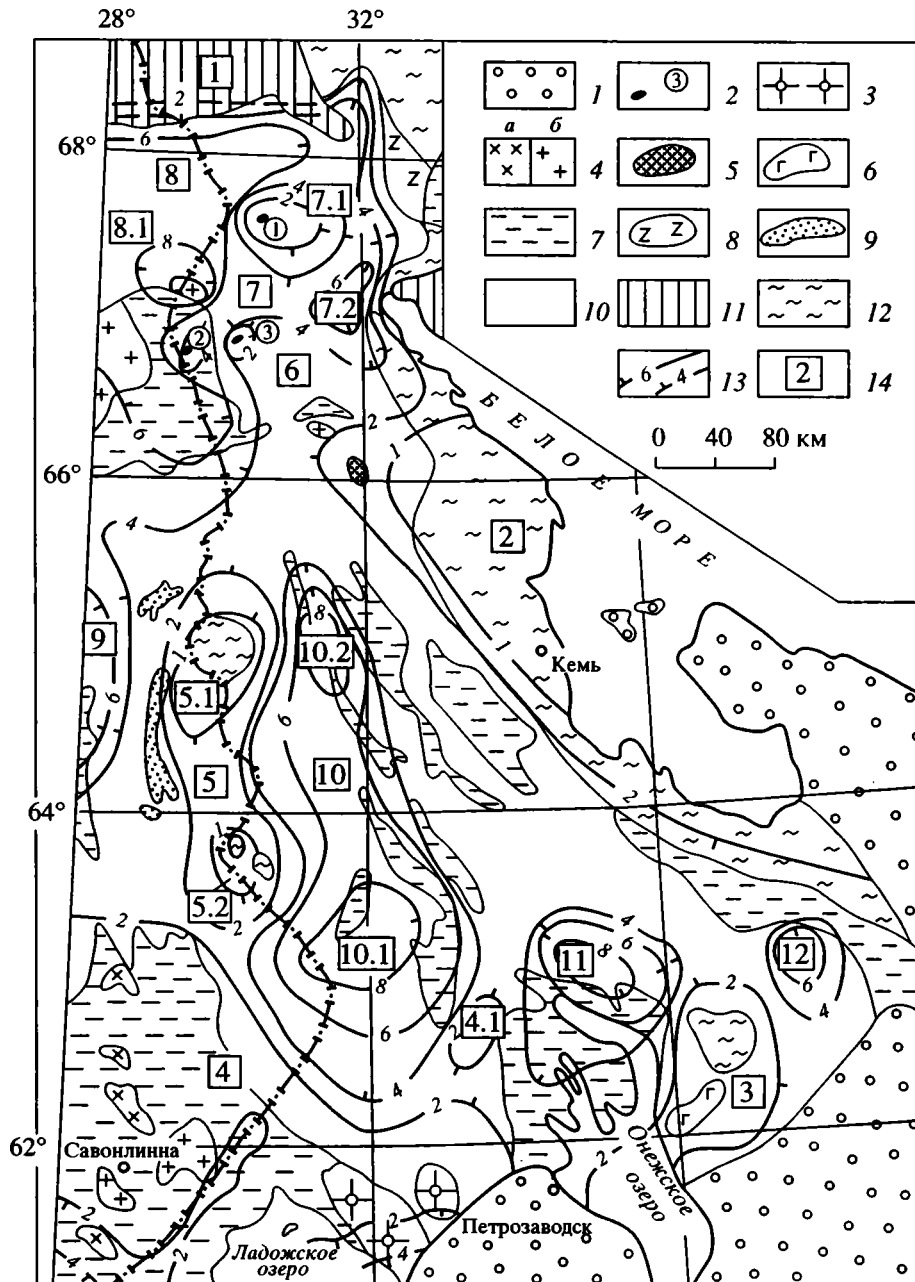
кого пояса гранулитов (см. рис. 3). Гравитационная ступень, ограничивающая выступ с юга, заходит на 15–20 км в его пределы, что подтверждает представления о надвиге высокоплотных масс на гнейсо-граниты Ёнско-Кемийокского блока. По данным Ф.П. Митрофанова и др. [20], аномалия над центральной частью Лоттинского выступа до глубины 4 км может быть отождествлена непосредственно с основными гранулитами, далее до глубины 8 км – с подстилающими амфиболитами. Детальные расчеты В.Н. Глазнева и др. [6] показывают, что основание Лоттинского выступа по изолиниям плотности прослеживается на глубину в 12 и даже 17 км. Это указывает на автохтонность залегания большей части выступа; перемещенной, по всей вероятности, является лишь верхняя часть его разреза.

Непосредственно к югу и юго-западу от Лоттинского выступа выделяется Кемийокский прогиб, оконтуриваемый изогипсой 6 км. Слагающие его архейские гнейсы в южной части прогиба несогласно перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями карелид, которые на ряде участков интродуцированы раннепротерозойскими гранитами. Один из таких гранитных массивов – Кархутунтури – приурочен к локальному, глубиной до 8 км, погружению кровли гранулитового основания (см. рис. 3). По данным В.Н. Глазнева и др. [6], мощность верхнего гравитационного слоя здесь составляет 6–7 км, что вполне соизмеримо с нашими оценками.

В восточном направлении основание Кемийокского прогиба постепенно воздымается и на глубинах 4–5 км образует Ёнскую структурную террасу. В центральной части терраса осложнена крупным ( $70 \times 65 \text{ км}^2$ ) куполовидным поднятием, образующим своеобразный “пьедестал” Ковдорского щелочно-ультраосновного массива, формирование которого относится к эпохе среднепалеозойской тектоно-магматической активизации. Как отмечают Н.А. Волотовская и Г.Н. Резник, подобные массивы относятся к категории интрузий малых глубин и образуются не ниже уровня 4–5 км [19]. С этими величинами в общем коррелируется гипсометрия Ковдорского глубинного купола, оконтуриваемого изогипсами 2–4 км.

Восточный край Ёнской террасы ограничен крутым уступом амплитудой в 4 км, в верхнем крыле которого породы плотного основания залегают неглубоко или обнажаются непосредственно на земной поверхности. Юго-восточная часть террасы осложнена локальным Вудозерским прогибом: его слагают преимущественно высокоглиноземистые и слюдястые гнейсы.

С юга Ёнская терраса обрамляется Тумчинско-Тикшозерской гемиантиклиналью, имеющей в плане форму дуги, выгнутой к северу (см. 6 на рис. 3). Эта структура представляет собой периклинальное ответвление Кемско-Беломорского выступа, высокоплотные породы которого погружаются



**Рис. 3.** Схема изогипс кровли гранулитового основания архейского фундамента Карелии и сопредельных территорий. 1 – платформенный чехол; 2 – среднепалеозойские щелочно-ультраосновные массивы (цифры в кружках): 1 – Ковдор, 2 – Vuоснатунтури, 3 – Vuориярви; 3 – позднепротерозойские граниты рапакиви; 4–7 – раннепротерозойские: 4 – гранодиориты (а) и граниты (б), 5 – Елетьозерский массив щелочных габброидов, 6 – Бураковский базит-ультрабазитовый интрузив, 7 – вулканогенно-осадочные метаморфизованные породы; 8 – нерасчлененные раннепротерозойские–позднеархейские, базит-ультрабазитовые интрузии; 9 – лопийский (AR<sub>2</sub>) зеленокаменный пояс Кухмо; 10 – верхний, гнейсо-гранитовый “слой” архейского фундамента, 11, 12 – нижний, гранулитовый “слой” (основание) архейского фундамента: 11 – гранулиты лапландского типа, 12 – двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, биотит-роговообманковые гнейсы с гранатом, гиперстеном; 13 – схематические изогипсы (ниже уровня моря, км) кровли слабодиафторированного, высокоплотного гранулитового основания (пунктиром – под надвигом Лотгинского выступа); 14 – главные структурные формы кровли гранулитового “слоя” (цифры в квадратах): 1–5 – выступы, поднятия: 1 – Лотгинский, 2 – Кемско-Беломорский, 3 – Водлозерское, 4 – Ладожское, 4.1 – Семчинское, 5 – Войницко-Тулосский вал, 5.1 – Войницко-Сариварская и 5.2 – Тулосская купольные структуры; 6, 7 – структуры, переходные между поднятиями и прогибами, и осложняющие их формы: 6 – Тумчинско-Тикшозерская гемиянтиклиналь, 7 – Ёнская структурная терраса, 7.1 – Ковдорский купол, 7.2 – Вудозерский прогиб; 8–12 – прогибы, впадины: 8 – Кемийокский, 8.1 – Кархутунтури, 9 – Суолиярвинский, 10 – Центральнокарельский, 10.1 – Поросозерская, 10.2 – Нюкозерская, 11 – Прионежский, 12 – Кожозерский.

на северо-запад и далее на запад с глубины 1–2 до 4–5 км. К вершине структуры приурочен Ельтозерский щелочно-габброидный массив, внедрившийся в раннем протерозое. Погруженная часть гемиантиклиналя осложнена скрытыми куполовидными поднятиями, отображаемыми локальными максимумами  $\Delta g$ . По своему положению они аналогичны “пьедесталу” Ковдорского массива и венчаются выходящими на поверхность среднепалеозойскими щелочно-ультраосновными массивами Вуориярви и Вуоснатунтури (последний – на площади наложенной Куолаярвинской зоны карелид).

Тумчинско-Тикшозерская гемиантиклиналь на глубине 2–4 км пересекает восточный (Кукаозерский) фланг Панаярвинской шовной зоны карелид. Можно предполагать, что в эпохи раннепротерозойской и среднепалеозойской тектономагматических активизаций, фиксируемых внедрением щелочных мафитовых и ультрамафитовых массивов, гемиантиклиналь испытывала восходящие движения, что не могло не отразиться на ориентировке тектонических напряжений как при формировании, так и более поздних процессах в истории развития Кукаозерской наложенной синформы.

Сводовая часть Кемско-Беломорского поднятия достаточно уверенно очерчивается изогипсой 1 км. В этом контуре развиты наименее измененные реоморфизмом метаморфические породы беломорид с  $\bar{\sigma} = 2.80 \text{ г/см}^3$ . Эта же площадь характеризуется наибольшим распространением друзитов. Саамские образования, расположенные в полосе между изогипсами 1–2 км, реоморфизованы в большей степени, и их средняя плотность составляет  $2.70 \text{ г/см}^3$  [10, 11]. К этой же полосе приурочена большая часть выходов раннепротерозойских чарнокитов, имеющих примерно такую же среднюю плотность. Беломориды, развитые на северо-западном и юго-западном склонах Кемско-Беломорского поднятия (см. рис. 3), еще более реоморфизованы и интенсивно гранитизированы, так что по величине средней плотности ( $\bar{\sigma} = 2.65\text{--}2.67 \text{ г/см}^3$ ) они практически не отличаются от обрамляющих плагиогранито-гнейсов.

К западу от Кемско-Беломорского поднятия расположена неоднократно описанная в литературе Восточно-Карельская мобильно-проницаемая (шовная) зона [7, 14, 22 и др.]. Вертикальная мощность входящих в состав зоны раннепротерозойских образований Лехтинской мульды и синклинория Ветреного Пояса по гравиметрическим данным оценивается в 3–4, по сейсмическим – до 5 км [2, 14]. Эти структуры расположены среди гнейсо-гранитовых толщ, однако весьма вероятно, что связанные с ними разломы проникают глубже – в раннеархейское гранулитовое основание, кровля которого погружается далее к западу. Здесь она образует Центральнокарельский прогиб, оконтур-

риваемый изогипсами 4 и 6 км. По расчетным данным, максимальными глубинами до 8–9 км характеризуются Поросозерское и Нюкозерское мульдообразные погружения во внутренних частях прогиба. В сложении “надгранулитового выполаживания” прогиба доминирующая роль принадлежит архейским гнейсо-гранитам и мигматит-гранитам с весьма низкой средней плотностью, равной  $2.65 \text{ г/см}^3$  [10, 11]. Большая часть этих пород, по мнению Л.П. Свириденко, является биотитовыми бластитами, образовавшимися в условиях умеренной и высокой щелочности [23]. Восточный борт прогиба окаймляется узкими, но протяженными, до 200 км, наложенными структурами, карелид, которые практически конформно повторяют его очертания. Это Шомбозерская мульда, Саповаарский, Маслозерский, Сегозерский и Янгозерский трюги (см. рис. 3). Центральнокарельский прогиб основания по площади почти полностью совпадает с Центрально- и Южно-Карельским антиклинориями в границах, намеченных Ю.И. Сыстрой [26].

С запада Центральнокарельский прогиб ограничен Войницко-Тулосским валом, который прослеживается вдоль государственной границы с Финляндией на 250 км. Интерпретация гравитационного поля по обе стороны от российско-финляндской границы позволила полностью определить конфигурацию и гипсометрию двух купольных структур, осложняющих вал. В северной части вала расположена Войницко-Сариварская структура, соответствующая одноименному региональному гравитационному максимуму 2-го порядка (см. выше). Она представляет собой овал, ориентированный длинной осью в северо-восточном направлении, ее размеры  $90 \times 50 \text{ км}^2$ . Тулосский купол имеет меньшие размеры –  $50 \times 30 \text{ км}^2$  и характеризуется северо-западным простиранием. В сводовых частях обоих куполов обнажаются в различной степени диафторированные фрагменты гранулитового субстрата [23], кровлю которого удается приблизительно оконтурить изогипсой 1 км. Выход на поверхность саамских образований подтверждается, в частности, и тем, что на современном эрозионном срезе Тулосского купола встречены фрагменты диорита, цирконы из которого имеют абсолютный возраст 3370 млн. лет, т.е. относятся к раннему архею [16].

Войницко-Тулосский вал в целом очерчивается изогипсой 2 км и характеризуется крутым погружающимся в сторону Центральнокарельского прогиба восточным склоном. Вдоль основания западного склона, почти повторяя его очертания, протягивается лопийский зеленокаменный пояс Кухмо. В наблюдаемом гравитационном поле он выделяется узкой локальной положительной аномалией, четко совпадающей с выходами на поверхность участвующих в строении пояса базит-ультрабазитовых тел (см. рис. 2, 3). Еще далее к западу кровля раннеархейского основания

сначала полого, а затем круто погружается, образуя оконтуриваемый изогипсой 6 км Суолиярвинский прогиб. Его южная часть перекрыта несогласно залегающими отложениями раннего протерозоя.

Всю юго-западную часть рассматриваемого региона занимает Ладожское поднятие раннеархейского основания, почти полностью скрытое под складчатыми толщами свекофеннид; его природа подробно рассматривалась нами выше. В рамках рис. 3 поднятие охватывает юго-восток Финляндии и Северное Приладожье, протягиваясь на расстояние не менее 350 км. С северо-востока оно оконтуривается изогипсой 2 км, на юге его кровля погружается до 4 км и более в направлении к Выборгскому и южной части Салминского массивов гранитов рапакиви. По результатам проведенных ранее средне- и крупномасштабных исследований вдоль границы с Финляндией прослежена узкая, шириной 10–15 км, Меткасельско-Элисенваарская зона северо-восточного простирания, оконтуренная на рис. 3 изогипсой 2 км. На отдельных ее участках мощность гнейсо-гранитового “слоя” может достигать 4–6 км [13].

Юго-восточная оконечность Ладожского поднятия осложнена ответвлением, к которому приурочен маломощный Улялегский массив рапакиви. Этот участок совпадает с южной частью Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоны, ориентированной в северо-восточном направлении [8, 19]. Здесь выделяется локальное Семчинское поднятие кровли гранулитового субстрата, оконтуриваемое изогипсой 2 км. В верхних горизонтах архейского фундамента ему соответствует блок гнейсо-гранодиоритов, которые Л.П. Свириденко рассматриваются как биотит-амфиболовые бластиты, образовавшиеся в условиях умеренной и высокой щелочности [23].

К северо-востоку от Семчинского поднятия располагается Прионежский прогиб (см. 11 на рис. 3). Его наиболее глубокая северная часть очерчивается изогипсами 6–8 км. В ее сложении преобладающая роль принадлежит плагиогнейсо-гранитам и мигматитам. Сходные по составу архейские гранито-гнейсовые толщи распространены и в южной части прогиба, где образуют фундамент наложенной Онежской мульды. Здесь глубина залегания высокоплотного раннеархейского основания оценивается в 2–6 км (см. рис. 2, 3). На фоне регионального понижения гравитационного поля слагающие мульду онежские диабазы и вулканогенно-осадочные породы отображаются системой узких локальных максимумов и минимумов  $\Delta g$  [7, 9].

С востока Прионежский прогиб обрамляется крупным Водлозерским поднятием, которое очерчивается изогипсой 2 км. В своде поднятия, как отмечалось выше, выделен ареал метаморфитов древнейшего основания с возрастом более 3.5 млрд. лет [17, 23]. Здесь же расположен Бураковский перидотит-габбро-норитовый расслоенный ин-

трузив. Его вертикальная мощность, по гравиметрическим данным, достигает 6–9 км [24].

Наконец, на крайнем юго-востоке региона, близ южного борта синклинория Ветренный Пояс, намечено еще одно погружение раннеархейского основания – Кожозерское, скрытое под гнейсогранитами на глубине 4–6 км (см. рис. 3).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования охватывают 25% площади Балтийского щита. Они показали, что гнейсо-гранитовый “слой” Карельской гранит-зеленокаменной области подстилается высокоплотным мафическим основанием, кровля которого образует систему скрытых на глубине поднятий и прогибов, четко отображающихся в аномалиях гравитационного поля.

Форма и гипсометрия структур этого основания, рассматриваемого как нижний структурный этаж архейского фундамента, отразились на последующих геодинамических процессах, которые претерпели Карелия и сопредельные территории, особенно в конце архея и в раннем протерозое. Например, положение лопийского зеленокаменного пояса Кухмо, несомненно, определяется конфигурацией западного борта глубинного Войницко-Тулосского вала (см. рис. 3).

