

Номер 3

Май - Июнь 1995

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



XXX

1965 ЛЕТ 1995



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 1995 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

М.Е. Артемьев, 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, А.В. Чекунов (Украина), 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. Pushcharovsky – Editor

A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

М.Е. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
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. Perfilyev, 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
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1995 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 1995

Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид
Центральной Азии

*В. С. Федоровский, А. Г. Владимиров, Е. В. Хаин, С. А. Каргополов,
А. С. Гибшер, А. Э. Изох*

3

К вопросу о выделении рифтовых структур в фундаменте
Западно-Сибирской плиты

Ю. А. Павлов

23

Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана:
геодинамика и генезис

*В. А. Кононова, В. А. Первов, О. А. Богатиков,
У. Мюс-Шумахер, И. Келлер*

35

Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений
с подводных обитаемых аппаратов

Л. П. Зоненшайн, В. Г. Казьмин, М. И. Кузьмин

46

Геодинамическая типизация триасово-юрских
эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна
(Корякское нагорье)

*В. Н. Григорьев, С. Д. Соколов, К. А. Крылов,
В. В. Голозубов, И. Е. Пральникова*

59

Плейстоценовые деформации черноморских террас
на кавказском побережье

С. А. Несмеянов

70

Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 3, 1995

Tectonics, metamorphism and magmatism of the collision zones
of Central Asian Caledonides

*V. S. Fedorovsky, A. G. Vladimirov, E. V. Khain, S. A. Kargopolov,
A. S. Gibsher, A. E. Isokh*

3

On the problem of rift structures in the West-Siberian plate basement

Yu. A. Pavlov

23

Mesozoic potassium-rich magmatism of the Central Aldan:
geodynamics and genesis

*V. A. Kononova, V. A. Pervov, O. A. Bogatikov,
V. Mues-Schumacher, J. Keller*

35

New data on Baikal history: observation results from submersibles

L. P. Zonenshain, *V. G. Kazmin, M. I. Kuzmin*

46

Geodynamic typification of the Triassic-Jurassic volcanic-siliceous complexes
of the Kuyul' terrane (Koryak Range)

*V. N. Grigor'ev, S. D. Cokolov, K. A. Krylov,
V. V. Golozubov, I. E. Pral'nikova*

59

The pleistocene deformations of the Black Sea terraces
in the Caucasus coast

S. A. Nesmeyanov

70

УДК 551.242.3 (235.2)

ТЕКТОНИКА, МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 1995 г. В. С. Федоровский*, А. Г. Владимиров**, Е. В. Хаин*, С. А. Каргополов**,
А. С. Гибшер**, А. Э. Изох**

*Геологический институт РАН, Москва

**Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 06.07.94 г.

Структура каледонид Центральной Азии определяется взаимодействием Сибирской плиты и многочисленных террейнов, причлененных к ней в процессе коллизионного торошения и охваченных поясами ремобилизации. Вдоль южного фаса Сибирской плиты это столкновения типа "террейн-континет", а внутри самой коллизионной системы – варианты типа "террейн-террейн", "дуга-террейн", "дуга-дуга". Рассмотрены особенности тектоники, магматизма и метаморфизма наиболее распространенного варианта коллизии: "дуга-террейн" (Ольхонский регион, Западная Монголия, Восточный Саян, Юго-Восточная Тува). Для таких зон характерны обдукция на окраины террейнов (с корой континентального типа) островодужных комплексов, формирование покровно-сдвиговых складчатых систем, прогрессивно-зональный метаморфизм аллохтонов, повторный метаморфизм и тектоническая ремобилизация автохтонов, мощное проявление купольного тектогенеза, охватывающего и автохтоны, и аллохтоны, появление интрузивных поясов базит-ультрабазитов. Пространственная и хронологическая сопряженность коровых и мантийных явлений в зонах коллизии закономерна и связана с блокировкой субдукции, отрывом слэба и возникновением индуцированной конвекции, поставляющей вещество аномальной мантии к подошве коллизионного шва.

Исследования последних лет приносят все больше свидетельств мощной повторной тектонической и вещественной ремобилизации (реактивации) коры в зонах субдукционного и коллизионного генезиса. Эти явления весьма характерны как для окраин древних платформ (на их границах с более молодыми – фанерозойскими – геодинамическими системами), так и для отдельных континентальных террейнов (микроконтинентов), входящих в состав внутриматериковых поясов и прошедших длительное полициклическое развитие. Теория тектоники литосферных плит объясняет эмпирически установленную связь зон ремобилизации с режимами субдукции и коллизии по-разному. В зонах субдукционного генезиса ведущая роль отводится мантийному фактору, когда особенности метаморфизма, тектоники и магматизма рассматриваются как следствие погружения холодной океанической литосферы в верхнюю мантию, ее разогревом, дегидратацией с выделением флюидов, выплавлением базальтов и андезитовых магм. Последние в конечном счете ответственны за подъем изотерм и массовое гранитообразование. В зонах коллизионного генезиса ведущая роль отводится утолщению или удвоению коры и как следствие – ее разогреву и частичному плавлению. Предполагается, следовательно, что отличия процессов тектонической и вещественной ремобилизации коры связаны с особенностями динамики мантии, которая ведет

себя либо активно в субдукционных зонах (диапиризм и выплавление глубинных магм), либо пассивно – в зонах коллизии (анатексис и гнейсово-купольный тектогенез). Однако реальная картина оказывается шире и разнообразнее этой простой модели. Данные, полученные авторами на примерах каледонид юга Сибири [6, 11, 16, 21, 33, 35], Монголии [8, 33], герцинид Восточного Казахстана [14], киммеридо-альпид Памиро-Гималаев [5, 17], приводят к заключению о том, что существует особый тип коллизионного тектогенеза, в котором ведущая роль в ремобилизации континентальной коры принадлежит процессам возбуждения мантии, а коровые процессы, несмотря на внушительные масштабы их проявления, вторичны.