Большинство линейно ориентированных наложенных структур карелид также приурочено к склонам глубинных поднятий и прогибов, т.е. к таким участкам фундамента, которые испытали преимущественно растягивающие напряжения. Так, над восточным бортом Центральнокарельского прогиба располагаются Сегозерский, Маслозерский и Янгозерский трюги карелид. К западному склону Кемско-Беломорского выступа приурочены Шомбозерская и Лехтинская мульды, синклинорий Ветреного Пояса – наложенные раннепротерозойские структуры Восточно-Карельской шовной зоны. Наконец, над глубинной Тумчинско-Тикшозерской гемантиклинальной расположены Панаярвинская и Кукаозерская синклинали, входящие в состав Северо-Карельской шовной зон карелид.

Полученные данные о гипсометрии структурно-плотностной границы между гнейсо-гранитовым и гранулитовым “слоями” показывают, что большинство поднятий мафического основания расположено на глубинах 1–3, а прогибов – 5–9 км, так что максимальная амплитуда глубинного структурного рельефа составляет 9–10 км. Наиболее значительные базит-ультрабазитовые интрузии, расположенные внутри самого гранулитового “слоя” и приуроченные к его поднятиям, такие, как ареалы друзитов или Бураковский массив, также не прослеживаются на глубине более чем 10 км [24].

Эти данные совпадают с результатами модельных расчетов по всему Балтийскому щиту [27] и

позволяют утверждать, что структурно-плотностные неоднородности, наблюдаемые в верхней части земной коры Карелии и сопредельных территорий, в основном распространяются до глубины 10 км и их гравитационное влияние является наибольшей составляющей в суммарных значениях аномальной силы тяжести.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64412).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баржицкий В.В.* Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1 000 000. М.: Мингео СССР, 1987.
2. *Бельская И.Б.* Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелид восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1992. С. 127–132.
3. *Бескин С.М., Лишнецкий Э.Н., Диденко М.И.* Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 19–26.
4. *Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
5. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. 196 с.
6. *Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Шаров Н.В.* Глубинное строение // Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. С. 21–44.
7. *Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т., Клубков Б.Н., Стенарь М.М.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
8. *Гришин А.С.* Комплексная количественная модель земной коры юго-восточной части Балтийского щита. // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1992. С. 116–126.
9. *Гришин А.С., Кищенко Н.Т.* О совместном анализе петроплотностных данных и гравитационных аномалий при геологических построениях на примере Онежской мульды // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1979. С. 44–53.
10. *Дортман Н.Б.* Петрофизическая характеристика геологических формаций Балтийского щита // Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1976. С. 6–11.
11. *Дортман Н.Б., Магид М.Ш.* Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита. Объяснительная записка к картам масштаба 1 : 1 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 35 с.
12. *Духовский А.А., Артамонова Н.А., Иванова Э.И., Никифоров И.О.* Объемная модель Салминского массива гранитов рапакиви (Приладожье) и закономерности размещения оруденения // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 24–32.
13. *Духовский А.А., Артамонова Н.А.* Объемная модель и рудоносность гнейсо-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология рудных месторожд. 1994. № 6. С. 554–564.
14. Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 230 с.
15. *Игнатьева Т.С., Степанов В.С., Сыстра Ю.И., Щипцов В.В.* Петрофизика пород Западного Беломорья. Петрозаводск: Карелия, 1980. 160 с.
16. *Кожевников В.Н., Чухонин А.И., Шулешко И.К.* Полихронный высокотермальный метаморфизм пород Западной Карелии // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 6. С. 1441–1445.
17. *Корсакова М.А., Мурадымов Г.Ш., Вакар Е.В., Иванов Н.М.* Зеленокаменные пояса в структуре Балтийского щита // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб: Региональный геологический центр, 1993. С. 32–48.
18. Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы I, II, V / Под ред. В.Б. Соллогуба. Киев: Наук. думка, 1987. 168 с.
19. Металлогения восточной части Балтийского щита / Под ред. А.В. Сидоренко и Т.В. Билибиной. Л.: Недра, 1980. 248 с.
20. *Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Гаал Г., Горбачев Р., Корья А.* Интерпретация строения земной коры по геотраверсу Печенга–Костомукша–Ловиса // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1992. С. 16–24.
21. *Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А. и др.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.
22. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
23. *Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
24. *Соболев П.О.* Глубинное строение Бураковского массива // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб: Региональный геологический центр, 1993. С. 193–207.
25. Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н.В. Шарова. М.: Национ. геофизич. комитет РАН, 1993. 166 с.

26. *Сыстра Ю.Й.* Тектоника Карельского региона. Л.: наука, 1991. 176 с.
27. *Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратиц К.О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 68 с.
28. *Kiviniemi A.* Gravity measurements in 1961–1978 and the results of the gravity Survey of Finland in 1945–1978 // Publ. of the Finnish Geodetic Institute. 1980. № 91. 22 p.
29. *Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P.* Seismic and geoelectric evidens for collisional and extentional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics. 1993. № 219. P. 129–152.
30. *Simonen A.* Prequaternary rocks of Finland (Map, scale 1 : 1 000 000). Helsinki, 1980.

*Рецензент: В.Н. Шолоно*

## **Regional Irregularities in the Structure and Density of Archean Basement in Karelia in the Light of Gravity Data**

**E. N. Lishnevskii**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

It has been found that the structural and density discontinuity between the granite-gneiss and granulite “layers” forming the Archean basement in Karelia is the most important component contributing to the anomalous gravity values. The quantitative interpretation of the gravitational field provides the basis for a scheme showing depth contours of the top of the granulitic layer, which is regarded as the lower structural layer of the basement. The scheme shows over ten major highs and lows of the granulitic substratum, which have been delineated for the first time. The tops of some of the highs reach the day surface, while in a number of the lows the thickness of the granite-gneiss “layer” is estimated at 9–10 km.



УДК 551.248.2:551.734(470.22)

## О ПРИЗНАКАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ МАСС ФУНДАМЕНТА В ПОСЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ (СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ ЗОНА БАЛТИЙСКОГО ШИТА)

© 1998 г. М. Г. Леонов, Д. С. Зыков, С. Ю. Колодяжный

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 24.12.96 г.

В осевой зоне Кукаозерской синклинали (Северо-Карельская зона Балтийского щита), которая в поздне Svecofennianское время обособилась как структура субмеридионального поперечного сплющивания и продольного течения, или внутривулканитного коллизийного шва, широко проявлен процесс тектонической деформации бараньих лбов – морфоструктур, сформированных действием ледника по будинам габбро-амфиболитов. Структурный парагенез в пределах будин-бараньих лбов и их более пластичного окружения свидетельствует об объемной деформации хрупко-пластического течения в пределах распространения нижнепротерозойских толщ кукаозерской структуры, которое проявилось в послеледниковое время.

### ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Проблема постумных структурных преобразований фундамента молодых и древних платформ, складчатых поясов и орогенов издавна привлекает внимание исследователей [1, 2, 24, 27]. К настоящему времени появилось множество аргументов, подтверждающих проявление активной тектонической жизни пород кристаллического и складчато-метаморфического основания многих геоструктур после их вхождения в состав континентального фундамента [13, 14]. В этой общей проблеме одним из интереснейших и в то же время наименее разработанных является вопрос о способах и механизмах проявления тектонических движений фундамента платформ на новейшем этапе. В неотектонике хорошо изучены морфоструктуры, обусловленные вертикальными движениями земной коры, изгибами большого радиуса кривизны, а также разнонаправленная тектоника. В меньшей степени исследованы процессы объемной подвижности фундамента, связанные с тектоническим – вертикальным и латеральным – течением горных масс, и структурное выражение этого течения. Между тем вопрос о неотектонической объемной подвижности (тектоническом течении) фундамента ставился неоднократно. Одним из первых, кто рассматривал формирование современного морфоструктурного облика Земли за счет именно этих процессов, был Л. Кинг [6], который ввел в геоморфологию понятие реидной деформации, т.е. способности горных пород к объемному течению. Однако идеи Л. Кинга не получили должного развития, и это связано, вероятно, с тем, что, блестяще аргументировав невозможность формирования современного рельефа материков без признания

объемной подвижности (пластичности) фундамента, он не указал конкретных примеров такой подвижности и механизмов, ее обеспечивающих.

Проблема неоднократно обсуждалась и на примере Фенноскандии, которая включает, по определению введшего это понятие В. Рамзая (1898 г.), Скандинавский полуостров, Финляндию, Кольский полуостров и Восточную Карелию. Территория Фенноскандии состоит из участков различного геологического строения и в то же время характеризуется общей фанерозойской историей развития [18]; в целом, она является очень древней областью разрушения, после силуры не затопившейся морем и испытывавшей процесс длительной денудации.

Для неотектонического этапа развития Фенноскандии характерно влияние многократных четвертичных оледенений, в которых, в соответствии с онеарной (от “onegous” – грузный) теорией Джеймсона, многие исследователи видят причину ледниковых и послеледниковых изменений высотного уровня территории, обусловленных процессами изостатического выравнивания после снятия ледовой нагрузки. Тем не менее, даже на начальных этапах исследования, это мнение не было единодушным. Неоднократно подчеркивалось, что процессы изостазии сами по себе не могут объяснить многие закономерности формирования современных морфоструктур региона. Г. Браун указывает, что район максимального поднятия не совпадает с областью, испытывавшей длительное время ледовую нагрузку, и смещен на 150 км к востоку. По мнению Г. Штилле, четвертичные движения в Фенноскандии не являются результатом только лишь процессов изостазии, а они накладываются на первоначальную тенденцию к

тектоническому поднятию. Дж. Уилзер пишет, что ось молодого сводового поднятия тесно связана с геологической структурой и поднятие представляет собой чисто тектоническое явление. Ф. Махачек, подводя итог высказанным мнениям, констатирует, что “эти движения оказались возможными благодаря пластичности фундамента, допускающей компенсационные течения масс...” [18, с. 214].

Мнение о существенной роли тектоники при формировании современного морфоструктурного облика региона высказывались А.П. Карпинским, А.А. Полкановым, Дж. Седерхольмом и др. Большую роль в разработке проблемы сыграли исследования [3, 8, 9, 16, 19, 20; мн. др.]. Существует несколько убедительных аргументов в пользу действия тектонического фактора при образовании новейшей морфоструктуры: “сквозная” тенденция щита к воздыманию, по крайней мере, с позднего докембрия до наших дней; регулярное совпадение орографических форм с соответствующими тектоническими структурами (понижения в рельефе совпадают с синклиналями, возвышенности – с антиклиналями) при их единой пространственной ориентировке; несоответствие простирания и пространственного положения новейших структур с предполагаемыми границами ледникового щита, а также несоответствие орографического плана элементам древней структуры; генетическая зависимость озерных котловин от расположения основных структурных элементов; изгибы в плане озерных котловин, не соответствующие направлению движения ледника; воздымание гранитных массивов за счет тектонического выжимания под действием бокового давления [8]; горизонтальное положение наибольшего главного напряжения, в 10–20 раз превышающего напряжения, рассчитанные по весу пород [17]; наличие молодых (голоценовых) сейсмодислокаций и подвижек по разломам, в том числе и сдвигового характера; проявления современной сейсмичности.

Таким образом, существенная роль тектонического фактора на новейшем этапе развития региона, по мнению большинства исследователей, несомненна, и все же речь идет, главным образом, о разломно-блоковой тектонике и образовании изгибов большого радиуса кривизны, тогда как проблемы общей объемной подвижности и роли тектонического течения в процессе новейшего тектогенеза практически не рассматриваются. Тем не менее, даже те авторы, которые считают движения по разломам главным рельефообразующим фактором, подсознательно признают объемную деформацию пород фундамента. В [3] приведено описание складчатых структур, которые образованы на неотектоническом этапе, в частности, сопряженные антиклинали и синклинали в районах озер Паанаярви и Кукас. При этом ядра антиклиналей сложены архейски-

ми гранито-гнейсами, а синклинальные структуры выполнены метаосадочными и метавулканогенными породами нижнего протерозоя. Но хорошо известно [1, 2, 13, 14, 21], что возникновение постумных складчатых форм поверхности кристаллических комплексов невозможно без объемной деформации и значительной подвижности горных масс. Само наличие изгибов дораннепротерозойского и постпротерозойского пенепленов свидетельствует в пользу тектонического течения горных пород, что, в частности, и отражено в вышеприведенной цитате из книги Ф. Махачека “Рельеф Земли”.

Новые данные, подтверждающие неотектонические объемные деформации докембрийского цоколя Балтийского щита, получены одним из авторов данной статьи (Д.С. Зыков). На основе ландшафтно-геоморфологического метода с применением структурного анализа древних толщ выявлены такие формы подвижности, как объемное сдвиговое и доменно-сдвиговое течение, развитие складчато-купольных структур, активизация протрузивного процесса и пр. Однако эти выводы, хотя и основанные на тщательных полевых наблюдениях, все же имеют до некоторой степени логически-интерпретационный характер – прямых наблюдений и фактов, указывающих на новейшую объемную подвижность докембрийского цоколя, не так уж много. Тем более трудно выделить практически современную, постледниковую, составляющую этих движений. Рассматриваемый ниже материал, который получен при изучении Северо-Карельской зоны Балтийского щита, имеет принципиальное значение для решения поставленной задачи, ибо позволяет уверенно говорить как о наличии процесса латерального тектонического течения, так и о постледниковом времени его проявления.

## СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ ЗОНА – ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Основные черты стратиграфии, структуры и геодинамики Северо-Карельской зоны содержатся в [3, 5, 7, 10, 16, 22, 23, 25, 26, др.], и эти данные, дополненные нашими наблюдениями, будут использованы при изложении материала. В современной структуре щита Северо-Карельская зона трассируется узкими, сильно сжатыми синклиналями (Паанаярвинская и Кукасозерская синклинали) и рядом более мелких синклинальных структур (Ханкусарвинская, Кужъярвинская, Тикшозерская синклинали), в ядрах которых расположены одноименные озерные ванны. Эти структуры выполнены в разной степени дислоцированными и метаморфизованными нижнепротерозойскими (карельскими) осадочно-вулканогенными комплексами. Синклинали разделены выходами архейского гранито-грейсового фундамента, но их

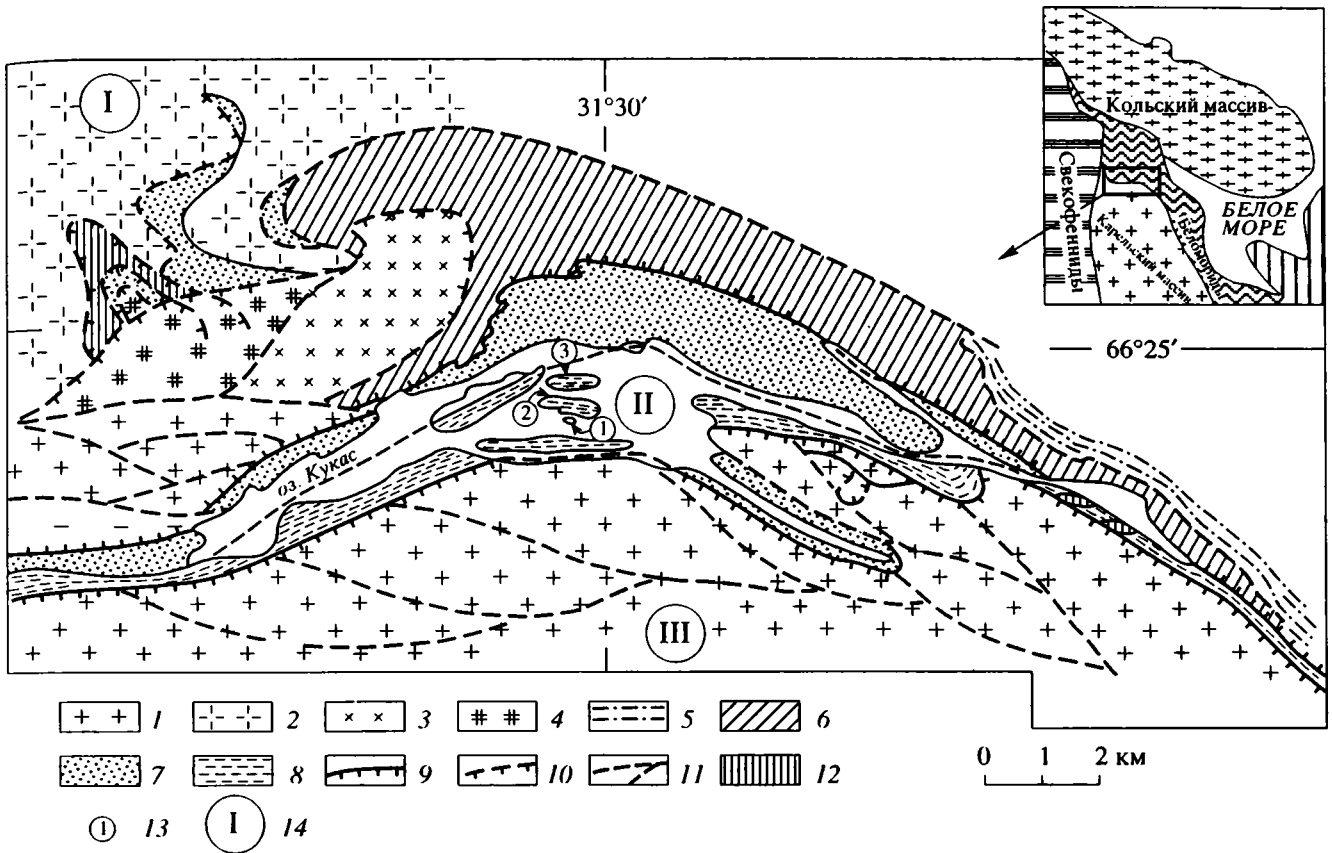


Рис. 1. Структурно-геологическая схема кукаозерского коллизионного шва.

1, 3 – архейские гранито-гнейсы: 1 – Карельского и 2 – Беломорского блоков, 3 – Кужъярвинского массива; 4 – архейские плаггиомикроклиповые граниты; 5 – лопийские образования (верхний архей); 6, 7 – нижний протерозой: 6 – метавулканиды сумия, 7 – метавулканиды и метасадочные породы сумия, ятулия и людиковия; 8 – область максимального сплющивания нижнепротерозойских толщ; 9 – границы (встречные надвижки) кукаозерской синклинали (собственно коллизионного шва); 10 – надвижки и тектонические покровы; 11 – разрывы и зоны хрупко-пластического сдвига; 12 – протрузии ультрабазитов; 13 – точки наблюдений, описание которых приведено в тексте; 14 – области преимущественного проявления: I – купольно-складчатого тектогенеза, II – изоклиальной складчатости и продольного тектонического течения в зоне максимального сплющивания, III – купольного доменно-сдвигового тектогенеза.

единство фиксируется системой продольных сопряженных с синклиналиями разломов и выходами базит-ультрабазитовых интрузий. Зона имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, разделяет два геоблока Балтийского щита: Беломорский – на севере и Карельский – на юге и является внутриплитным коллизионным швом, возникшим на границе этих крупных геоструктур [15, 28]. Следуя мнению большинства исследователей, можно полагать, что основной тектонический облик зоны был сформирован в позднекарельское время (около 1700 млн. лет), однако несомненно также и то, что структура зоны в последующем могла претерпеть существенные изменения, о чем свидетельствуют: заложение озерных котловин в ядрах синклинальных складок и совпадение положительных форм рельефа с антиклинальными структурами; пликативные деформации постпротерозойского пенеплена; новейшие вертикаль-

ные и горизонтальные подвижки по разломам; обновление протрузивного процесса и другие признаки, часть которых приведена выше.

Одним из наиболее интересных и изученных сегментов Северо-Карельской зоны является Кукаозерская синклинали и прилегающие к ней территории (рис. 1). Тектонический план зоны в этом сегменте определяется существованием относительно узкой (1–3 км) осевой части и более обширных (шириной 5–15 км) областей обрамления. Центральная, собственно шовная, зона, сформировавшаяся по осевой части Кукаозерской синклинали, характеризуется высокой степенью линейаризованности и сжатости структур с субвертикальным залеганием слоев и представляет собой область хрупко-пластического продольного сдвигового течения, возникшую в месте максимального сплющивания. Об этом свидетельствуют: субвертикальное залегание пород и структурных элементов (осевых плоскостей складок, послойных срывов,

зон межслоевого проскальзывания; продольный будинаж; изоклиальная складчатость; продольное удлинение минеральных зерен и галек в конгломератах; положение минеральной линейности и сланцеватости. Тектоническая структура обрамления отличается меньшей линейаризованностью, извилистыми очертаниями и сложной виргацией структурных форм, проявлением купольно-складчатого тектогенеза, сложным взаимопроникновением (как в горизонтальном, так и в вертикальном планах) кристаллических масс карельского и беломорского типов с исчезновением в результате структурно-вещественной перестройки четкой границы между ними. Особенности структурно-кинематического плана указывают, что образование коллизионного шва связано не с процессом столкновения двух жестких блоков, а обусловлено встречным объемным течением относительно пластичных беломорских (на севере) и карельских (на юге) горных масс. Такова вкратце общая геологическая ситуация в регионе [14, 28].

Осевая зона коллизионного шва обнажается на восточном окончании оз. Кукас, на мысе Хирвиннаволок и на островах в центральной части озера. Здесь на поверхность выходит толща сложного строения, представленная незакономерным чередованием амфиболитов, амфиболовых сланцев, гранатовых амфиболитов, гранат-амфиболовых сланцев, габбро-амфиболитов, мраморов и мраморизованных доломитов. Толща имеет четкое полосчато-слоистое строение, однако оно, по-видимому, является следствием интенсивной структурно-вещественной дифференциации и лишь частично наследует первичные соотношения и форму напластования исходных вулканогенно-осадочных пород. В современных стратиграфических схемах эта толща отнесена к людиковийскому надгоризонту среднего карелия (интервал 2300–2000 млн. лет) и в данном регионе слагает наиболее высокие горизонты разреза, залегающие в ядерной части кукасозерской синклинали.

Толща подверглась метаморфизму амфиболитовой фации и чрезвычайно интенсивной тектонической переработке. Породы залегают в пределах осевой зоны субвертикально с небольшими отклонениями падения в  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$  в северных или, что более характерно, в южных румбах. Простираение соответствует общему изгибу дуги Кукасозерской структуры и в центральной части имеет субширотное направление. Пласты смяты в разномасштабные изоклиальные складки, а также сложные складки петельчатой формы, образовавшиеся при последовательно развивающемся процессе пластического течения. Осевые поверхности складок субвертикальны или имеют слабый наклон ( $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$ ) в северном или южном направлениях. Шарниры складок имеют падение к западу под углом в  $10^{\circ}$ – $30^{\circ}$  к горизонту в соответствии с общей линейностью, фиксируемой по ми-

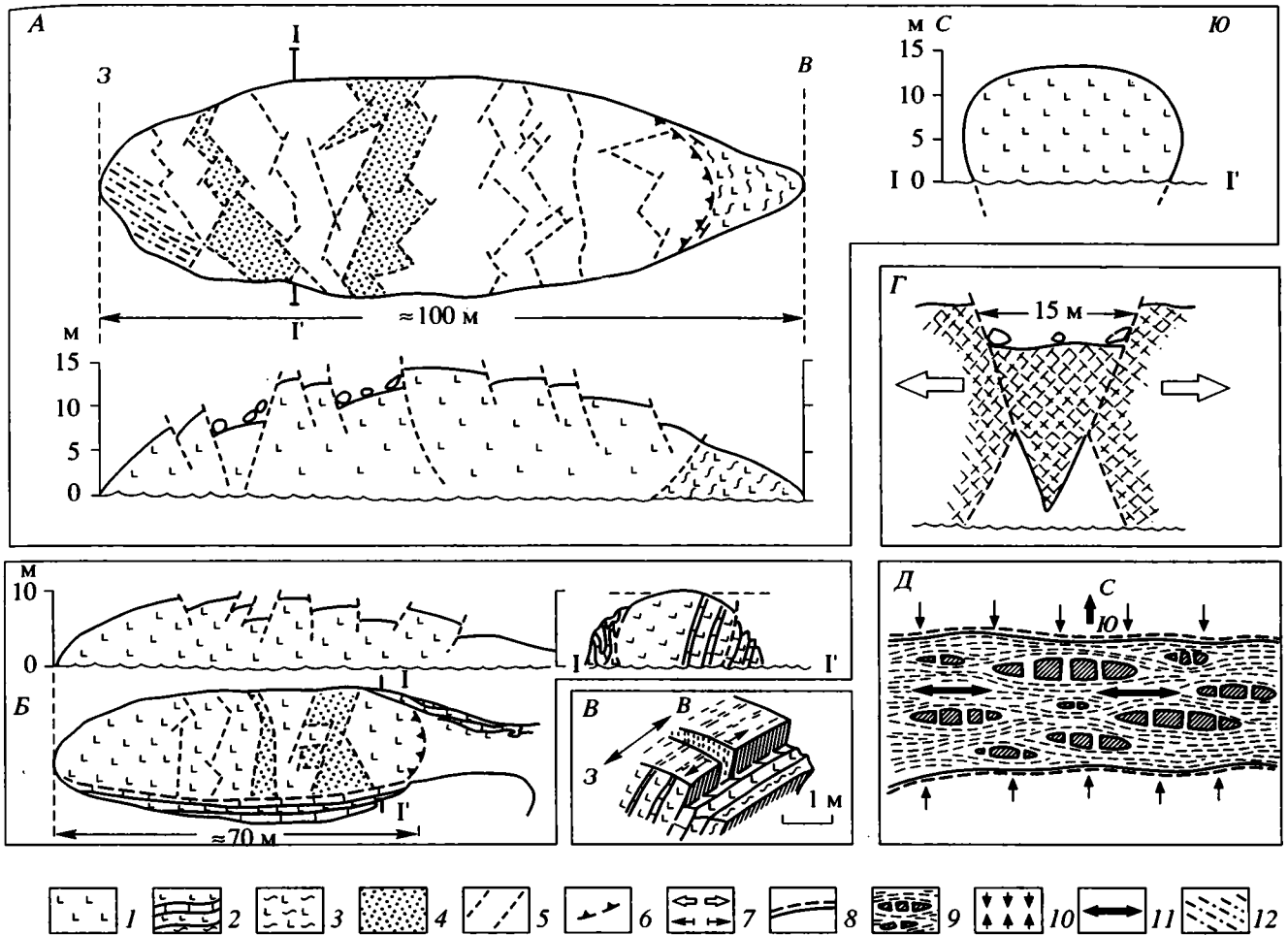
неральным агрегатам. Развита интенсивная сланцеватость, продольный будинаж, послойные срывы, многочисленные зоны хрупко-пластического течения. Будинажу подвержены, в частности, замковые части складок, в результате чего они образуют цепочки концентрически замкнутых будин, а крылья смыкаются и образуют структуры тектонического сшивания. Будины расположены или на одной линии, соответствующей направлению сланцеватости, или кулисообразно, подчеркивая вместе с сигмоидальными изгибами многих структурных элементов общее продольное сдвиговое течение в пределах зоны.

## ПРИЗНАКИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ

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 представляют собой будины, размер которых колеблется от первых метров до нескольких сотен метров по длинной оси и от десятков сантиметров до десятков метров в поперечнике. Средняя ось, там, где можно наблюдать будину в трех измерениях, имеет промежуточные значения размеров. Можно наблюдать выклинивание будинированных тел по падению и по восстанию и фиксировать их максимальное удлинение по простираению и поперечное сплющивание. Будины имеют линзовидную, реже сигарообразную и каплевидную форму. Каплевидные будины имеют округлую верхнюю часть и удлиненную – хвостовую, ориентированную по падению. Забегая несколько вперед, отметим, что каплевидная форма обусловлена не только тектоническим резлинзованием, но и экзарационной деятельностью ледника.

В современной морфоструктуре будины габбро-амфиболитов слагают положительные формы рельефа, четко выделяясь на фоне пластичных и менее компетентных пород основной массы разреза. Некоторые будины образуют острова, которые наподобие легендарного корабля капитана Немо выступают над поверхностью озера (рис. 2А). Рассмотрим более подробно морфологию и структуру некоторых из них.

В центральной части озера расположен маленький островок (см. рис. 1, точка 1), представляющий собой будину габбро-амфиболитов (см. рис. 2А). В плане будина имеет форму веретена, вытянутого по простираению зоны, в поперечном сечении – капли с округлой апикальной частью и сужением бортовых частей по падению. Длинная ось в соответствии с общей направленностью линейности наклонена на запад под углом порядка  $20^{\circ}$ . Верхняя часть будины обладает заглаженной эллипсоидальной поверхностью с четко выраженными бороздами ледниковой штриховки.



**Рис. 2.** Постледниковая деформация бараньих лбов (будин габбро-амфиболитов) в зоне максимального сплющивания куказзерской структуры: А, Б, В, Г – зарисовки конкретных объектов; Д – Принципиальная схема постледниковой деформации в коллизийном шве

1 – массивные габбро-амфиболиты; 2 – псевдослоистые пластичные амфиболиты, гранатовые и актинолитовые сланцы, карбонатные породы; 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 тектонического течения; 9 – будины габбро-амфиболитов в пластичном матриксе; 10, 11 – направление: 10 – сжатия, 11 – максимального удлинения, растяжения и тектонического транспорта; 12 – ледниковая штриховка на поверхности бараньих лбов.

Возникновение штриховки в результате экзарации подтверждается следующими наблюдениями: ее наложением на выровненную, отполированную, плавно изогнутую поверхность; отсутствием тыловых зон отрыва, заусениц и минерализации, свойственных тектоническим зеркалам скольжения; симметричным продольным профилем борозд; наличием конусовидных впадин, вырабатываемых твердыми частицами пород при их вращении под действием водных потоков; площадным распространением штриховки на большинстве подобных морфоструктур. К этому необходимо добавить, что будины, не входящие на дневную поверхность своими апикальными частями, обычно не имеют каплевидных очертаний, а

представлены линзовидными или сигарообразными формами.

Все сказанное о морфологии тел, их положении в рельефе и характере поверхностной обработки позволяет уверенно отнести их к категории бараньих лбов, возникших при экзарации тектонических будин габбро-амфиболитов. Отметим также, что бараньи лбы образуются не только по габбро-амфиболитам, но и по другим породам, обладающим относительно большей твердостью, чем вмещающие их образования.

Тело бараньего лба рассечено разнонаправленными тектоническими трещинами, и можно выделить, по крайней мере, шесть систем, образующих круговой веер (рис. 3). Смещений по

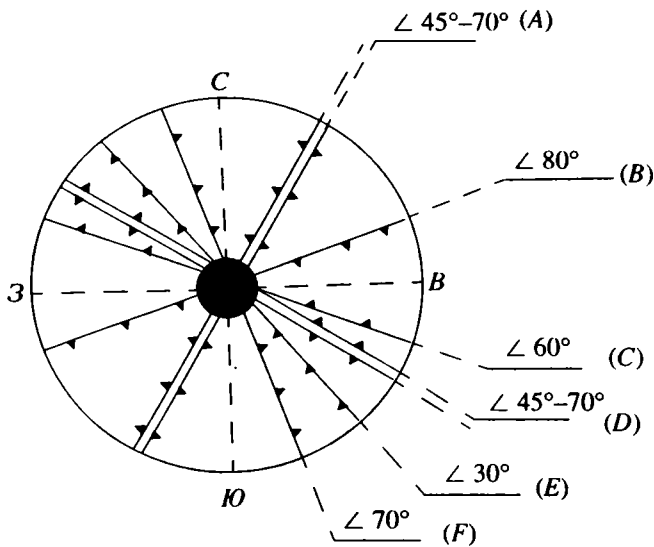


Рис. 3. Системы тектонических трещин и разрывов в теле бараньего лба на рис. 2А.

Черными треугольниками показано направление падения; в градусах обозначен угол падения.

трещинам обычно не фиксируется, и их возникновение связано, вероятно, с динамической разгрузкой при выведении будинированных тел на поверхность. Некоторые из направлений трещиноватости используются при тектонической деформации, и трещины в этом случае переходят в категорию разломов со смещением. Вертикальные трещины практически отсутствуют – все имеют тот или иной наклон, и при их пересечении происходит выкалывание асимметричных пирамидальных блоков. Для деформации бараньего лба характерно наличие односторонних или двусторонних грабенов, поперечных к длинной оси морфоструктур. Одни участки грабенов сформированы между разломами, имеющими одинаковую ориентировку простирания и падения; в других случаях разломы, ограничивающие грабены, наклонены во встречных направлениях; но и те, и другие принадлежат категории прямых или обратных сбросов. Ориентировка грабенов в целом поперечна длинной оси бараньего лба, но в то же время они имеют угловато-извилистую форму и состоят из нескольких разнонаправленных отрезков, сочлененных между собой коленообразно, так как при образовании грабенов используются разные системы трещин. Основное растяжение связано с оживлением разломов систем “А” и “D” и с просадкой расположенных между ними блоков и клиньев. Раздвиг осуществляется также с использованием систем “В” и “С”, которые ориентированы несколько косо к длинной оси бараньего лба. Системы “Е” и “F” также участвуют в процессе образования грабенов, но значительно реже, чем остальные. Часть разломов имеет на-

клоны в восточных румбах и по форме соответствуют листрическим сбросам, которые образуют парагенез с надвигом во фронтальной части бараньего лба. Плоскость надвига наклонена к западу (под будину) под углом  $40^\circ$ – $50^\circ$ . В лежащем боку наблюдается зона рассланцевания, конформная поверхности разрыва.

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.

В современном выражении грабенообразные структуры представляют собой провалы с наклонными бортами, достигающие 1–3 м глубины и не заполненные каким-либо материалом. На их дне наблюдаются лишь единичные остроугольные обломки, форма которых отвечает выкалыванию по упомянутым выше системам трещин. Их наличие обусловлено незначительными обрушениями бортов грабенов. Форма поверхности смещенных по разломам блоков, в том числе и днища грабенов, соответствует общему изгибу поверхности бараньего лба.

Приведем описание подобной морфоструктуры, которая образует мыс на северо-западной оконечности одного из островов оз. Кукас (см. рис. 1, точка 2; рис. 2Б). По внешней форме и особенностям строения этот бараний лоб сходен с описанным выше, но обладает некоторыми чертами, существенно дополняющими картину деформационного процесса. Здесь наблюдаются непосредственные взаимоотношения будины габбро-амфиболитов, превращенной в бараний лоб, и окружающих ее более пластичных пород слоисто-полосчатого комплекса, краткое описание которого приведено нами ранее. Можно видеть, что разрывные структуры и грабены, рассекающие тело бараньего лба, доходят лишь до границы с пластичными толщами и в них уже не прослеживаются. Вдоль границы фиксируется послыйный срыв и относительное проскальзывание пород разной компетентности (см. рис. 2В). Такие взаимоотношения позволяют считать, что поперечное сжатие и продольное растяжение в монолитных и пластичных толщах реализуются по-разному: в первом случае за счет хрупкого разрушения, во втором – за счет межслоевого и межзернового проскальзывания, т.е. за счет пластического течения.

Сходные структуры широко развиты в пределах осевой зоны сплющивания и представляют массовое явление. Причем тектоническое “растаскивание” затрагивает не только будины-бараньи лбы, но и определенные морфоструктурные элементы, по-видимому, не имеющие отношения к деятельности ледника. В центральной части озера расположена система островов, один из которых резко выделяется в рельефе, будучи поднят

более чем на 140 м над уровнем озера. Остров вытянут по простиранию зоны, что совпадает с длинной осью озерной ванны, на 1.5 км при ширине 0.5 км. По очертаниям остров представляет собой выпуклую линзу, сходную с габбро-амфиболитовыми будинами. Он сложен породами описанного выше комплекса и имеет, быть может, несколько большую компетентность по сравнению с окружающими образованиями, обусловленную присутствием многочисленных тел габбро-амфиболитов и, главным образом, мощной (более 100 м) толщи метаконгломератов. Его высокое положение в рельефе связано, скорее всего, с чисто тектоническими причинами, а именно, с выдавливанием относительно компетентного блока в зоне сплющивания. Этот вывод основан на следующих соображениях. Северный склон острова сложен вертикально стоящими пластами пород, образующими высокие (10–30 м) обрывы, соответствующие плоскостям напластования. Вдоль южного берега, на расстоянии от кромки острова в 100–120 м, происходит резкий перепад высот и появляются уступы с отрицательными углами. Уступы совпадают с поверхностями напластования, а на границах относительно приподнятых и опущенных крыльев фиксируется сильное расщепление и зоны милонитизации. Кроме того, на бортовых уступах отсутствуют следы экзарации, т.е. они представляют собой уступы тектонического происхождения. Приподнятая часть острова нарушена системой поперечных разломов и грабенов, аналогичных тем, описание которых было только что приведено, причем растяжение и “растаскивание” острова-будины здесь проявлено особенно отчетливо (см. рис. 2Г).