Сравнительный анализ разновозрастных коллизионных зон Азии обнаруживает постоянно повторяющийся комплекс признаков: совпадение ареалов обдуцированных на континентальные окраины покровно-сдвиговых складчатых пакетов или систем с ореолами прогрессивно-зонального метаморфизма аллохтонов и ореолами повторного метаморфизма и ремобилизации в автохтонах, полями гранито-гнейсовых куполов, интрузивными поясами до-, син- и постметаморфических базит-пикробазитов. Как правило, формирование зон ремобилизации завершается внедрением крупных масс интрузивных гранитоидов корово-мантийного (I-тип) или корового

(S-тип) генезиса [15, 17]. Эмпирически наблюдается, таким образом, тесная связь во времени и пространстве процессов возбуждения мантии и процессов собственно корового стиля, и очевидно, что такое совпадение не могло быть случайным. Особенности этого типа коллизионного тектогенеза рассматриваются ниже на примере каледонид Центральной Азии.

Тектоническое районирование каледонид Центральной Азии. Синтез геохронологических данных, полученных в последние годы по метаморфическим и магматическим образованиям Центральноазиатского складчатого пояса, позволяет по-новому подойти к расшифровке его тектоники. Прежде всего это относится к возрасту метаморфических комплексов, традиционно считавшихся раннедокембрийскими, но получивших теперь палеозойские радиометрические датировки [2, 21, 22, 35]. Обращают на себя внимание два момента. Во-первых, полученные различными геохронологическими методами или их комбинациями (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) палеозойские возрасты во всех случаях укладываются в достаточно узкий интервал – 490 - 450 млн. лет, что позволяет отнести их к одному и тому же каледонскому событию в истории формирования Центральноазиатского складчатого пояса. Во-вторых, важной особенностью является принадлежность всех имеющихся датировок к высокотемпературным метаморфическим комплексам, выходы которых в современном эрозионном срезе рассматривались, а многими исследователями и до сих пор рассматриваются в качестве фрагментов раннедокембрийского фундамента Центральноазиатского складчатого пояса [7, 19, 20, 25]. Не отрицая самого факта присутствия реликтов раннедокембрийских образований в каледонских горноскладчатых сооружениях Центральной Азии, авторы статьи полагают, что вывод об их широком развитии непосредственно на поверхности – это сильное преувеличение. Как было показано в ряде специальных геохронологических публикаций [2, 21, 35], признаки раннего докембрия фиксируются только на уровне протолита либо в виде незначительной примеси древнего радиоизотопного свинца в цирконах, либо в виде модельных возрастов, полученных Sm-Nd изохронным методом. Это лишь подчеркивает исключительно высокую степень тектонической и вещественной мобилизации вещества континентальной коры, охватившей в ордовике и южный край Сибирского кратона, и большинство микроконтинентов.

В свете этих данных тектоническая схема юга Сибири и Монголии (рис. 1) включает два главных компонента: на севере территории это одна из крупнейших структур Азиатского материка – Сибирский кратон или плита, а на юге – сложная комбинация многочисленных мелких и крупных террейнов, причлененных в процессе коллизион-

ного торошения к Сибирской плите и охваченных поясами каледонской ремобилизации. Как минимум два типа коллизионных обстановок, определивших современную структуру Центральной Азии, очевидны из данной схемы. Вдоль всего южного фаса Сибирской плиты это вариант столкновения “террейн–континент”, а внутри самой коллизионной системы многочисленны столкновения типа “террейн–террейн”, “дуга–террейн”, “дуга–дуга”. Вариант коллизии типа “дуга–террейн” является определяющим и встречается чаще других. Рассмотрим особенности тектоники, метаморфизма и магматизма такого типа коллизии на примере конкретных регионов.

Западное Прибайкалье. Здесь выделяется целая полоса террейнов, причлененных к Сибирской плите в процессе каледонского коллизионного тектогенеза. Одним из наиболее изученных в пределах этой полосы является Ольхонский регион (остров Ольхон и западное побережье Байкала, см. 1 на рис. 1), составляющий часть одноименного террейна. Более 100 лет Ольхонский регион привлекает внимание геологов. Уже в самых ранних работах метаморфический комплекс территории отделялся от метаморфитов соседнего Приморского хребта, который всегда относился к фундаменту Сибирской платформы и раннедокембрийский возраст которого твердо обоснован геологическими и геохронологическими данными (он с несогласием перекрыт рифейскими и палеозойскими породами платформенного чехла, изохронный U-Pb возраст метаморфизма равен 1.91 млрд. лет [3]). Несмотря на отсутствие прямых данных о соотношениях метаморфических комплексов Ольхонского региона и Приморского хребта, многие геологи считали, что зонально метаморфизованные (с гранулитовой фазией в максимуме) породы Ольхонского региона имеют тот же или даже более древний (архейский) возраст, чем метаморфиты Приморского хребта. При этом, однако, давно утвердился взгляд о принадлежности ольхонских метаморфитов не к фундаменту Сибирской платформы, а к ее складчатому обрамлению, где они участвуют в строении древней Байкальской глыбы в составе этого обрамления. Постепенно оформились две концепции: согласно одной из них глыба выделялась в составе байкалид Сибири, согласно другой – в составе каледонид, но признание раннедокембрийского возраста ее пород было общепринятым.