Вывод о тектонической природе рассматриваемых деформаций достаточно очевиден. Но необходимо все-таки обсудить и альтернативный вариант: не являются ли эти деформации следствием воздействия самого ледника? Ведь хорошо известно [11], что при формировании материковых оледенений движение ледового покрова вызывает не только интенсивные дислокации гляциоотложений, механическую обработку поверхности горных пород, их заглаживание и шлифовку, но и дезинтеграцию массивов с образованием трещин отрыва и выносом обломков за пределы области деформации. Применительно к рассмотренным в статье объектам подобное заключение не может быть принято, так как ему противоречат многие наблюдения и факты.

Данный тип структур приурочен к определенной тектонической зоне, а именно к зоне максимального поперечного сплющивания и продольного растяжения. В обрамлении зоны сплющивания процесс этот проявляется в гораздо меньшей степени, не имеет столь концентрированного выражения и фиксируется спорадически опять же на участках, имеющих специфический парагенез структур растяжения–сжатия. Ориентировка оси

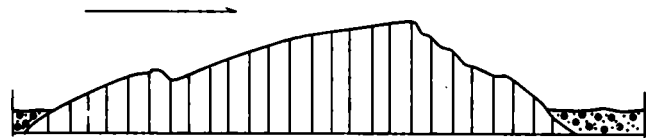


Рис. 4. Профиль типичного бараньего лба, по [12]. Стрелкой указано направление движения ледника.

растяжения в бараньих лбах не соответствует направлению движения ледника, которое фиксируется по ориентировке экзарационных борозд, но совпадает с главным структурным направлением растяжения в зоне сплющивания. При этом профиль описанных нами морфоструктур не полностью отвечает типичному профилю бараньих лбов (рис. 4). Последние имеют обычно асимметричный продольный профиль. Склон, направленный навстречу движению ледника, пологий и сглаженный, тогда как склон, ориентированный по направлению движения льда, обрывистый, со следами сколов и отрывов. Поперечный профиль – выпукло-линзообразный. Бараньи лбы-будины, описанные нами, имеют симметричный продольный профиль и каплевидный – поперечный. При этом следы ледниковой штриховки на бортовых частях отсутствуют, что свидетельствует об их выдавливании и после таяния ледника.

В врах-грабенах не наблюдается какого-либо материала ледникового происхождения, тогда как при движении ледника (особенно при его отступлении) отложения донной морены или флювиогляциальные образования должны были заполнять понижения в рельефе, тем более образованные крутыми уступами с отрицательными углами наклона. В литературе приведены примеры подобного заполнения [4]. Правило это не универсально, но, учитывая многочисленность грабенообразных структур, логично было бы ожидать наличие подобных отложений хотя бы в некоторых из них. Сомнителен в данном случае и вынос выколотых блоков телом ледника, поскольку некоторые грабены имеют отрицательные склоны, ориентированные против движения льда. Более того, в ряде случаев мы видим, что выколотые по разломам клинья и блоки не только не вырваны и не перемещены, а, напротив, опущены в образованные тектоническим растяжением зияния (см. рис. 2Г). Под опущенными блоками сохраняется пустое, не заполненное какими-либо отложениями пространство. Отсутствие обломочных или других пород в врах-грабенах и в пустотах, образованных растяжением, а также отсутствие следов затекания в эти пустоты пластичных толщ, окружающих будину-бараний лоб, которое в масштабе геологического времени происходит чрезвычайно быстро, подтверждает значительную молодость или даже

современность процесса продольного растяжения. По всей вероятности, тектоническая деятельность ледника, которая в принципе несомненна, не могла привести к столь мощной площадной деформации, так как сила сцепления будин с основной массой пород, в которую эти будины заключены, должна быть существенно сильнее, чем сила сцепления горной породы с ледовым покровом.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, в осевой зоне Кукаозерской синклинали, которая в позднесвекофенское время обособилась как структура субмеридионального поперечного сплющивания и продольного течения, или внутриплитного коллизионного шва, широко проявлен процесс тектонической деформации бараньих лбов – морфоструктур, сформированных действием ледника по будинам габбро-амфиболитов. Структурный парагенез в пределах будин-бараньих лбов и его проявление в пределах протяженной и достаточно широкой зоны однозначно указывают на формирование структурного рисунка в условиях субмеридионального сжатия и латерального субширотного растяжения. Реализация этого процесса невозможна без признания общего латерального течения горных масс в пределах зоны, что, помимо общих соображений, вытекающих из массового проявления горизонтального растяжения и тектонического растаскивания будин-бараньих лбов, подтверждено и структурными наблюдениями (см. рис. 2В). Будины, выделяемые по геологическим и геоморфологическим признакам, образуют кулисные ряды, которые состоят как из групп будин, так и отдельных их фрагментов, растащенных по системам разрывных нарушений. Наличие подобных кулисных рядов подтверждает объемную сдвиговую деформацию горных масс, которая влияет на возникновение морфоструктурных элементов новейшего времени.

И еще одно наблюдение, важное в контексте рассматриваемой проблемы. Структуры Северо-Карельской зоны рассечены протяженным прямолинейным разрывом северо-западного простирания. Разрыв выражен в рельефе депрессиями, заполненными озерами и болотами, смещает геологические границы на сотни метров и сопровождается многочисленными зеркалами скольжения. Прекрасная читаемость в рельефе и на космоснимках и признаки деформации донных осадков озер позволяют говорить о его новейшем развитии. Разрыв хорошо выражен в периферийных частях зоны и по ее обрамлению, однако не прослеживается в центральной части озера и на его островах, т.е. в области максимального проявления “будинного” течения, что говорит о проявлении этого процесса в самое новейшее время. Под-

тверждением продольного течения является также некоторое смещение зоны разрыва в северном и южном бортах Кукаозерской структуры. Левосдвиговое смещение разлома по зоне продольного течения хорошо согласуется с общим надвиговым движением будин в восточном направлении, указывая на общее восточное течение масс в этом сегменте Кукаозерской структуры.

Весь приведенный материал по деформации бараньих лбов свидетельствует об объемной деформации хрупкопластического течения в пределах распространения нижнепротерозойских толщ Кукаозерской структуры Балтийского щита, которое проявилось в постледниковое время, т.е. в последние 10 тысяч лет. Этот факт, наряду с ранее установленными новейшими пликативными деформациями допротерозойского и постпротерозойского пенепленов [3], выявляет фундаментальную закономерность развития кристаллических комплексов фундамента на Балтийском щите, а именно их практически современную объемную подвижность и реальное проявление реидной деформации, или тектоники истечения. Данная закономерность заставляет во многом по-новому подходить к проблемам новейшей геодинамики щитов и рассматривать их не как единые относительно жесткие тела, а в качестве сложно построенных геоблоков, включающих объемы мобильных пластичных горных масс, в которых реально проявляются практически современные латеральные тектонические течения. Поскольку латеральное течение и сплющивание горных пород невозможно без признания процесса сближения горных масс рамы, ограничивающей зону сплющивания, проявление постледникового тектонического течения в пределах Северо-Карельской зоны приводит к выводу о новейшей тектонической активности Беломорского и Карельского блоков (возможно, одного из них), которая и способствовала, вероятно, окончательному оформлению современного облика и конфигурации Северо-Карельской дуги. Чрезвычайно важно также и то, что описанные в работе будины-бараньи лбы являются, по существу, непосредственными индикаторами современного поля напряжений. Их изучение дает возможность реконструировать по точкам реальное положение эллипсоидов деформации и его флуктуации в пространстве.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64412).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей А.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
2. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.



3. Биске Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: кн. изд-во, 1961. С. 32–42.
4. Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
5. Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карел. науч. центра РАН, 1994. 224 с.
6. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
7. Коросов В.И. Геология джетаулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Изд-во Карел. науч. центра РАН, 1991. 118 с.
8. Кошечкин Б.И. О связи крупных форм рельефа с характером новейших движений и глубинным строением некоторых районов Кольского полуострова // Глубинное строение и современные движения на Кольском полуострове. М.-Л.: Наука, 1969. 137 с.
9. Кошечкин Б.И., Стрелков С.А. Проявления новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского щита // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 16–21.
10. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
11. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1978. 235 с.
12. Лахи Ф. Полевая геология. М.: Мир, 1966. Т. 1. 481 с.
13. Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
14. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
15. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л., Бабарина И.И. Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. С.-Петербург: издание Гос. спец. фирмы Минерал, 1996. С. 42–43.
16. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
17. Марков Г.А. Некоторые характерные особенности тектонической напряженности массива горных пород (по непосредственным наблюдениям на Хибинском апатитовом руднике) // Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1974. С. 28–30.
18. Махачек Ф. Рельеф Земли. М.: Изд-во ИЛ, 1959. Т. 1. 624 с.
19. Никонов А.А. Микросейсмическая характеристика землетрясений XX в. в восточной части Балтийского щита // Белорусский сейсмологический бюл. Вып. 2. Минск: ОНТИИ, 1992. С. 96–144.
20. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
21. Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфириров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
22. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское кн. изд-во, 1961. 145 с.
23. Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карел. науч. центра РАН, 1993. 138 с.
24. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
25. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. С.-Петербург: Наука, 1991. 176 с.
26. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.
27. Bradshaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finistere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. № 2. P. 567–596.
28. Leonov M.G., Colodiazhny S.Yu., Somin M.L., Zykov D.S., Babarina I.I. The structure and some peculiarities of post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia zone (the Baltic shield) // Proterozoic evolution in the North Atlantic realm. Intern. conf. Goose Bay, Labrador, Canada. 1996. P. 111–112.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, В.С. Федоровский

## Evidence of Basement Rock Flow in Postglacial Time (North Karelia Zone, Baltic Shield)

M. G. Leonov, D. S. Zykov, and S. U. Kolodiazhnyi

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

The axial part of Kukasozero syncline (the North Karelia zone of the Baltic shield) in Late Svecofennian time became a structure of roughly N–S-trending transversal compression and longitudinal flow or intraplate collision suture. Tectonic deformations of sheepback rocks (morphostructures formed by glacier action on gabbro-amphibolite boudins) are widespread in this area. Structural ensemble within glacier-scoured rock masses and their more plastic surroundings testifies to the volume deformation through brittle-ductile flow inside the area occupied by the Lower Proterozoic rocks of the Kukasozero structure, which took place in the postglacial time.

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КУКАСОЗЕРСКОГО СЕГМЕНТА СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

© 1998 г. И. И. Бабарина

Геологический институт РАН  
109017, Москва

Поступила в редакцию 22.11.96 г.

Структурный анализ архейско-раннепротерозойских образований Кукасозерского сегмента Северо-Карельской коллизионной зоны, которая разделяет Карельскую гранит-зеленокаменную область и Беломорский гнейсовый пояс, рассматриваемые М. В. Минцом и др. [8] как микроконтиненты (микроплиты) в раннепротерозойской структуре восточной части Балтийского щита, позволил выделить пять этапов деформаций свекофеннского возраста ( $PR_1$ ). Первый этап  $D_{n+1}$  характеризуется пластическим течением вещества и тектоническим разлинзованием в условиях метаморфизма амфиболитовой фации высоких давлений. При этом происходила интенсивная линейзация (приспособление к новому структурному плану) ранее сформированных плоскостных текстур в архейских комплексах пород и затушевывание структурных элементов, связанных с более древними деформациями ( $D_n$ ). Второй этап  $D_{n+2}$  сопровождался образованием субмеридиональных асимметричных складок с восточной вергентностью, протрузиями серпентинитов по надвигам, параллельным осевым плоскостям складок при регрессивном метаморфизме зеленосланцевой фации. В третий этап  $D_{n+3}$  произошло формирование шовной зоны между Карельским и Беломорским микроконтинентами и приуроченной к ней субвертикальной складчатости. При максимальной интенсивности деформаций отмечается диафторез зеленосланцевой фации метаморфизма. Четвертый этап  $D_{n+4}$  характеризуется активизацией хрупких разрывов, образованием мелких шевронных складок и кинк-зон. В пятый этап  $D_{n+5}$  сформировался дугообразный изгиб Кукасозерского сегмента и системы хрупких разрывов в зоне влияния крупного правого сдвига, который проходит восточнее данного района. Анализ деформаций и синтетектонического метаморфизма дает достаточные основания для построения модели развития структуры Кукасозерского сегмента в режиме коллизии. С этим процессом связаны деформации первых трех этапов. Реконструируются три обстановки, характеризующиеся различными уровнями глубинности и направлением сжатия. На современном эрозионном срезе обнажаются геологические образования, последовательно претерпевшие динамометаморфизм в каждой из этих обстановок, которые сменялись по мере тектонического выведения комплексов пород к поверхности и, вероятно, в меньшей степени за счет фактора денудации. Последующие дислокации не оказали существенного влияния на ранее сформированную структуру.

### ВВЕДЕНИЕ

В восточной части Балтийского щита находится одна из крупнейших в Евразии зона межконтинентальной коллизии раннепротерозойского возраста, разделяющая Беломорский и Карельский микроконтиненты (микроплиты) (рис. 1, на врезке). Беломорский и Карельский микроконтиненты рассматриваются в данной работе в понимании М. В. Минца и др. [8], которые выделили их как раннепротерозойские структуры северо-востока Балтийского щита. Однако с точки зрения В.А. Глебовицкого и др. [1], Беломорско-Лапландский пояс (здесь Беломорский микроконтинент) является коллизионным орогеном, формирование которого происходило на границе Кольского и Карельского мегаблоков в два этапа: 1) в интервале 2700–2600 млн. лет (Беломорская система тектонических покровов); 2) 1925–1884 млн. лет (Лапландская система покровов). С этих позиций Северо-Карельскую зону следует относить к Беломорско-

Лапландскому поясу. Тем не менее, автор склоняется к мнению М.В. Минца и др. [8] и считает, что к началу протерозоя в пределах Беломорского микроконтинента уже была сформирована континентальная кора и рассматриваемая коллизионная зона является самостоятельной структурой.

Северо-Карельская зона протягивается в юго-восточном направлении от норвежских каледонид на севере и перекрывается платформенным чехлом на юге. Коллизионный шов маркируется сжатыми синклинорными структурами, зонами развития гипербазитов, неоднородным метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа высоких давлений, в ряде случаев ультраметаморфизмом, куполообразованием и тектонобластезом (Северо-Восточная Карелия) [2, 6, 12], проявлением кислого магматизма (Северная Карелия) [11]. Эти процессы захватили края сближенных микроконтинентов. Сама шовная зона при общем северо-западном простирании по-разному

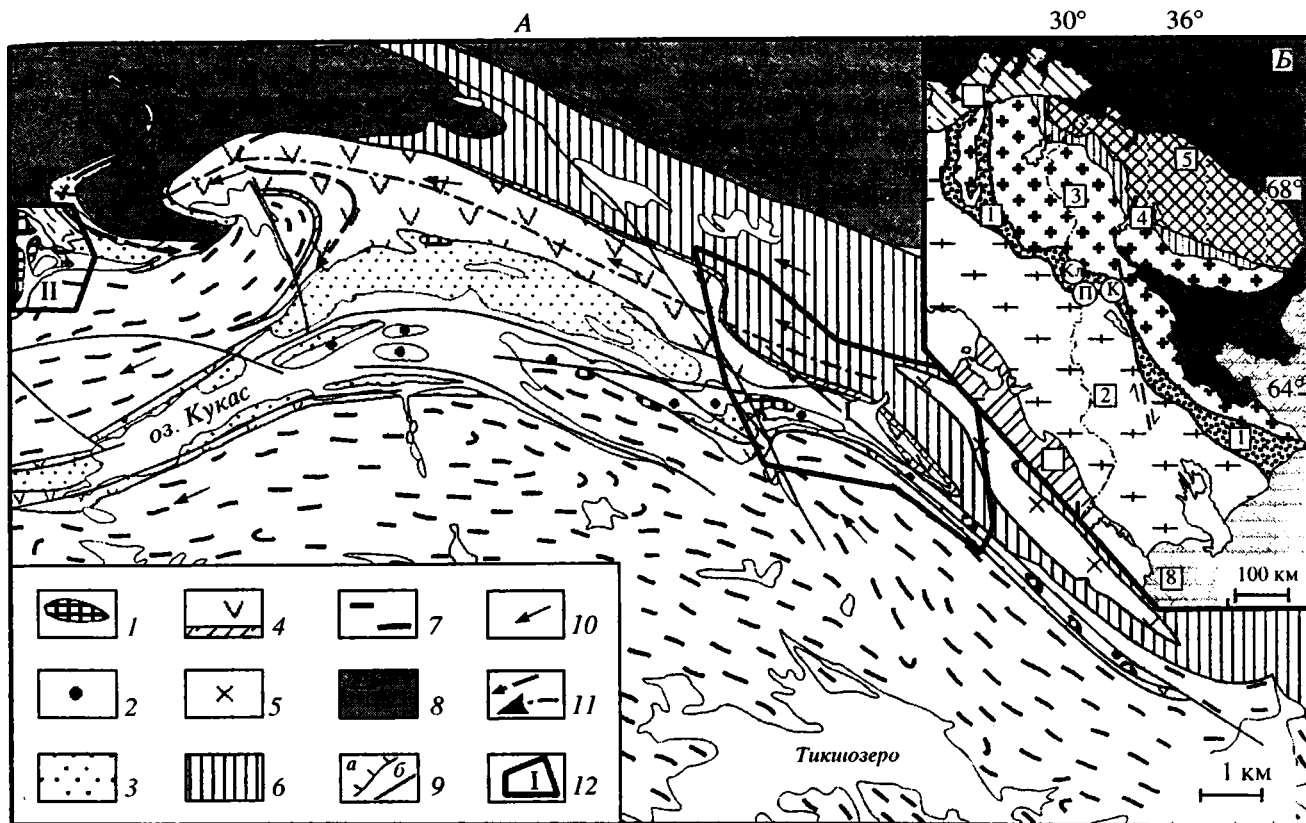


Рис. 1. Схема: А – геологического строения Кукасозерского района, по [11], с упрощением, Б – тектонического районирования восточной части Балтийского щита, по [8, 13], с упрощением.

1–4 – нижний протерозой: 1 – тела ультрабазитов, 2 – людиковый, 3 – ятулий, 4 – андезито-базальты сумия с базальным горизонтом кварцитов. 5–8 – архей: 5, 6 – лопий: 5 – диориты и гранодиориты, 6 – осадочно-вулканогенные образования; 7 – плагиограниты и тоналиты; 8 – мигматизированные биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы; 9 – разломы: а – взбросо-надвиг, б – сбросо-сдвиги; 10 – ориентировка минеральной линейности; 11 – оси разновозрастных складок; 12 – участки детальных работ: 1 – восточное окончание Кукасозерской и II – западная часть Ханкусъярвской структур. На врезке: цифры в квадрате: 1 – Северо-Карельская коллизионная зона; 2 – Карельская и 3 – Беломорская микроплиты; 4 – Печенга-Имандра-Варзугская сутура; 5 – Кольская микроплита; 6 – Свекофенская аккреционная область; 7 – каледониды; 8 – платформенный чехол. Буквы в кружках – структуры, входящие в Северо-Карельскую зону (упомянутые в тексте статьи): К – Кукасозерская (рис. А), II – Паанаярви, Кл – Куоляярви.

ориентирована на конкретных участках и отличается изменчивостью структурных парагенезов и динамических характеристик. Так, в юго-восточной части она описывается как взбросо-надвиг с амплитудой перемещения 5–6 км [11], а в районе Паанаярви (Северная Карелия) – как левый сбросо-сдвиг с горизонтальной амплитудой 7 км [3]. Все это свидетельствует о переменчивости режима коллизии, о неровных границах континентальных блоков и о неодинаковой скорости их сближения на различных участках.

В данной работе рассматривается тектоническая эволюция Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны в режиме коллизионной геодинамики. Аспекты глубинного строения коллизионных зон еще не достаточно изучены и в этом смысле предлагаемые результаты могут быть интересны.

Кукасозерская структура (см. рис. 1) находится в Северной Карелии на сочленении субмеридионального и субширотного участков коллизионной зоны. Она имеет асимметричное строение и выполнена вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя, претерпевшими высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации и неоднократную деформацию. На севере они подстилаются гнейсами беломорской серии, амфиболитами и гнейсами лопийского комплекса верхнего архея (Беломорский микроконтинент), с юга структура ограничена архейскими гранито-гнейсами (Карельский микроконтинент).

Исследования были сосредоточены главным образом в пределах восточного окончания Кукасозерской структуры (рис. 2), где сжатие и линеаризация, приуроченные к коллизионной зоне, наиболее интенсивно проявлены. Кроме того, проводилось изучение структуры оз. Ханкусъярви.

В результате составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000 (на восточное окончание района оз. Кукас) и схема структурной эволюции. Применялись методики геолого-структурного картирования и геометрического анализа. Для стратиграфического разделения комплексов пород использовались представления Ю.И. Сыстры [11].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУКАСОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Восточная часть Кукасозерской структуры сложена тремя комплексами пород (см. рис. 2).

Породы архейского гранито-гнейсового комплекса обнажаются в южной части района и представлены серыми и розовыми гранито-гнейсами.

Лопийский комплекс (AR<sub>2</sub>) обрамляет структуру с севера и с северо-востока. Он сложен линзовидно чередующимися полосчатыми телами гранатовых амфиболитов, гнейсов различного состава: гранат-биотит-амфиболовых, кварцито-видных гранат-биотитовых, гранатовых двуслюдяных, линзовидно-полосчатых (с линзами лейкократовых и меланократовых разностей), реже слюдястыми и слюдисто-гранатовыми сланцами. В гнейсах местами наблюдается мигматизация и жильные тела аплитов.

Среди пород лопийского комплекса, главным образом в восточной части района, отмечаются тектонические линзы кварцевых гнейсодиоритов, трондьемитов. Тектонические линзы-будины вытянуты по сланцеватости и представляют собой лепешкообразные тела, форма которых хорошо видна при пологом залегании. Длина таких линз колеблется от первых метров до первых сотен метров, толщина же даже самых крупных из них не превышает первых десятков метров. В краевых частях породы более мелкозернистые, чем во внутренних. Н.Ф. Демидов и К.О. Кратц [4] описывают их как поля раннеархейских гнейсогранодиоритов, выступающих в антиклинорном поднятии. Ю.И. Сыстра [11] выделяет здесь единое тело гнейсодиоритов (лопийский структурный этаж). Происхождение этих образований до конца не ясно. Вероятно, они являлись продуктом магматической деятельности ребольской тектонической эпохи и первоначально представляли собой одно или несколько интрузивных тел. Впоследствии, в результате свекофеннского (1600–1800 млн. лет) динамометаморфизма эти тела были будинированы и превращены в серию тектонических линз.

Архейские образования перекрываются породами карельского комплекса (PR<sub>1</sub>) [11], которые слагают центральную часть Кукасозерской структуры. На северном берегу оз. Кукас они представлены сумийскими образованиями, а на юж-

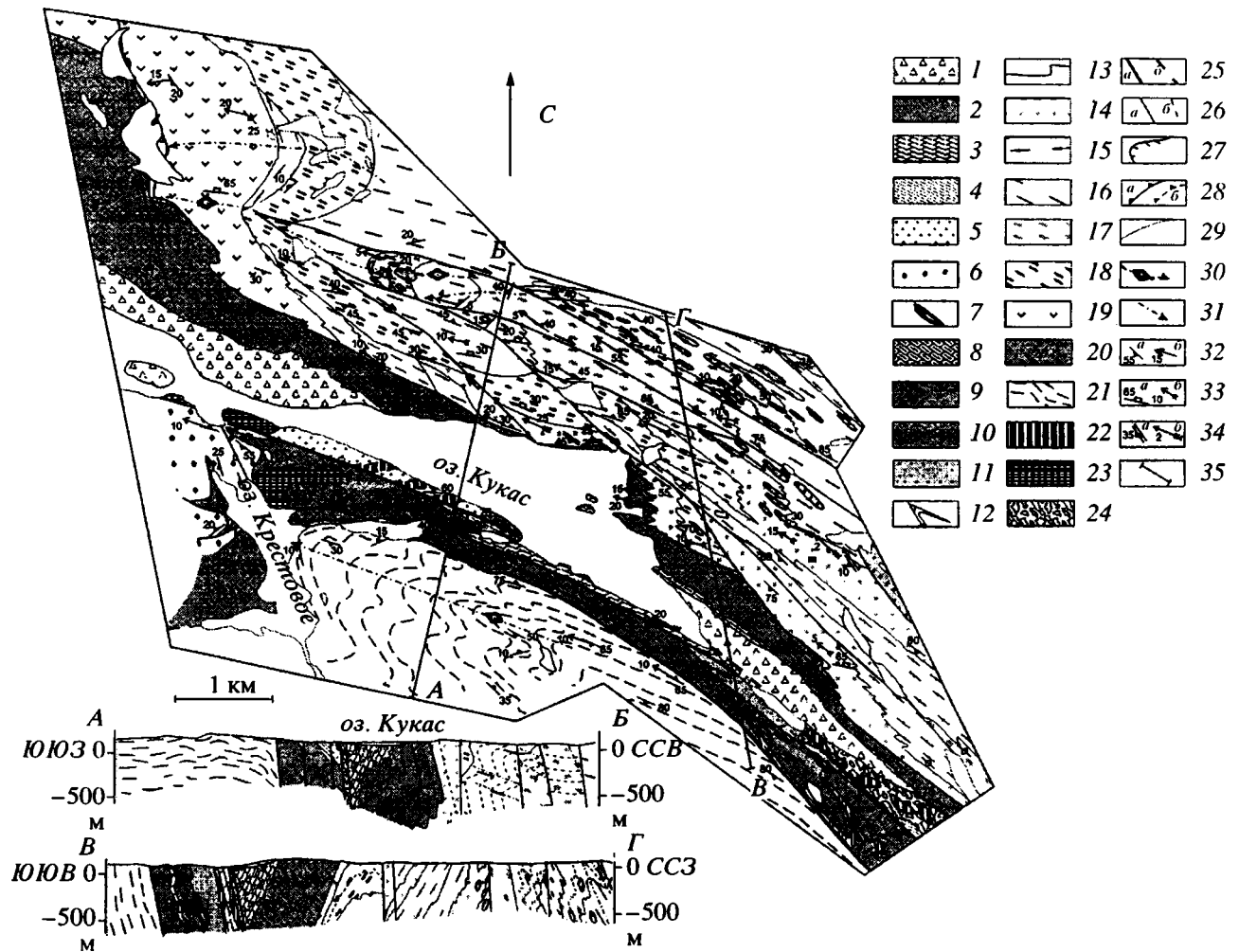
ном – сумийскими, сариолийскими, ятулийскими и людиковийскими. Все породы претерпели свекофеннский динамометаморфизм, поэтому первичноосадочных соотношений между ними не сохранилось.

В карельском комплексе наибольшее распространение имеет сумийский горизонт. В основании толщи залегают линзы слюдястых кварцитов в матриксе слюдисто-гранатовых сланцев. Последние некоторые исследователи считают метаморфизованной досумийской корой выветривания [11]. Мощность линз кварцитов на востоке не превышает 5 м, а на западе достигает 7–20 м. Выше залегают плитчатые амфиболиты, местами гранатовые, как правило, с плохо ориентированной роговой обманкой. По результатам химических анализов основание сумийского вулканогенного комплекса слагают толеитовые базальты [9, 10], выше они сменяются андезит-базальтами [11]. В южной части структуры сумийские образования имеют сокращенную мощность. Отмечается тектоническое сдвигание разреза, прослеженное по базальному горизонту слюдястых кварцитов, мощность которого достигает местами 30 м. Вулканогенная часть разреза представлена плитчатыми амфиболитами с плохо ориентированным амфиболом, иногда гранатовыми, амфибол-биотит-полевошпатовыми сланцами, метамандельштейнами, миндалинами в которых выполнены кварцем либо кальцитом. С увеличением степени рассланцевания миндалина вытягиваются в узкие полоски и исчезают. При этом метамандельштейны сменяются амфибол-биотит-полевошпатовыми сланцами либо амфиболитами, что описывали также Н.Ф. Демидов и К.О. Кратц [4]. В северной части выше амфиболитов (контакт не обнажен) залегают амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые сланцы с прослоями карбонатных пород.

Сариолийские конгломераты слагают мелкую тектоническую линзу (10 × 2 м) среди сумийских образований в юго-восточной части района. Во включениях – угловатые обломки гранитоидов размером до 15 см.

Ятулийские образования обнажаются к западу от оз. Крестовое. Они представлены амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами, находятся в ассоциации с гранатовыми амфиболитами сумийского облика и с углеродисто-кремнистыми людиковийскими отложениями. Возможно, соотношение между ними тектонические.

Людиковийские метатерригенно-кремнисто-карбонатные породы слагают центральную часть Кукасозерской структуры. На южном берегу оз. Кукас отложения людиковийского надгоризонта представлены серыми мраморизованными доломитами и сланцами различного состава: углеродисто-кремнистыми, актинолитовыми, амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми.



**Рис. 2.** Геологическая карта района восточной части оз. Кукас (см. рис. 1, I). Составили И.И. Бабарина, М.Л. Солин. 1 – современные отложения; 2–13 – нижний протерозой: 2–5 – людикий: 2 – углеродисто-кремнистые сланцы, 3 – мраморизованные доломиты, 4 – актинолитовые и 5 – актинолит-биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, 6 – ятулий: амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, 7 – сариолий: конгломераты (в тектонической линзе), 8–13 – сумий: 8 – слюдиесто-карбонатные отложения, 9 – метамандельштейны, 10 – амфиболиты, 11 – биотит-полевошпатовые сланцы, 12 – слюдистые кварциты, 13 – горизонт слюдисто-гранатовых сланцев в подошве сумия; архей: 14–21 – лопийский комплекс: 14 – гранатовые амфиболиты, 15 – биотит-амфиболовые гнейсы, 16 – чередование амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов, 17 – линзовидно-полосчатые биотит-амфиболовые гнейсы с линзами лейкократового и меланократового состава, 18 – гранатовые двуслюдяные гнейсы с прослоями гранатовых амфиболитов и слюдисто-гранатовых сланцев, 20 – кварцевые гнейсодiorиты и трондьемиты (в тектонических линзах); 21 – гранито-гнейсы; 22 – горнблендиты; 23 – ультрабазиты; 24 – катаклазиты; 25, 26 – хрупкие крутонадающие разрывы: 25 – главные и 26 – второстепенные (а – достоверные, б – предполагаемые); 27 – падвиги; 28 – шарьяжи: а – достоверные, б – предполагаемые; 29 – геологические границы; 30, 31 – оси крупных складок  $F_3$ ; 30 – антиклиналей, 31 – синклиналей; 32–34 – элементы залегания: 32 – этапа  $D_{n+1}$ : а – гнейсовидности и сланцеватости, б – минеральной линейности; 33 – этапа  $D_{n+3}$ : а – осевых плоскостей, б – шарниров складок, 34 – этапа  $D_{n+4}$ : а – осевых плоскостей, б – шарниров складок; 35 – линии разрывов.

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Структура восточной части Кукасозерского района является результатом сложной тектонической эволюции. Главным элементом в современной картине служит разрыв запад-северо-западного простирания (осевой шов коллизионной зоны), который прослеживается вдоль южного берега оз. Кукас. Среди пликативных структур

наиболее отчетливо проявлены среднемасштабные складки с пологими шарнирами субширотной и запад-северо-западной ориентировки, наблюдаемые во всех комплексах пород и образованные сланцеватостью либо гнейсовидностью. Интенсивность и степень сжатия этих складок максимальны вблизи шовной зоны.

История развития района делится на две части: ребольскую и свекофеннскую, причем следы

Характеристика динамических, кинематических и метаморфических особенностей проявления деформаций в

Этапы	Динамика			Кинематика	
	Форма складок	Разрывы	Структурный парагенез	Ориентировка	
				Минеральной линейности	Шарниров
$D_{n+1}$	Складки не известны	Вязкие, повсеместные, для карельского комплекса суб-последные	Вязкие разрывы, кристаллизационная сланцеватость, минеральная линейность	$\max L_1 = 310' < 20^\circ$	—
$D_{n+2}$ (только в западной части Кукаозерской структуры)	Открытые реже изоклинальные, ассиметричные, лежащие	Хрупкие, реже вязкие	Складки, осепараллельные надвиги, неравномерно проявленный кливаж	Отсутствует	Субмеридиональная
$D_{n+3}$	Открытые ассиметричные, малоамплитудные	Хрупкие, реже вязкие	Складки, шовная зона, системы сколов, неравномерно проявленный кливаж	Отсутствует	$\max h_3 = 290^\circ < 10^\circ$
$D_{n+4}$	Мелкие открытые, шевронные, лежащие	Почти исключительно хрупкие	Складки, сдвиги, мелкие чешуйчатые надвиги	Отсутствует	$\max h_4 = 300^\circ < 15^\circ$
$D_{n+5}$	Открытые	Хрупкие	Складки, системы сколов ССВ и ССЗ ориентировки	Отсутствует	Ориентировка шарниров складок подчиняется залеганию образующей их ранней сланцеватости

ребольского тектогенеза крайне плохо сохранились вследствие интенсивных динамометаморфических преобразований свекофеннского возраста: тектонического разлинзования, линейризации и уничтожения более древних структурных парагенезов. Ввиду этого древние (архейские) этапы деформаций ( $D_n$ ) не исследовались. В данной работе рассматривается совместная структурная эволюция архейских и протерозойского комплексов пород в свекофенское время. Выделяются пять этапов деформаций. Первые три из них осуществлялись в режиме коллизионной геодинамики, а поздние этапы связаны с постколлизионной активизацией.

### СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Этап  $D_{n+1}$  (таблица). Наиболее отчетливо во всех комплексах пород проявлена постлюдикувская (свекофеннская) сланцеватость ( $S_{n+1}$ ),

субпараллельно которой отмечается метаморфическая дифференциация вещества и линейризация (приспособление к новому структурному плану) более ранних плоскостных текстур в архейских комплексах. Для протерозойских образований сланцеватость  $S_{n+1}$ , вероятно, является близкой к слоистости ( $S_0$ ). Наиболее отчетливо это видно в карбонатных и углеродисто-кремнистых отложениях людиковия, где слоистость сохранилась лучше всего. Динамометаморфизм  $M_{n+1}$  был неравномерным, примером чему служит изменение формы миндалинов в метамандельштейнах (см. выше) и зональное развитие амфиболитов с неориентированной роговой обманкой в лопии. Как уже отмечалось выше, магматические тела кварцевых диоритов и трондьемитов были разгнейсованы и будинированы, превратившись в серию тектонических линз. Соотношение с гнейсовидностью на контактах согласное для мелких линз или кососекающее для крупных вследствие разной

районе оз. Кукас

Кинематика		Метаморфизм		Трехмерная иллюстрация деформаций
Ориентировка Осевых поверхностей	Вергентность и стиль деформаций	Парагенезис минералов	Фация	
–	Вергентность не определена, пластическое течение вещества в глубинных условиях, тектоническое разлинзование	Амфибол, гранат, кианит, эпидот	Альмандин-амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая кианит-силлиманитового типа	
Полого падают на запад	Восточная; хрупкопластическая деформация	Биотит, хлорит	Зеленосланцевая	
Крутые, реже пологие, падают на север	Южная; хрупкопластическая деформация, локализация деформаций вблизи шовной зоны	Биотит, хлорит	На участках максимального проявления деформаций – диафореззеленосланцевой фации	
Очень полого падают на ВЮВ	Северо-восточная; активация сколов предъдущего этапа	–	Отсутствует	
Субвертикальны, имеют субмеридиональное простирание	Деформация в зоне влияния правого сдвига: поперечный изгиб кукасозерского сегмента горизонтальный изгиб древней линейности дискретные малоамплитудные перемещения по сбросо-сдвигам	–	Отсутствует	

пластичности этих образований и вмещающих гнейсов. По той же причине гнейсовидность и минеральная линейность в трондьемитах выражены хуже, чем в окружающих породах.