Эти представления вошли в противоречие с геохронологическими данными, полученными недавно [2]. Установлен (рис. 2) кеморийский возраст дометаморфических субщелочных габброидов и их субвулканических комагматов (Sm-Nd изохронный метод, 531 ± 23 млн. лет) и ордовичский возраст регионального метаморфизма (цирконометрия, U-Pb изохронный метод, 485 млн. лет – породы гранулитовой фазии). Датирование цирконов из пород

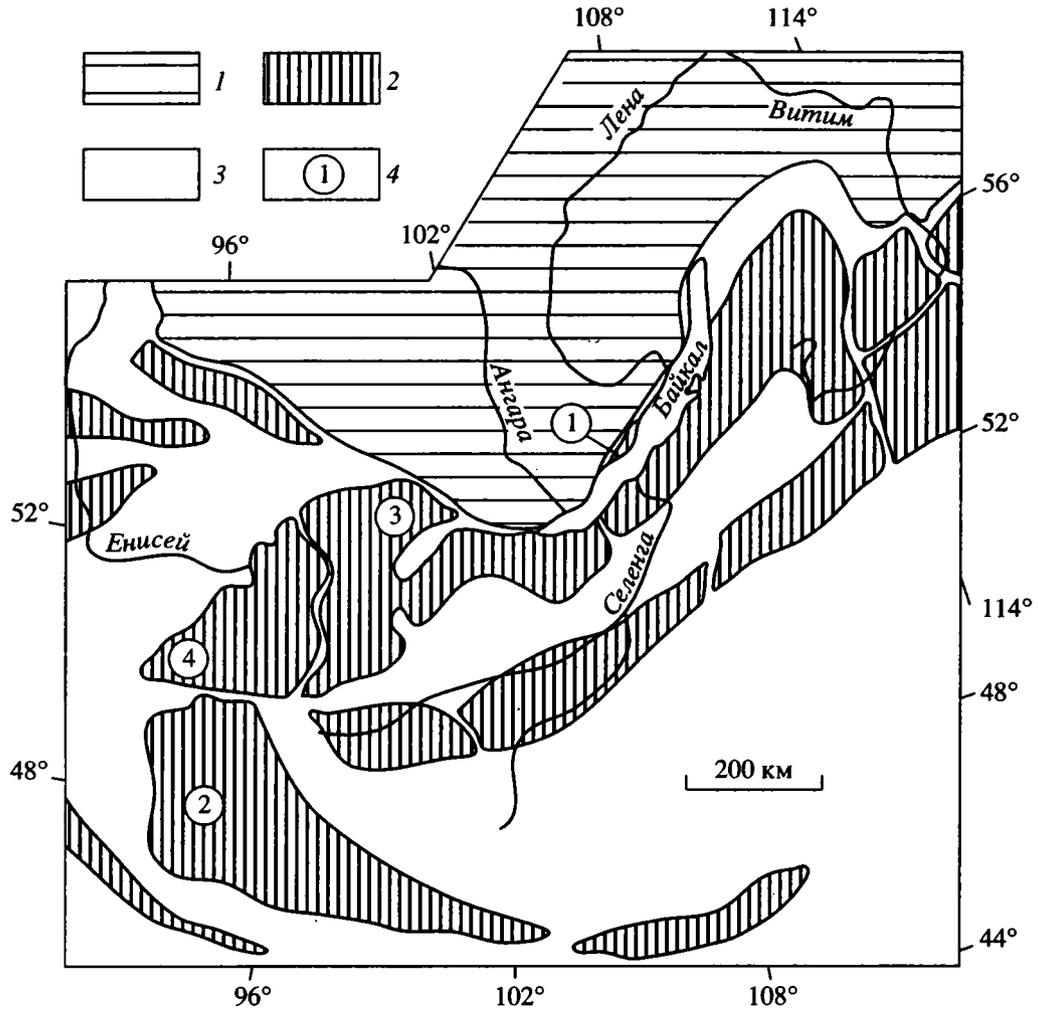


Рис. 1. Схема расположения основных террейнов Центральной Азии.

1 – Сибирская материковая плита с раннедокембрийской континентальной корой и шельфовыми комплексами рифея–венда–палеозоя; 2 – террейны с раннедокембрийской корой континентального типа (микроконтиненты), облущенными аллохтонами офиолитов и островодужных комплексов рифея–палеозоя; каледонская ремобилизация древнего фундамента, купольный тектогенез (“каледонизированный фундамент”); 3 – рифейско-палеозойские островодужные и окраинноморские системы; 4 – регионы, рассматриваемые в данной статье (цифры в кружках): 1 – Ольхонский, 2 – хребет Дариби, Западная Монголия, 3 – Восточный Саян, 4 – нагорье Сангилен, Юго-Восточная Тува.

гранито-гнейсовых куполов дало дискордантные значения: 1890 ± 25 млн. лет – верхнее пересечение дискордии и 465 ± 70 млн. лет – нижнее пересечение, и это последнее хорошо согласуется с возрастом гранулитов. Вместе с тем стало ясно, что если цирконы из гранулитов не содержат свидетельств более древнего, чем палеозой, события, то цирконы из гранито-гнейсовых куполов указывают на присутствие переработанного в палеозое раннепротерозойского субстрата. Параллельно с геохронологическим изучением были получены многочисленные новые полевые материалы геологического характера. В Ольхонском регионе впервые обнаружены гранито-гнейсовые купола, установлены покровно-чешуйчатое строение территории и мощные проявления сдви-

гового тектогенеза, обнаружен синметаморфический полимиктовый меланж [13, 30, 32]. Эти и другие данные привели к выводу об аллохтонном строении территории, тектоническом коллаже, возникшем в результате реализации коллизионного режима и последовавшей затем ремобилизации древней континентальной коры, перекрытой палеозойскими аллохтонами.

Состав пород Ольхонского региона отличается исключительным разнообразием. Это осадочные, вулканические и плутонические образования, метаморфизованные в широком диапазоне давлений и температур – от зеленосланцевой до гранулитовой фации включительно. Яркая черта Ольхонского региона – полосовое строение (рис. 3). Картирование показало, что основные

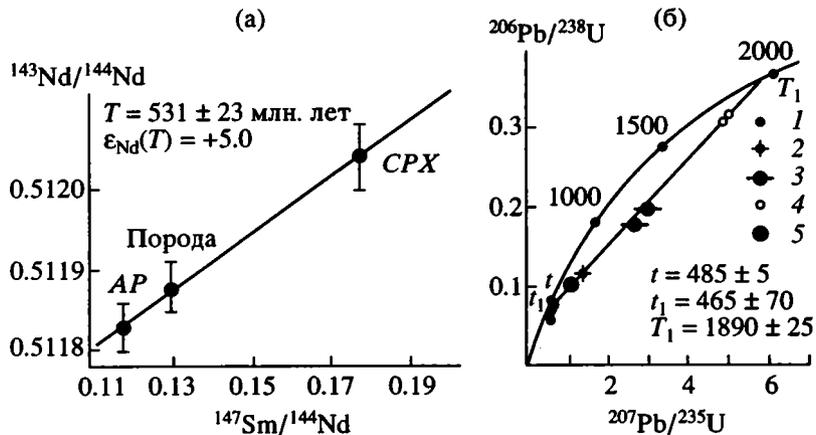


Рис. 2. Самарий-неодимовая изохронная диаграмма для неметаморфизованного субщелочного габбро внутренней зоны Бирхинского массива (а) и диаграмма с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для акцессорных цирконов из пород Ольхонского региона (б). 1 – 5 – номера проб, по [2]. AP – апатит, CPX – клинопироксен.

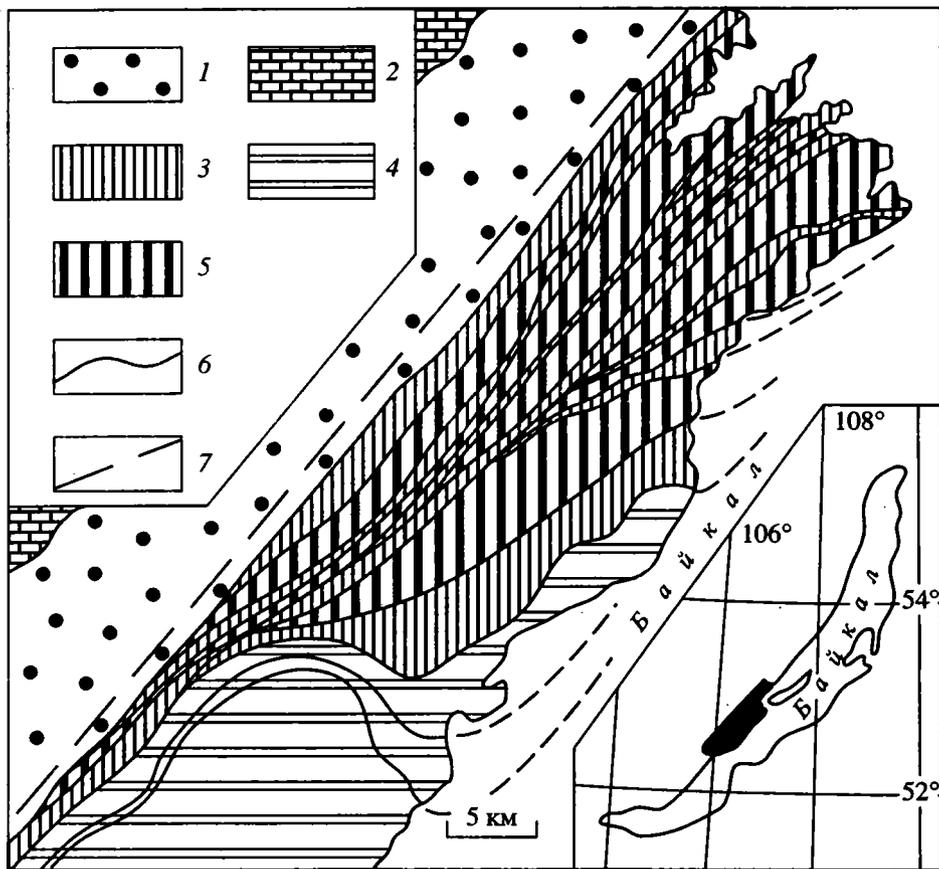


Рис. 3. Тектоническая схема части Ольхонского региона.