В структурном парагенезе со сланцеватостью  $S_{n+1}$  находятся минеральная линейность по оси  $a - L_1$ , указывающая на направление тектонического транспорта, и вязкие разрывы. Минеральная линейность обычно выражена в ориентировке кристаллов амфибола, реже – сегрегаций слюдистых минералов. Максимум концентрации  $L_1 = 310^\circ \angle 20^\circ$ . Наблюдается будинаж и разлинзование, ориентировка межбужинных пережимов перпендикулярна минеральной линейности.

Вязкие разрывы, или зоны пластического течения, вещественно выражены в концентрации слюдистых минералов и усилении сланцеватости. Вероятно, локализация срывов определяется литологией, т.е. содержанием в исходных породах пелитовой либо слюдистой составляющей. Один

из главных вязких разрывов проходит в подошве сумия. Субслойная зона пластического течения представлена горизонтом слюдисто-гранатовых сланцев. В южной части района по этому разрыву отмечается сдваивание разреза. Тектонический контакт показан на рис. 3А и 4. На севере больших перемещений вдоль этой зоны не наблюдается, а первоначально, видимо, сплошной горизонт слюдистых кварцитов превращен в серию тектонических линз. Вдоль вязкого разрыва в лопии по сланцеватости развиты метаморфогенные кварцевые жилы. Тектоническое разлинзование нашло максимальное выражение вблизи границы карельского комплекса с гранито-гнейсами архея. На юго-востоке сариолийские конгломераты находятся в тектонической линзе среди сумийских образований. Амплитуда перемещения по зонам пластического течения трудно определима. По-видимому, она не является постоянной величиной, а меняется от места к месту.

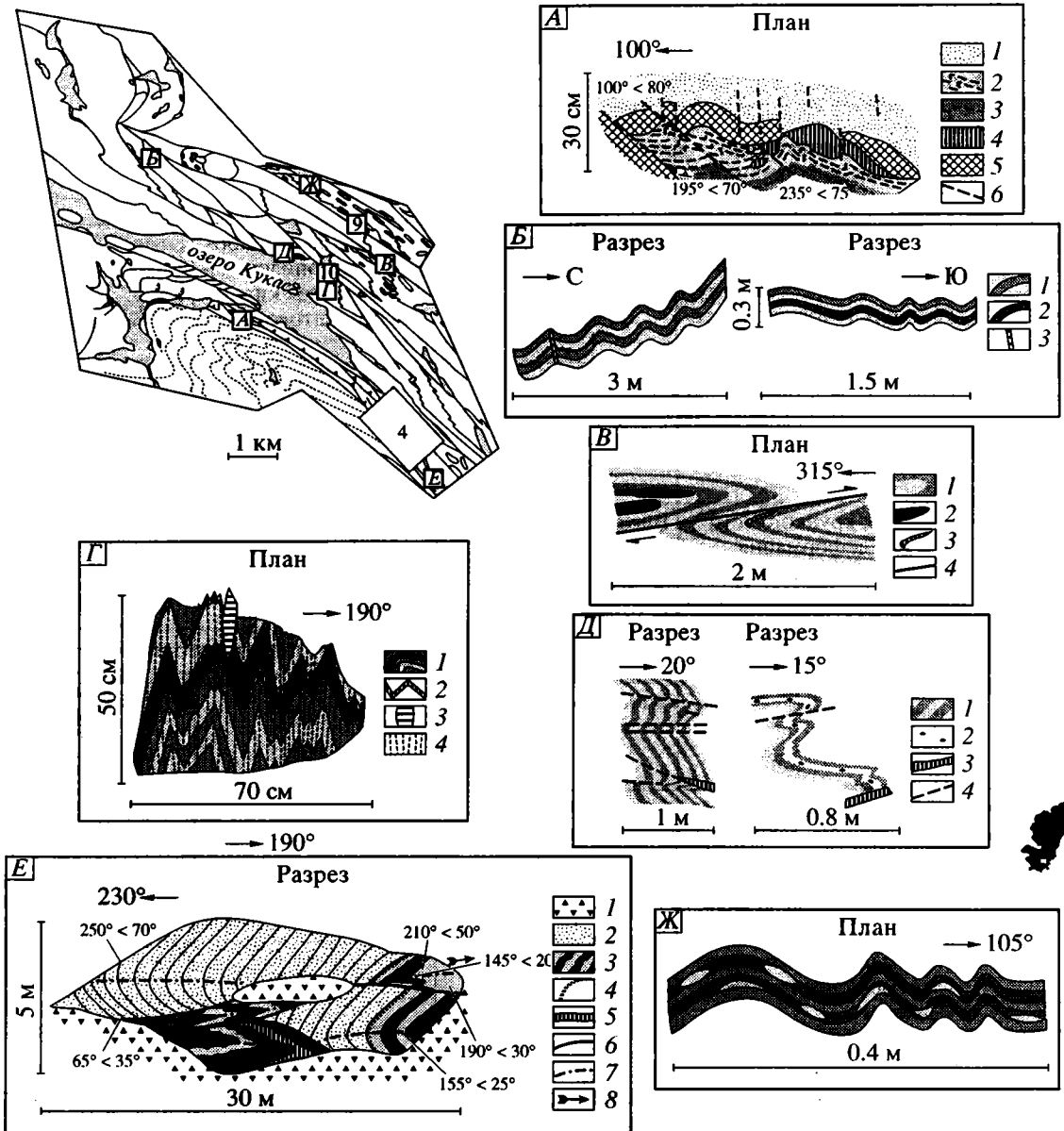


Рис. 3. Примеры структурных форм в докембрийских комплексах куксаозерского сегмента.

А – тектонический контакт слюдяных кварцитов и амфиболитов.

1 – слюдяные кварциты; 2 – динамосланцы; 3 – амфиболиты; 4 – кварцевые жилы; 5 – кварц-полевошпатовые жилы; 6 – разрывные нарушения.

Б – складки  $F_3$  небольшой интенсивности в лопийских породах.

Местами наблюдается дисгармоничная складчатость в тонких прослоях амфиболитов, залегающих среди более массивных гнейсов.

1 – слюдяные гнейсы; 2 – амфиболиты с порфиробластами граната; 3 – кварцевые жилы.

В – правдвиговое смещение и складки  $F_3$  в породах лопийского комплекса.

1 – биотит-амфиболовые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – кварцевые жилы; 4 – разрывные нарушения.

Г – складки  $F_3$  в местах максимальной интенсивности деформаций  $D_{n+3}$ . 1 – слюдяно-кианит-кварцевые сланцы; 2 – метаморфогенные кварцевые жилы, субогласные сланцеватости  $S_{n+1}$ ; 3 – кварцевые жилы выполнения; 4 – сланцеватость  $S_{n+3}$ .

Д – морфология складок  $F_4$ .

1 – амфиболиты; 2 – гранат-биотит-амфиболовые сланцы; 3 – кварцевые жилы; 4 – разрывные нарушения.

Е – надвиги этапа  $D_{n+4}$  в сумийских образованиях.

1 – современные отложения; 2 – кварциты; 3 – амфиболиты; 4 – слюдяные сланцы; 5 – кварцевые жилы; 6 – надвиги; 7 – оси складок  $F_4$ ; 8 – шарниры складок  $F_4$ .

Ж – складки  $F_4$  в линзовидно-полосчатых гнейсах лопия.

Местоположение примеров А–Ж, а также рис. 4, 9, 10 см. на врезке.



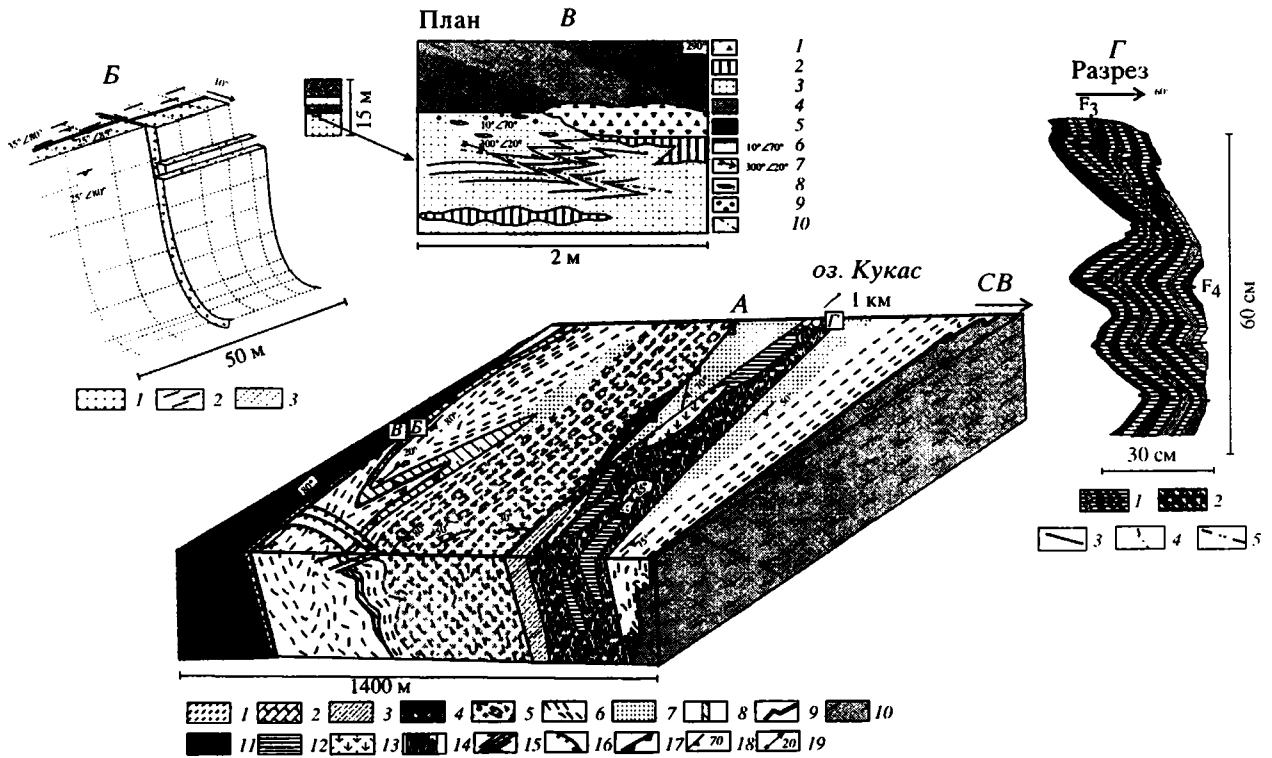


Рис. 4. А – строение юго-восточного окончания Кукасозерской структуры.

1–3 – людикий: 1 – углеродисто-кремнистые сланцы, 2 – мраморизованные доломиты, 3 – актинолитовые сланцы; 4 – сариолит: конгломераты; 5–9 – сумий: 5 – метамандельштейны, 6 – амфиболиты, 7 – амфибол-биотит-полевошпатовые сланцы, 8 – слюдистые кварциты, 9 – слюдисто-гранатовые сланцы; 10 – амфиболиты лопийского комплекса; 11 – гранито-гнейсы; 12 – горнблендиты; 13 – ультрабазиты; 14 – катаклазиты в шовной зоне; 15 – сдвиги; 16 – надвиги; 17 – зоны пластического течения; 18 – залегание сланцеватости (гнейсовидности); 19 – ориентировка шарниров складок  $F_3$ .

Б – сдвиговое смещение крутопадающего разрыва на контакте кварцитов в подошве сумия ( $PR_1$ ) и гранито-гнейсов арhea.

1 – кварциты; 2 – гранито-гнейсы; 3 – трещины. Остальные условные обозначения см. на А.

В – тектонический контакт гранито-гнейсов и кварцитов.

1 – современные отложения; 2 – кварцевые жилы; 3 – кварциты; 4 – мелкозернистые и 5 – крупнозернистые гранито-гнейсы; 6 – разрывы; 7 – ориентировка шарниров складок  $F_3$ ; 8 – сегрегации биотита; 9 – порфиробласты граната; 10 – оси складок  $F_3$ .

Г – наложение шевронных складок этапа  $D_{n+4}$  на складки  $F_3$  в людикийских доломитах.

1 – доломиты; 2 – катаклазиты; 3 – разрывы; 4, 5 – оси складок; 4 –  $F_3$ , 5 –  $F_4$ .

Этап  $D_{n+2}$ . Складки этого этапа в литературе [11] описываются как  $F_1$  субмеридиональной ориентировки в районе Ханкусьярви. По мнению Ю.И. Сыстры, в Кукасозерской структуре они не могут быть установлены из-за интенсивного сжатия. И, действительно, наблюдений по данным деформациям в восточной части Кукасозерского района у нас нет. Однако упомянуть о них необходимо для более полного понимания структуры.

Исследования в районе западной части оз. Ханкусьярви позволяют описать структурный парагенез этого этапа как сочетание асимметричных открытых, реже изоклинальных лежащих складок  $F_2$ , линейности пересечения  $b_2$ , неравномерно развитого избирательного кливажа  $S_{n+2}$  и малоамплитудных надвигов, близких по ориентировке к осевым плоскостям складок (рис. 5). Вдоль на-

двигов нередко отмечаются протрузии серпентинитов. Складки  $F_2$  имеют пологие шарниры и образованы более ранней сланцеватостью  $S_1$ , либо гнейсовидностью. Складки первоначально имели субмеридиональное простирание. Они разномаштабные, наблюдаются как мелкие (первые сантиметры), так и крупные (сотни метров) формы, опрокинутыми являются более короткие западные крылья, что указывает на восточную вергентность. На эти структуры наложились более поздние деформации: субширотные ( $F_4$ ) и субмеридиональные ( $F_5$ ) складки с субвертикальными осевыми поверхностями.

Форма Кукасозерской структуры в целом асимметрична. Субширотная складчатость, определяющая ориентировку Северо-Карельской зоны, хорошо проявлена лишь в южной части,



Рис. 5. Геологическая карта западной части Ханкусьярвской структуры (см. рис. 1, II).

1 – современные отложения; 2, 3 – ятулий: 2 – метапесчаники и кварцито-песчаники, 3 – амфиболиты; 4, 5 – архей: 4 – плагиограниты, 5 – биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы; 6 – полосчатые серпентиниты; 7 – крутопадающие разрывы; 8 – зоны трещиноватости; 9 – предполагаемая шовная зона; 10 – надвижки; 11 – оси складок (на разрезе); 12 – опрокинутое залегание слоистости; 13, 14 – ориентировка структурных элементов этапов: 13 –  $D_{n+1}$ ; а – сланцеватости и гнейсовидности, б – минеральной линейности, 14 –  $D_{n+2}$ : а – осевых плоскостей мелких складок, б – шарниров складок и линейности пересечения; 15 – залегание трещин.

вблизи оз. Кукас. В остальной части ее интенсивность ослабевает и превалирующими становятся более ранние (так как они деформированы в субширотные складки  $F_3$ ) меридиональные структуры, что указывает на существование синклинали этапа  $D_{n+2}$  с опрокинутым западным и нормальным восточным крыльями. Это позволяет

провести параллель между Кукасозерской и Пана-Куоляярвской структурами, где, по данным Ю.И. Сыстры [11], меридиональные структуры, в настоящее время отчетливо наблюдаемые в Куоляярви, к югу (в Паанаярвской синклинали) почти полностью переработаны и затушеваны последующей субширотной складчатостью.

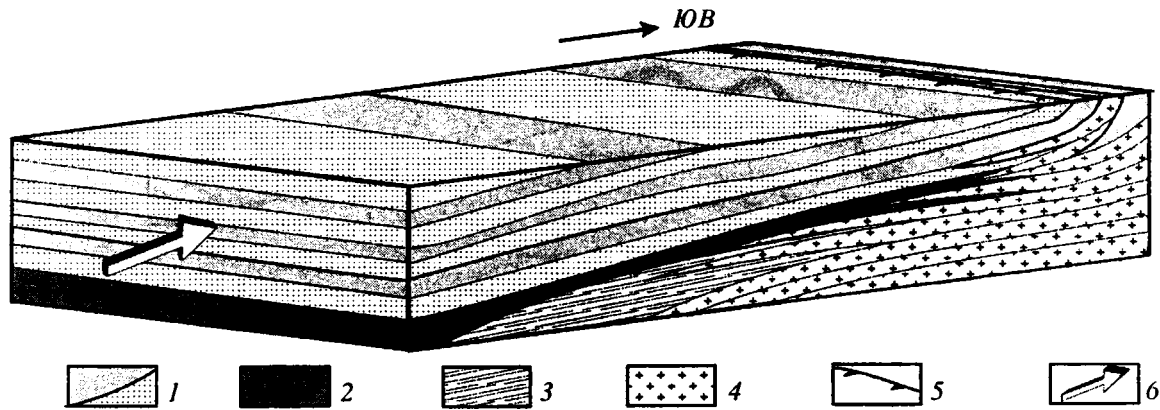


Рис. 6. Схема формирования структуры этапа пластического течения  $D_{n+1}$ .

1 – карельский комплекс; 2, 3 – Беломорский микроконтинент: 2 – лопийский комплекс, 3 – гнейсы беломорской серии; Карельский микроконтинент: 4 – плагииграниты и тоналиты; 5 – тектонические покровы; 6 – направление перемещения вещества.

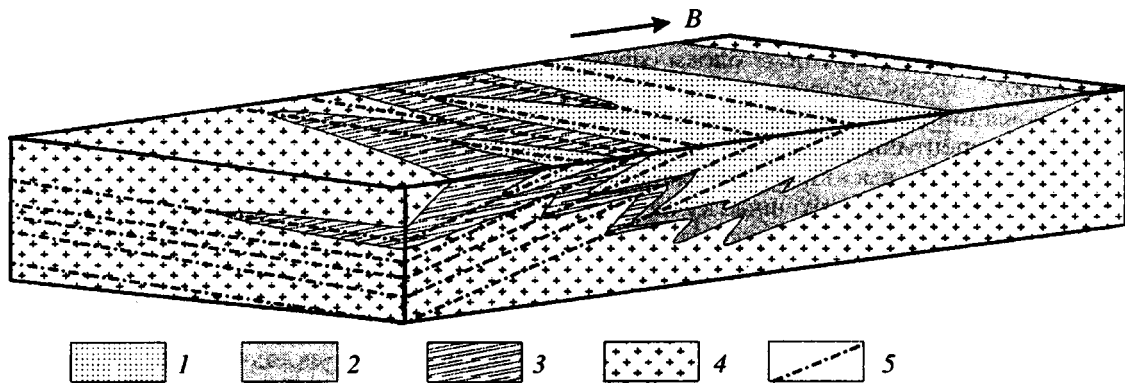


Рис. 7. Формирование синклиория субмеридиональной ориентировки этапа  $D_{n+2}$ .