1 – фундамент Сибирской платформы. Ранний докембрий. Линейно-складчатые ансамбли, образованные метаморфическими сланцами, метавулканитами, кварцитами, высокоглиноземистыми сланцами; гнейсово-купольные ансамбли, образованные мигматитами, гранито-гнейсами, гранитами (1.91 млрд. лет); массивы постметаморфических гранитов рапакиви; 2 – платформенный чехол. Неметаморфизованные слабдеформированные осадочные толщи верхнего протерозоя (рифья), кембрия, ордовика; 3 – 5 – раннепалеозойская (каледонская) коллизонная система: 3 – синметаморфические линейные покровные и сдвиговые складчатые ансамбли, образованные: 3 – метаосадочными породами, метавулканитами и метабазитами толситовой серии (амфиболитовая и гранулитовая фации регионального метаморфизма), 4 – метаосадочными породами, метавулканитами и метаплутонитами шохонитовой серии (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации), 5 – гнейсово-купольные зоны; 6 – границы основных синметаморфических сдвиговых пластин и чешуй; 7 – Приморский разлом [30].

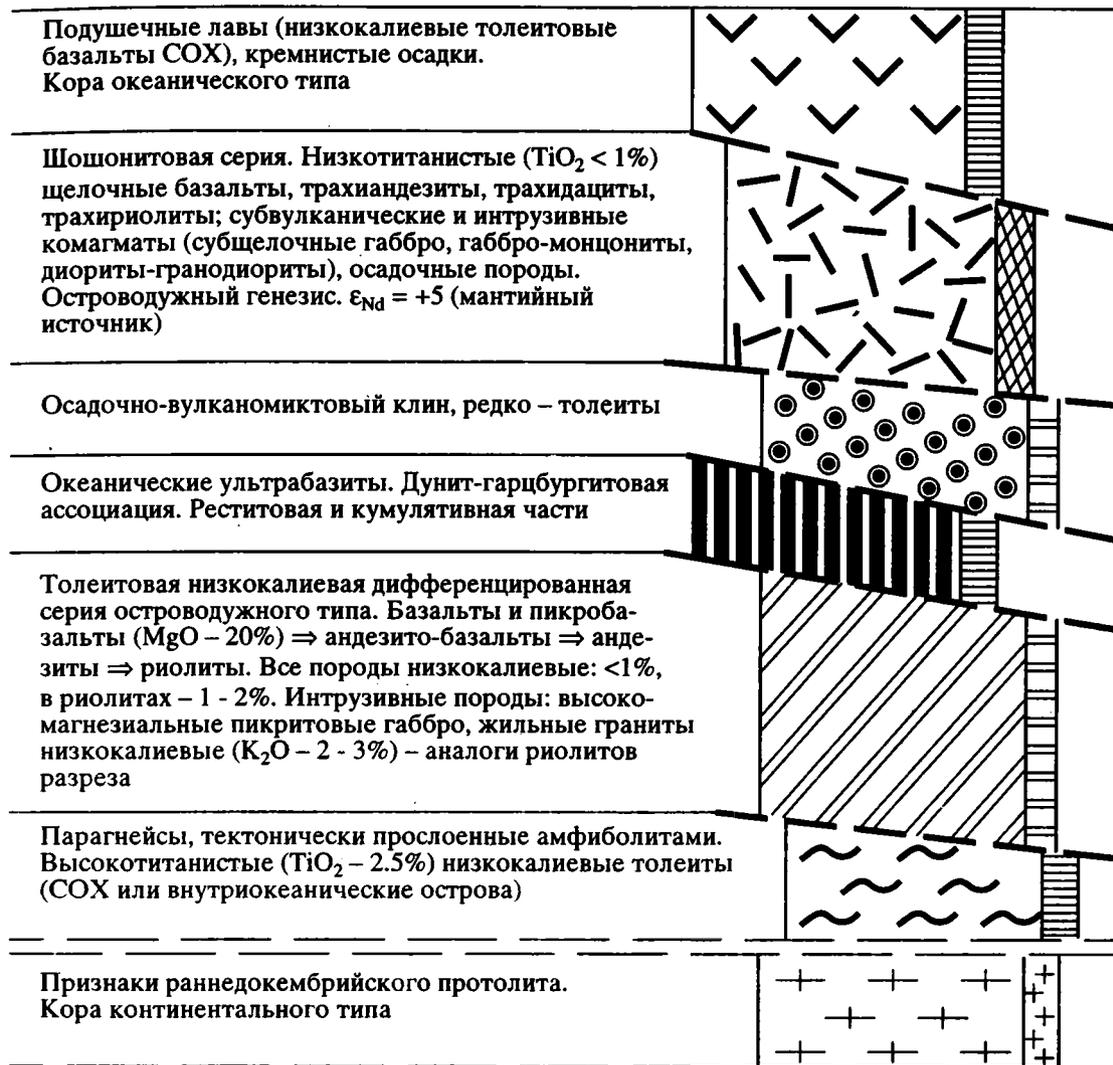


Рис. 4. Шесть основных покровных пластин различной геодинамической природы, образующих тектонически наложенный "разрез" Ольхонского региона (вне масштаба).

Геодинамические обстановки обозначены различной штриховкой в правой части колонки, объяснения – в тексте. Использованы петрохимические, геохимические и петрологические данные Г.С. Закаридзе и С.П. Кориковского. Геодинамическая интерпретация – Г.С. Закаридзе.

полосы являются тектоническими пластинами сдвигового типа, которые обычно разделены blastomylonitami. Три типа таких пластин или зон формируют структурный ансамбль региона: 1) зоны линейно-складчатого строения, образованные метаморфическими породами осадочного, вулканического и интрузивного генезиса с толеитовой группой базитов в составе плутонов; 2) зоны гнейсово-купольного строения с широким развитием мигматитов и гранито-гнейсов; 3) зоны линейно-складчатого строения, образованные метаморфическими породами осадочного и магматического генезиса с шошонитовой группой в составе магматитов. Зоны первого и третьего типов, близкие по структурной характеристике, отличаются, как видим, по составу магматитов,

что указывает на различную геодинамическую природу комплексов, образующих эти зоны. По данным В.А. Макрыгиной и соавторов [23], метабазит-ультрабазитовая ассоциация зон первого типа отвечает больше всего толеитовой серии современных окраинных морей, а по результатам геохимических исследований Г.С. Закаридзе и С.П. Кориковского (устное сообщение) – толеитам островных дуг. Что касается зон третьего типа, то два последних автора, впервые выделившие в их пределах шошонитовую серию, равно как и В.А. Макрыгина с коллегами [23], уверенно определяют условия ее формирования. Это – зрелая островная дуга (тыловодужный комплекс).

Более сложна ситуация в купольных зонах, где обнаруживается, хотя и в очень угнетенном виде,

		Структурные элементы						
		D	F	S	L	B	AS	
Синметаморфические деформации	Сдвиговый		D_2^2	F_5			$B_5 \uparrow$	$AS_5 \uparrow$
			D_2^1	F_4	S_4	$L_4 \rightarrow$	$B_4 \uparrow$	$AS_4 \uparrow$
	Покровный		D_1^3	F_3	S_3	$L_3 \uparrow$	$B_3 \rightarrow$	$AS_3 \uparrow$
			D_1^2	F_2	S_2		$B_2 \rightarrow$	$AS_2 \uparrow$
			D_1^1	F_1	S_1	L_1	$B_1 \rightarrow$	$AS_1 \rightarrow$
				S_n				
				S_0				

Рис. 5. Последовательность синметаморфических складчатых деформаций и основные структурные элементы коллизионной системы Ольхонского региона.

Буквами обозначены: D – этапы деформаций, S – сланцеватость, L – минеральная линейность, B – шарниры складок, AS – осевые поверхности складок. Стрелки показывают преобладающее субгоризонтальное или субвертикальное положение линейности, шарниров и осевых поверхностей.

раннедокембрийский протолит. Супракрустальный комплекс купольных зон обычно не отличается от метаморфических пород зон первого типа, палеозойский возраст которого выяснен вполне определенно. Изредка здесь встречаются и тектонические фрагменты шошонитового комплекса. Таким образом, именно в купольных зонах получены прямые свидетельства аллохтонного залегания на древнем цоколе окраинноморских, островодужных и океанических комплексов. Вместе с тем структурные данные позволяют заключить, что такая комбинация возникла в результате обдукции комплексов океанического и переходного типов на древнее основание с корой континентального типа. При этом произошло тектоническое перемешивание покровных пластин, а реально наблюдаемый ныне “разрез” метаморфического комплекса является не стратиграфическим, как до сих пор думают многие работавшие здесь геологи, а тектоническим. Составленный в результате детальной геологической съемки интегрированный разрез обнаруживает не стратиграфические последовательности, а коллаж аллохтонных покровных пластин, образованных породами различного генезиса и геодинамической природы (рис. 4). Внутри отдельных пластин и тектонических чешуй изначальная стратиграфия кое-где, конечно, сохраняется, но совершен-

но невозможно себе представить, что весь этот “разрез” может быть истолкован как нормальный стратиграфический.

Самые ранние картируемые структуры (рис. 5) во всех зонах одинаковы: это лежащие асимметричные изоклинальные складки F_1 с субгоризонтальным положением шарниров B_1 . Формирование F_1 сопровождается возникновением сланцеватости S_1 и минеральной линейности L_1 . С F_1 обычно ассоциируют складки F_2 – тесно сжатые прямые структуры тоже с субгоризонтальными шарнирами B_2 , но с субвертикальными (в отличие от F_1) осевыми поверхностями (AS_2). F_2 деформируют F_1 , S_1 , L_1 , однако ясно, что F_1 и F_2 составляют единый покровный структурный парагенез; они коаксиальны, и их формирование происходило в одном и том же поле напряжений.