1 – карельский и 2 – лопийский комплексы; 3 – гнейсы беломорской серии; 4 – плагииграниты и тоналиты; 5 – следы осевых плоскостей складок  $F_2$ .

Из анализа структурных элементов  $D_{n+1}$  и  $D_{n+2}$  (ориентировка минеральной линейности  $L_1$ , межбудинных пережимов, шарниров складок  $b_2$ , зергентность складок  $F_2$ ) следует, что деформации этих этапов происходили при тектоническом транспорте материала с запада на восток. Выстраивается последовательность:

$D_{n+1}$  – близгоризонтальное пластическое течение, образование субслоистой сланцеватости протерозойских породах, нагнетание вещества в юго-восточном направлении, метаморфизм амфиболитовой фации; тектоническое разлизование (рис. 6);  $D_{n+2}$  – “остывание”, потеря большей части пластичности, складчатость, формирование синклиория субмеридиональной ориентировки (рис. 7) с опрокинутым западным и нормальным восточным крыльями.

Этап  $D_{n+3}$ . С этими деформациями связана завершающая стадия формирования Северо-Карельской зоны в режиме коллизионной геодина-

мики. Специфика их проявления в приуроченности к границе Беломорского и Карельского микроконтинентов. По мере удаления от нее напряженность деформаций постепенно снижается (рис. 8).

Структурный парагенез: осевая шовная зона – главное разрывное нарушение, четко прослеживающееся вдоль южного берега оз. Кукас и круто падающее на север-северо-восток под углом  $70-80^\circ$ , системы сколов северо-западного (преимущественно правые сдвиги-сбросы) и север-северо-западного и субширотного (преимущественно левые сдвиги-сбросы) простирания, открытые субширотные, запад-северо-западные, складки  $F_3$ , линейность пересечения  $b_3$ , локально развитый кливаж  $S_{n+3}$ , в местах наибольшей интенсивности переходящий в сланцеватость с развитием диафторитов зеленосланцевой фации метаморфизма.

Осевой шов приурочен к южному берегу оз. Кукас и частично скрыт под его водами. Он представлен зоной брекчирования и ожелезнения,

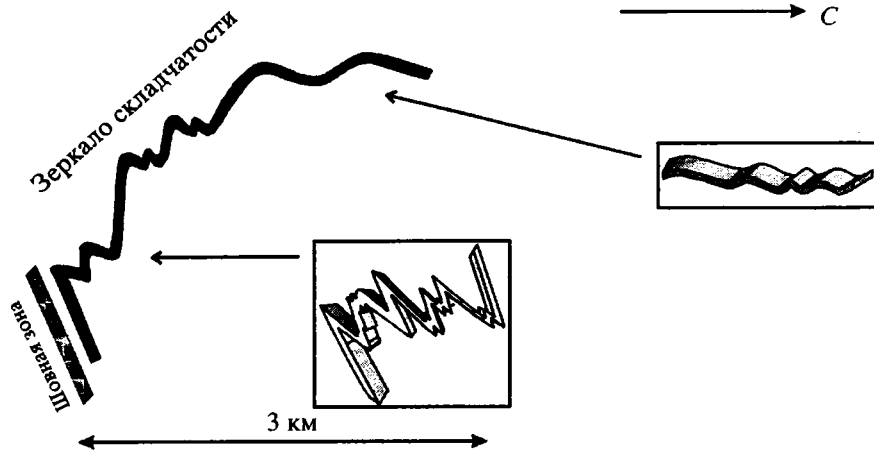


Рис. 8. Обобщенное изменение характера складчатости этапа  $D_{n+3}$  по мере удаления от шовной зоны.

ограниченной крутопадающими разрывами. Брекчирование и катаклиз по простиранию шва развиты неравномерно. Встречаются крупные блоки слабо нарушенных пород – метакarbonатных и метатерригенных образований людиковия. К шовной зоне приурочены тела серпентинизированных ультрабазитов и горнблендитов, имеющие линзовидную форму, в западной части расположенные кулисообразно. Эти породы, возможно, являются фрагментами офиолитового комплекса.

К северу от осевой структуры развиты преимущественно правые крутопадающие сдвиги северо-западного простирания (см. рис. 3В) с горизонтальной амплитудой десятки–сотни метров, которая фиксируется по смещению горизонта слюдисто-гранатовых сланцев с линзами кварцитов. Эти разрывы под острым углом пересекают оси парагенетичных с ними складок и одновозрастную сланцеватость (рис. 9). Нередко наблюдается выполнение кварцевыми жилами параллельной разрывам трещиноватости. Если кварцевые жилы пересекают преимущественно меланократовые породы, в зальбандах отмечаются зоны с перекристаллизованным крупнокристаллическим амфиболом; а если лейкократовые – с кварц-полевошпатовыми изменениями и биотитизацией. К востоку структура становится более сжатой, при этом прослеживается связь между правыми сдвигами и интенсивностью складчатости – восточнее каждого из разрывов складки несколько более сжатые, чем к западу. К югу от осевой шва выделяются преимущественно левые (учитывая левосторонний рисунок складок) малоамплитудные сдвиги субширотного и запад-северо-западного направлений. Для зоны разрыва характерно линзовидно-чечевичное строение – гранито-гнейсы архея чередуются с кварцитами сумия.

Складки  $F_3$  обладают пологими шарнирами, имеют южную вергентность или субвертикаль-

ны, амплитуда не превышает 5 м, угол между крыльями в зависимости от интенсивности колеблется от 30 до 140°. Складки асимметричные, длинными являются крутые крылья. К югу от шовной зоны складки более сжатые, острозамковые, в плане левосторонние (см. рис. 4В). Для северной части обычен правосторонний в плане рисунок складок, веерообразный их характер (рис. 10). Вблизи главного разрыва на северном берегу оз. Кукас отмечается опрокинутое залегание (лопий структурно выше сумия), обусловленное приспособлением древних плоскостных текстур к шовной зоне. По мере удаления от нее складчатость становится менее напряженной и асимметричной, зеркало складчатости приобретает пологую ориентировку (см. рис. 8). На северо-западе района наблюдается дисгармоничная складчатость в тонких слоях амфиболитов, залегающих среди более массивных гнейсов (см. рис. 3Б).

Кливаж  $S_{n+3}$  проявлен неравномерно. В местах наименьшей интенсивности складчатости он отсутствует или находится в зачаточном состоянии (см. рис. 3Б). Для участков средней интенсивности характерен веерообразный кливаж (см. рис. 10), изредка выполненный кварцевыми жилами. Отмечается рефракция кливажа и его избирательный характер в зависимости от литологического состава пород. На участках с максимальным развитием деформаций  $D_{n+3}$  кливаж параллельный, проникающий, переходящий в сланцеватость (см. рис. 3Г, 9), при этом проявляется регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации. На плоскостях  $S_{n+3}$  появляется биотит-хлоритовая минерализация. Длинные крылья асимметричных складок в таких местах субпараллельны кливажу. Относительно крупные тела диоритов и трондьемитов из-за меньшей пластичности этих пород по сравнению с вмещающими гнейсами не участвуют в формировании мелких складок и имеют кососекущие соотношения с их

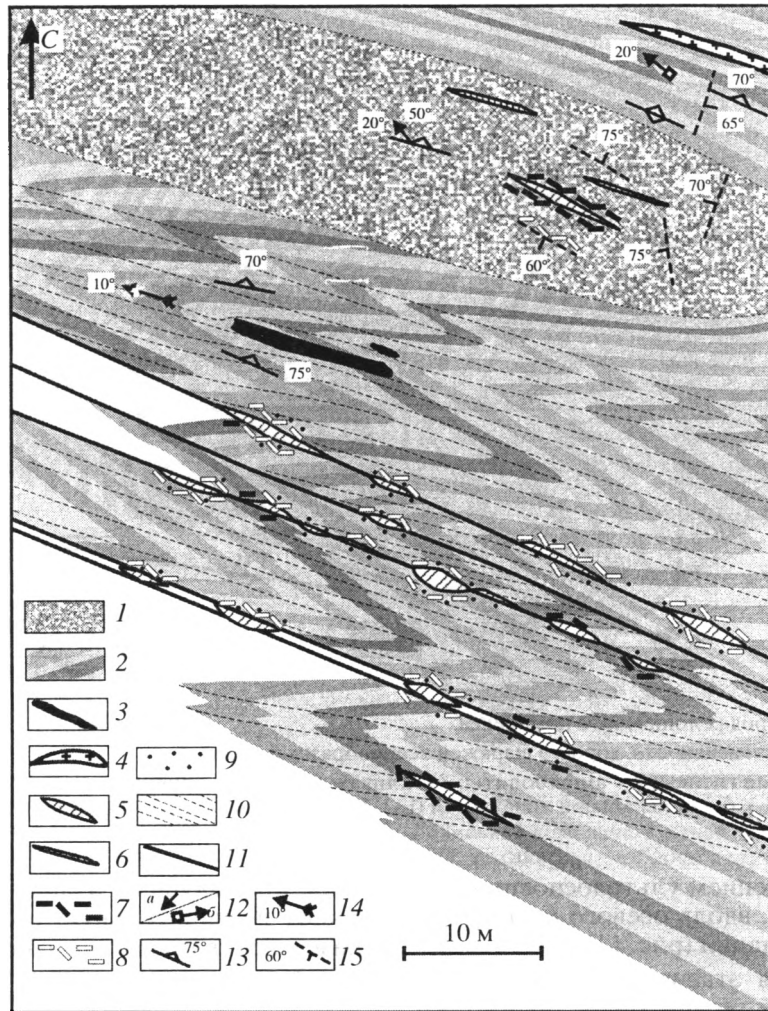


Рис. 9. Деформации этапа  $D_{n+3}$  в породах лопийского комплекса.

Среди гнейсов отмечаются тектонические линзы разгнейсованных тронджемитов и кварцевых диоритов, в которых данные деформации из-за более низкой пластичности этих пород проявлены слабее.

1 – тронджемиты; 2 – биотит-амфиболовые гнейсы; 3 – амфиболиты; 4 – аплиты; 5, 6 – кварцевые жилы (вне масштаба); 5 – секущие, 6 – согласные гнейсовидности; 7–9 – сегрегации минералов в зальбандах жил: 7 – амфибола, 8 – полевого шпата, 9 – биотита; 10 – сланцеватость ( $S_3$ ); 11 – разрывные нарушения; 12 – минеральная линейность ( $L_1$ ): а – по амфиболу, б – по агрегатам слюд; 13 – залегание гнейсовидности ( $S_1$ ); 14 – ориентировка шарниров ( $b_3$ ) складок  $F_3$ ; 15 – залегание трещин.

осями, но система сколовых трещин с кварц-полевошпатовыми жилами и околожилными изменениями, характерная для этой стадии деформаций, проявлена одинаково хорошо как в гнейсах, так и в тронджемитах. В архейских гранито-гнейсах наблюдаются открытые малоамплитудные складки, образованные гнейсами совидностью свекофеннского возраста.

Шарниры складок  $b_3$  полого погружаются на запад-северо-запад. По ориентировке они близки к минеральной линейности  $L_1$ , что, вероятно, дало основание Ю.И. Сыстре [11] связать последнюю с данными деформациями, которые он описывает как складки  $F_2$ . Но при анализе структурных диаграмм

выяснилось, что хотя области концентрации  $b_3$  и  $L_1$  перекрываются, максимумы их не совпадают. Так,  $\max b_3 = 290^\circ \angle 10^\circ$ , а  $\max L_1 = 310^\circ \angle 20^\circ$ . Таким образом, угол между ними составляет 22–23°. Кроме того,  $L_1$  всегда лежит в плоскости сланцеватости  $S_{n+1}$  и развита одинаково хорошо, независимо от интенсивности проявления поздних деформаций, и, самое главное, для формирования минеральной линейности по амфиболу требуется метаморфизм амфиболитовой фации, которого не было в данном районе во время деформаций  $D_{n+3}$ .

Таким образом, формирование структуры этапа  $D_{n+3}$  происходило при субмеридиональном сжатии в обстановке лобовой коллизии, которая

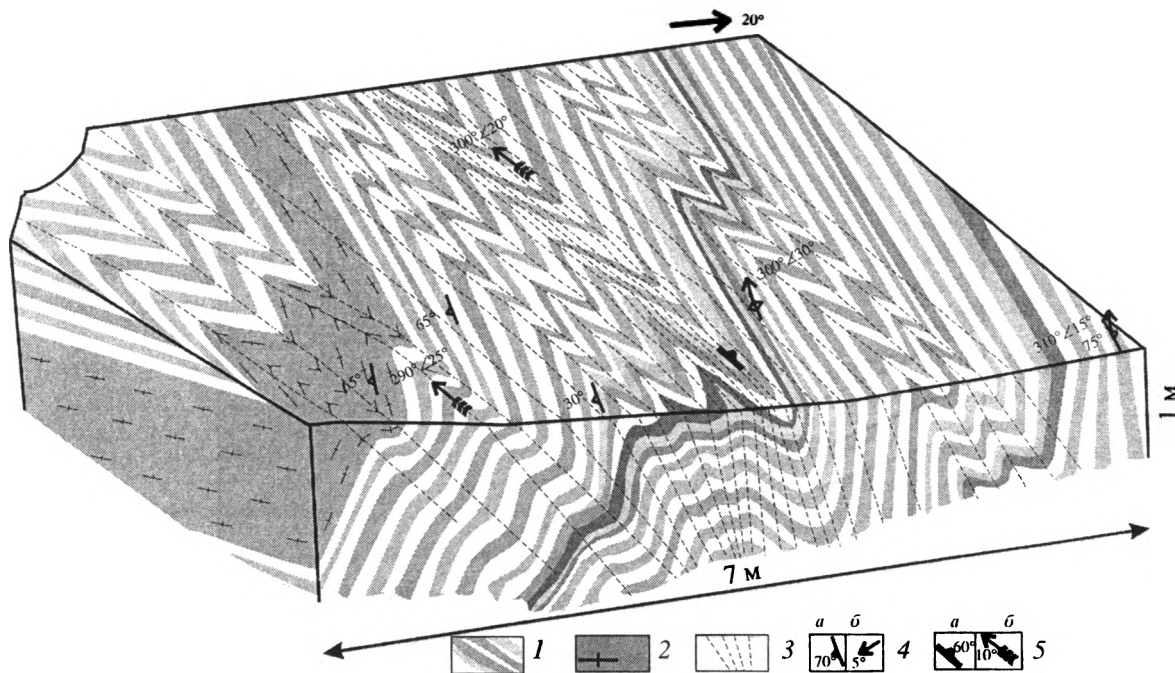


Рис. 10. Складки  $F_3$  в породах лопийского комплекса.

Деформации средней интенсивности, хорошо выражен веерообразный кливаж.

1 – биотит-амфиболовые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – кливаж ( $S_3$ ); 4, 5 – ориентировка структурных элементов: 4: а – гнейсовидности ( $S_1$ ), б – минеральной линейности ( $L_1$ ); 5: а – кливажа ( $S_3$ ), б – шарниров ( $h_3$ ) складок  $F_3$ .

сопровождалась внедрением ультраосновных пород, главным образом, вдоль осевого шва в зоне максимальных деформаций (рис. 11).

После рассмотрения этапов деформаций, связанных с коллизионной геодинамикой, можно попытаться восстановить траекторию тектонического транспорта комплексов пород к поверхности при коллизии Беломорского и Карельского микроконтинентов. Вначале тектоническое течение осуществлялось вдоль горизонтальной поверхности ( $D_{n+1}$ ), затем угол к горизонту составлял 20–40° ( $D_{n+2}$ ), а в завершающую стадию – около 70° ( $D_{n+3}$ ). Отсюда можно сделать вывод, что Северо-Карельская коллизионная зона имеет листрический облик и погружается под Беломорский микроконтинент (на что указывает южная вергентность складок  $F_3$ ). Косое по отношению к шовной зоне направление перемещения вещества в первые две стадии деформаций, возможно, определялось региональным полем напряжений, которое отмечалось в то время в пределах всего Карельского микроконтинента [11] и было связано с влиянием процесса закрытия океанического бассейна в свекофеннской области.

Теперь рассмотрим деформации, связанные в пределах Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны с постколлизионной активизацией.

Этап  $D_{n+4}$ . В этот этап происходило образование мелких шевронных складок и обновление ра-

зрывов предыдущего этапа. Данные деформации играют незначительную роль и практически не оказывают влияния на сформированную ранее структуру.