Широкое развитие в Ольхонском регионе получили структурные формы третьего этапа деформаций, выраженные сланцеватостью и blastomylonitовой полосчатостью S_3 , минеральной линейностью L_3 и изредка – складчатыми формами F_3 . Линейность растяжения L_3 обладает субвертикальной ориентировкой, и это позволяет отличать данный структурный ансамбль от предшествующего покровного и более поздних деформаций сдвигового характера. Такую позицию линейности можно интерпретировать как отражение движений в пластических зонах листрических разломов. Если это так, то деформация D_3 должна быть отнесена к событиям, завершающим покровный акт тектогенеза. Важно подчеркнуть вместе с тем, что какого-либо существенного разрыва во времени между формированием трех перечисленных этапов деформаций и всеми последующими не установлено. Сланцеватости и линейности всех этапов выражены близкими минеральными парагенезисами, и это объективно свидетельствует о том, что структурная эволюция происходила в единых параметрах термодинамических изменений пород, т.е. непрерывно и без остановок.

Региональное развитие имеет и более поздний, чем покровный, сдвиговый структурный парагенезис. Он реставрируется в виде двух сменяющих один другой ансамблей. Ранние формы – это крупные и мелкие складки F_4 с субвертикальными шарнирами B_4 . Структуры F_4 изгибают S_3 , L_3 и все более ранние складки и соответствующие линейные и плоскостные структурные элементы. L_4 имеет субгоризонтальную ориентировку. С локальными участками концентрации напряжений в изгибах сдвигов 4-го этапа связано формирование специфического синметаморфического мраморного меланжа [30]. Он выжимается из зон сдвиговых деформаций и протрузивно внедряется в прилегающие, но теневые по давлению участки геологической среды, где образует тела причудливой конфигурации. Место меланжа в череде

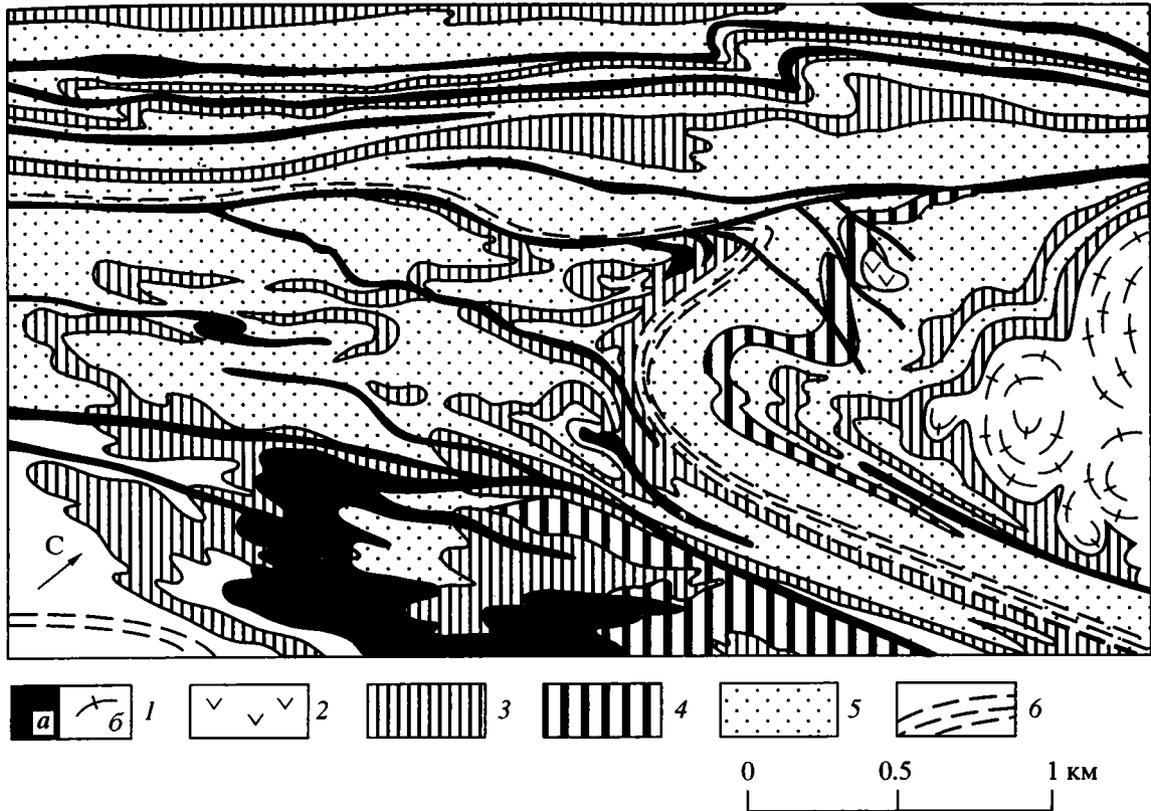


Рис. 6. Схематическая геологическая карта участка развития покровных, сдвиговых и купольных структур в центральной части Приольхонья (зона амфиболитовой фации метаморфизма).

1 – жильные синметаморфические граниты с гранатом и турмалином (а), гранито-гнейсы и мигматиты (б); 2 – метадуниты; 3 – мраморы; 4 – кварциты; 5 – амфибол- и пироксенсодержащие силикатно-карбонатные гнейсы, амфиболиты; 6 – blastsмилониты и ультраblastsмилониты.