В восточной части Кукаозерской структуры отмечается активизация хрупких крутопадающих разломов. Образуется новый структурный парагенез (рис. 12) – правые сдвиги широтного – восток-северо-восточного простирания, левые сдвиги запад-северо-западного простирания, сопряженные с ними малоамплитудные надвиги и север-северо-западные мелкие лежачие, часто шевронные складки  $F_4$  с пологими шарнирами. Доказательством наложенного характера этих дислокаций является деформация складок  $F_3$  (см. рис. 4В). Форма складок  $F_4$  подчиняется положению древней сланцеватости (см. рис. 3Д). Так, при крутом залегании последней они имеют более симметричный рисунок и зеркало складчатости субвертикально. При первоначальном пологом залегании сланцеватости рисунок асимметричный, пологие крылья более длинные. В зависимости от интенсивности деформаций угол между крыльями колеблется от 50 до 150°. Иногда отмечаются кинк-зоны. Осевые плоскости полого падают на запад-юго-запад, если эти складки находятся в парагенезисе с правыми сдвигами, или на юго-восток, если с левыми. Синхронно с образованием складок наблюдается вращение порфириобластов

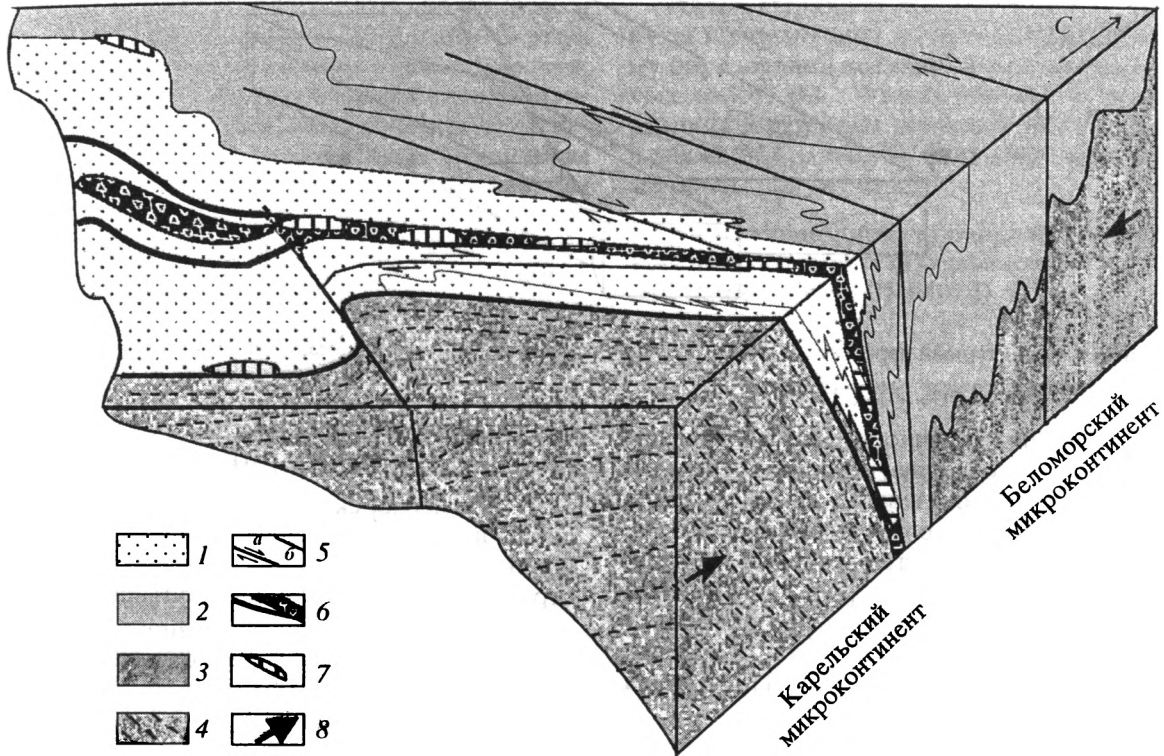


Рис. 11. Структура этапа  $D_{n+3}$ .

1 – карельский комплекс; 2, 3 – Беломорский комплекс, 3 – гнейсы беломорской серии; Карельский континент: 4 – плагиограниты и тоналиты; 5 – разломы: а – сдвиги, б – взбросы и сдвиго-взбросы; 6 – шовная зона; 7 – тела ультрабазитов; 8 – направление сжатия.

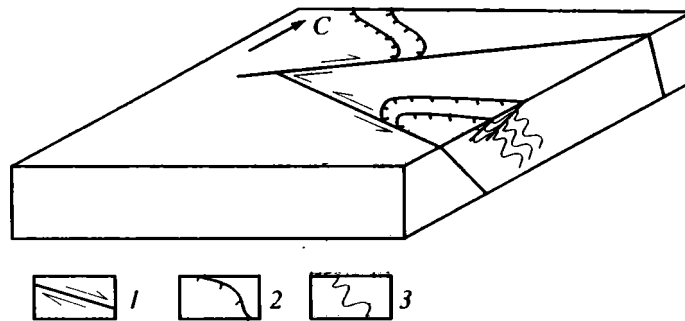


Рис. 12. Структурный парагенез этапа  $D_{n+4}$ . 1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – складки  $F_4$ .

граната. Кливаж находится в зачаточном состоянии, иногда выполнен кварц-полевошпатовыми жилами, к зальбандам которых отгоняется и перекристаллизуется амфибол.

Шарниры складок  $b_4$  ( $\max b_4 = 300^\circ \angle 15^\circ$ ) полого падают на запад-северо-запад, реже на юго-восток. Чешуйчатые осепараллельные надвиги, связанные со сдвигами, встречаются редко. Амплитуда их составляет первые метры – первые десятки метров (см. рис. 3Е). Плоскости сместителя представлены узкими зонами милонитов.

Сдвиги, как правило, наследуют разрывные нарушения этапа  $D_{n+3}$  и имеют небольшую ам-

плитуду. Максимальное смещение, наблюдаемое по правому сдвигу, пересекающему осевую шовную зону на южном берегу оз. Кукас, составляет около 1 км.

Этап  $D_{n+5}$ . Наиболее молодым является структурный парагенез открытых субмеридиональных складок и сопряженных систем крутопадающих разрывов север-северо-западного и север-северо-восточного простирания (рис. 13). В восточной части Кукасозерской структуры развита преимущественно ССЗ трещиноватость, по которой отмечаются незначительные перемещения (от первых сантиметров до первых метров) правосдвигового



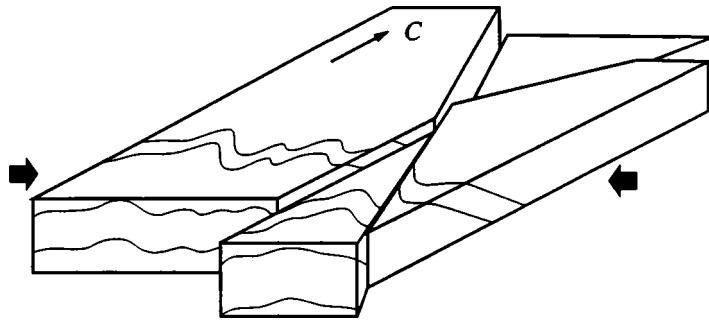


Рис. 13. Структурный парагенез этапа  $D_{n+5}$ : сопряженные системы сколов, малоамплитудные складки.

характера. Трещины обычно не минерализованы, но изредка по ним прослеживаются кварцевые жилы выполнения, проходят зоны лимонитизации. Иногда в парагенезисе с трещиноватостью наблюдаются мелкие открытые складки субмеридионального простирания (см. рис. 3Ж), ориентировка шарниров которых полностью подчиняется залеганию ранней сланцеватости. Подобные структуры описаны Ю.Й. Сыстрой [11] как складки  $F_3$ .

Хотя величины смещения по трещинам невелики, суммарно они приводят к эффекту изменения простирания более древних структур. Так, главная шовная зона и близкие к ней разрывы в результате мелких дискретных правосдвиговых перемещений, которые в мелком масштабе отобразить невозможно, становятся более северо-восточными (см. рис. 4А). Древняя минеральная линейность и шарниры к востоку также постепенно приобретают меридиональную ориентировку, что может свидетельствовать о небольшом горизонтальном вращении мелких блоков по часовой стрелке.

Известно, что вся Кукаозерская структура в целом в плане дугообразно изогнута и обращена выпуклостью к северу [11]. Отмечается, главным образом, горизонтальное изгибание линейных текстур (см. таблицу, этап  $D_{n+5}$ ), что свидетельствует о характере поля напряжений: при субширотном направлении сжатия (с) ось растяжения (а) меридиональна и полого, а промежуточная (ось b) – субвертикальна. То есть, если бы породы не были ранее деформированы, должны были бы образоваться крутошарнирные складки, характерные для сдвиговых зон. И, действительно, восточнее Кукаозерской структуры проходит крупный правый сдвиг субмеридиональной ориентировки (см. рис. 1, врезку), сформировавшийся в заключительную фазу свекокарельского тектогенеза [13], следовательно, завершающая стадия деформаций Кукаозерской структуры имеет тот же возраст.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В Кукаозерском сегменте Северо-Карельской зоны выделяются следующие признаки, позволяющие считать его частью коллизионной структуры типа континент–континент [5, 7]:

1. Он ограничен двумя разнородными континентальными блоками – Беломорским и Карельским микроконтинентами.

2. По нашему мнению, структура Кукаозерского сегмента не является синклиальной, как это принято считать [11 и др.]. Крылья разделены шовной зоной, разрезы карельского комплекса на разных крыльях плохо коррелируются между собой, отсутствует центральная переходная часть.

3. Шовная зона маркируется телами ультрабазитов, которые, возможно, являются фрагментами офиолитового комплекса.

4. Формирование Кукаозерского сегмента произошло в относительно короткий промежуток времени в течение раннего протерозоя (свекокарельская тектоническая эпоха). Деформации и высокотемпературный метаморфизм локализируются вблизи шовной зоны на границе континентальных блоков.

Между тем ряд вопросов остается нерешенным, а некоторые факты могут быть истолкованы неоднозначно: состав метавулканитов карельского комплекса недостаточно изучен для выяснения их генезиса. Многие исследователи связывают раннепротерозойский вулканизм с континентальным рифтогенезом [13 и др.].

Итак, в раннем протерозое существовали два крупных блока континентальной земной коры: с северо-востока Беломорский, с юго-запада Карельский микроконтиненты (в современных координатах), вероятно, разделенные палеоокеаном [8]. В эпоху свекофеннского тектогенеза (1800–1600 млн. лет) они вступили в коллизионное взаимодействие. Данные, полученные при анализе деформаций и синтектонического метаморфизма, дают достаточные основания для



построения модели развития структуры Кукасозерского сегмента в режиме коллизии. С этим процессом связаны деформации первых трех этапов. Реконструируются три обстановки, характеризующиеся различными уровнями глубинности и направлением сжатия. На современном эрозионном срезе обнажаются геологические образования, последовательно претерпевшие динамометаморфизм в каждой из этих обстановок, которые сменялись по мере тектонического выведения комплексов пород к поверхности вдоль шва листрического облика. Последующие дислокации не оказали существенного влияния на ранее сформированную структуру.

а)  $D_{n+1}$  – первая стадия коллизии. Обстановка интенсивного косоугольного сжатия в глубинных условиях (около 20 км). Характеризуется пластическим течением и тектоническим разлинзованием в условиях высокобарического низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации ( $T \sim 530\text{--}680^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 7\text{--}8$  кбар) [9, 10]. Тектоническое течение вещества осуществлялось в восток-юго-восточном направлении.

б)  $D_{n+2}$  – вторая стадия коллизии. Обстановка интенсивного косоугольного сжатия в условиях средних глубин (10–15 км). Характеризуется хрупкопластическими деформациями с формированием асимметричных лежачих складок восточной вергентности, протрузиями ультрабазитов вдоль осепараллельных надвигов при регрессивном метаморфизме зеленосланцевой фации. Перемещение материала происходило в восточном направлении.

в)  $D_{n+3}$  – третья стадия коллизии. Обстановка фронтального сжатия в условиях средних глубин (около 10 км). Характеризуется хрупкопластическими деформациями, локализованными вблизи осевого шва коллизии, который маркируется развитием зон катаклаза, милонитизации и телами ультрабазитов. Деформации сопровождалась вертикальной складчатостью, с развитием в зонах максимальных дислокаций диафоритов зеленосланцевой фации ( $T \sim 500\text{--}550^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 5$  кбар) [10]. Направление сжатия было субмеридиональным.

г) После завершения коллизии отмечается процесс активизации хрупких разрывов, образование малоамплитудных надвигов и развитие мелких шевронных складок ( $D_{n+4}$ ). Формирование структуры закончилось деформациями в зоне влияния крупного правого сдвига в заключительную фазу свекокарельского тектогенеза ( $D_{n+5}$ ).

Таким образом, структурообразование в Кукасозерском сегменте Северо-Карельской зоны связано с коллизионной геодинамикой. Деформации участвующих в коллизии геологических комплексов зависят от уровня глубинности и вариаций поля напряжений.

Автор выражает признательность М.Л. Сомину за консультации по литологии и метаморфизму образований докембрия при проведении полевых работ, В.С. Федоровскому за незаменимую помощь в решении вопросов палеогеодинамики, а также М.Г. Леонову за ценные критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64412).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
2. Горлов Н.В. Новые данные о положении беломорской серии в стратиграфическом разрезе докембрия Балтийского щита // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 35–39.
3. Григорьева Л.В. О строении и развитии Северо-Карельской зоны карелид // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск: Карельское кн. изд-во, 1966. С. 137–147.
4. Демидов Н.Ф., Кратц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 95–116.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 1994. 299 с.
6. Дюков С.А., Карпинская Н.В. Результаты геолого-геохронологических исследований в зоне сочленения восточно-карельских карелид с беломоридами // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 7–14.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
8. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.Н., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
9. Московченко Н.И., Турченко С.И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л.: Наука, 1982. 160 с.
10. Петров В.П., Волошина Э.М. К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая

- эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 75–83.
11. *Сыстра Ю.И.* Тектоника карельского региона. С.-П.: Наука, 1991. 176 с.
12. *Шуркин К.А., Пушкарев Ю.Д.* К методике картирования тектонитов амфиболитовой фации метаморфизма (на примере зоны сочленения беломорид и карелид Северной Карелии) // Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970. С. 391–401.
13. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 112 с.
- Рецензенты: В.С. Федоровский, В.А. Глебовицкий*

## Structural Evolution of the Lake Kukas Segment, North Karelia Collision Zone

I. I. Babarina

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 7, Moscow, 109017 Russia*

Structural analysis of Archean–Early Proterozoic rocks of the Lake Kukas segment of the North Karelia collision zone, which separates the Karelian granite–greenstone area from the Belomorian gneiss belt (regarded by Mints *et al.* [8] as microcontinents (microplates) in the Early Proterozoic framework of the eastern Baltic shield), reveals five deformation stages of Svecofennian age ( $PR_1$ ). The first stage,  $D_{n+1}$ , is characterized by plastic flow of matter and tectonic lenses that formed during high-pressure amphibolite-facies metamorphism. In the process, the preexisting planar structures in Archean rock complexes turned vigorously into linear structures (adjusting to the new structural plan), whereas structural features related with the earlier deformations ( $D_n$ ) were obliterated. During the second stage ( $D_{n+2}$ ), roughly N–S-trending, E-vergent asymmetrical folds formed, and serpentinites protruded along thrusts parallel to the axial planes of the folds under retrograde, greenschist-facies, metamorphism. During the third stage,  $D_{n+3}$ , a suture zone and attendant subvertical folds arose between the Karelian and Belomorian microcontinents. As the deformation attained its maximum, greenschist-facies diaphoresis manifested itself. During the fourth stage,  $D_{n+4}$ , brittle fractures were reactivated, and minor chevron folds appeared along with kink zones. During the fifth stage,  $D_{n+5}$ , the Lake Kukas segment acquired its arcuate bend, and a system of brittle fractures arose in the zone affected by a major dextral strike-slip fault that occurs east of the study area. The analysis of deformations and syntectonic metamorphism provides sufficient evidence to create a model of development of the Lake Kukas segment in a collisional mode. Collision is responsible for the first three deformation stages. One may reconstruct three environments with distinctive depths and directions of deformation. The present erosion bevel exposes rocks that suffered dynametamorphism in the three consecutive environments, through which they passed while being exhumed tectonically and, possibly (to a smaller extent), by denudation. The structure thus formed has not been affected significantly by any subsequent dislocations.

Сдано в набор 13.02.98 г.

Подписано к печати 16.04.98 г.

Формат бумаги  $60 \times 88 \frac{1}{8}$

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.9 тыс.

Уч.-изд. л. 14.1

Бум. л. 6.0

Тираж 389 экз.

Зак. 3620

Международная академическая издательская компания “Наука” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1997 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука” за 1997 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

## ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

*Дистлер В.В., Лаверов Н.П., Митрофанов Г.Л.*

“Поведение элементов платиновой группы в черносланцевых толщах: модель формирования гигантских скоплений”.

“Геология рудных месторождений”, “Доклады Академии наук”

## ПРЕМИИ

*1. Яременко Ю.В.*

“Причины и последствия экономического кризиса”.

“Проблемы прогнозирования”

*2. Барсуков В.Л., Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И., Князева С.Н.*

“Физико-химическое термодинамическое компьютерное моделирование геохимических процессов формирования химического состава подземных вод глубоких зон земной коры и гидротермальных растворов”.

“Геохимия”, “Доклады РАН”

*3. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П.*

“Современные минералообразующие процессы в спрединговых центрах Мирового океана”.

“Геология рудных месторождений”, “Доклады РАН”, “Океанология”

*4. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнге С.Л.*

“Напряженное состояние сейсмичность стабильных блоков литосферы”.

“Физика Земли”, “Доклады РАН”

*5. Леонов Ю.Г.*

“Тектоника, геодинамика и напряженное состояние земной коры древних платформ”.

“Геотектоника”, “Стратиграфия. Геологическая корреляция”

*6. Перчук Л.Л., Геря Т.В., Сафонов О.Г., Соболев Н.В., Янаскурт В.О., Шацкий В.С., Ван Р.Д., Смит А., Окай А., Вэлли Д.*

“Проблема метаморфизма, включая новые методы восстановления Р-Т трендов, и разработки геодинамических моделей метаморфизма”.

“Петрология”

*7. Холодов В.Н.*

“Новая концепция фосфоритообразования”.

“Литология и полезные ископаемые”

*8. Чувашов Б.И.*

“Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции)”.

“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

**Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках**

Агрохимия  
Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биология моря  
Биоорганическая химия  
Биофизика  
Биохимия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
Государство и право  
Доклады академии наук

Журнал аналитической химии  
Журнал вычислительной математики  
и математической физики  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Защита металлов  
Зоологический журнал  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Серия литературы и языка  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Лесоведение  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Молекулярная биология  
Неорганические материалы  
Нефтехимия  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение  
Приборы и техника эксперимента  
Прикладная биохимия и микробиология  
Проблемы прогнозирования  
Программирование  
Радиохимия  
Радиотехника и электроника  
Стратиграфия. Геологическая корреляция  
Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Труды Математического института имени В.А. Стеклова  
Физика Земли  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*Agricultural Chemistry*  
*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Biophysics*  
*Biochemistry (Moscow)*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Environmental Geoscience*

*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,*  
*Doklady Physics*  
*Doklady Earth Sciences*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Computational Mathematics and Mathematical Physics*

*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Protection of Metals*  
*Russian Journal of Zoology*  
*Biology Bulletin*

*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Russian Forest Sciences*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Molecular Biology*  
*Inorganic Materials*  
*Petroleum Chemistry*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology and Electronics*  
*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы МАИК “Наука”, выходящие в свет на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*