Примечание: в правой части схемы – ядра гранито-гнейсовых куполов, деформирующих пакеты самых ранних складок покровного генезиса; в левой части схемы – большое поле реликтовых покровных складок с субгоризонтальными шарнирами, сохранившихся среди более поздних сдвиговых и купольных систем; в верхней части схемы – зона тотального развития сдвиговых деформаций. Синметаморфические гранитные жилы “залечивают” как сдвиговые, так и покровные трещины отслоения (крупное поле гранитов в нижней части схемы – это всего лишь маломощная субгоризонтально ориентированная жила, что в условиях слабо расчлененного рельефа создает обманчивое впечатление ее больших размеров).

коллизии событий надежно установлено: меланж, мощно проявленный в линейно-складчатых зонах, в целом синхронен этапу формирования гранито-гнейсов и мигматитов в купольных зонах. Более всего, однако, время его проявления совпадает с регрессивной стадией коллизии метаморфизма, когда в изобилии появляются синметаморфические гранит-пегматоидные жилы, генетически связанные с гранито-гнейсами куполов, но распространенные и в купольных, и в линейно-складчатых зонах. Эти жилы, обладающие хорошо проявленной кварц-полевошпатовой графикой, то прорывают уже возникший меланж, то, в свою очередь, сами подвергаются меланжированию (и в таких случаях обломки пегматитов, наряду с другими силикатными породами, сами попадают в мраморный матрикс меланжа).

И обломки, и матрикс меланжа охвачены более поздней сланцеватостью, выраженной низко-

температурными минералами, а сам меланж смят в складки такой же сдвиговой природы, как и те, что привели к возникновению самого меланжа. Эти поздние сдвиговые формы (F_5) относятся к числу наиболее эффективных в регионе. Размах этих складок измеряется сотнями метров и километрами. Степень сжатия различна: от плавных сигмоид Z- и S-образного типа до изоклиальных систем с острыми замками. Шарниры (B_5) этих складок субвертикальны, так же ориентированы и их осевые поверхности (AS_2). Складки F_5 изгибают абсолютно все известные в регионе синметаморфические структуры другого типа, в том числе и blastsмилонитовые швы четвертого этапа, которые сами по себе уже имеют сдвиговую природу (рис. 6).

Перечисленные признаки покровного и сдвигового строения характерны для всех трех типов структурных зон Ольхонского региона. Между

тем значительную часть территории занимают гнейсово-купольные зоны. Строение купольных зон и отдельных куполов отличается суперсложной морфологией, и это понятно, так как в купольный процесс вовлекаются предварительно метаморфизованные и уже сложно деформированные комплексы. Характерная особенность куполов – структурное несоответствие (“несогласие”) между ядром и обрамлением, которое появляется непосредственно в процессе купольного тектогенеза. Да и сама внутренняя структура ядра и обрамления, хотя они и являются компонентами одного и того же купола, различна [31].

Несмотря на то, что купольный тектогенез проявлен в регионе мощно и широко, это явление совершенно не свойственно зонам первого и третьего типов, где абсолютно преобладают линейные деформации. Нужно заключить, следовательно, что куполообразование имеет не региональный (как линейные деформации), а локальный характер. Поскольку сам процесс купольного тектогенеза связан с ремобилизацией ранее созданной континентальной коры [28], можно думать, что контуры купольных зон в определенной мере отражают характер блокировки раннедокембрийского фундамента, погребенного под палеозойскими аллохтонами.

Единая (согласно данным С.П. Кориковского) метаморфическая зональность, охватывающая весь аллохтонный пакет, отражает резкие колебания давлений и температур, свойственные коллизии метаморфическому ореолу (от ставролит-хлоритовой до гранулитовой фации включительно, с одновременным ростом давлений от 3.5 до 6.5 кбар, а температур – от 300 до 650°C). При этом нарастание P и T происходит настолько “быстро”, что эту ситуацию вряд ли удастся объяснить как нормальную, ненарушенную метаморфическую зональность. Совпадение же во многих местах территории линий быстрой смены PT -условий метаморфизма с blastomylonitovyми швами, ограничивающими сдвиговые пластины, позволяет предположить, что наблюдаемая ныне неоднородность по P и T отражает разные уровни глубинности прежде действительно непрерывного метаморфического комплекса, но нарушенного в результате более поздних дислокаций. Пикантное свойство этих дислокаций состоит, однако, в том, что они являются тоже синметаморфическими и реализуются во второй половине метаморфического события, соответствуя главным образом его регрессивной ветви.

В целом данные по геологии, радиометрическому датированию, особенностям магматизма и метаморфизма Ольхонского региона позволяют предположить: структура региона создана в результате столкновения в раннем палеозое островной дуги и террейна, обладавшего раннедокемб-

рийской корой континентального типа. По-видимому, самые ранние эпизоды коллизий и привели к тектонической дезинтеграции коры террейна, которая происходила в процессе реализации сдвиговых деформаций, отражавших кинематику “косого” столкновения. Во всяком случае, структурный рисунок Ольхонского региона обнаруживает генеральный правый сдвиг и очевидно, что проявление этой закономерности связано еще с дометаморфическим этапом. Можно также предположить, что раздвижение блоков и пластин коры террейна было кратковременным, импульсным и происходило в режиме, напоминающем рифтогенез. Докембрийский фундамент террейна еще до того, как он был перекрыт палеозойскими аллохтонами, приобрел, таким образом, тектоническую неоднородность: здесь сочетались, с одной стороны, как бы “целиковые”, внутренне ненарушенные блоки, участки или пластины, а с другой – протяженные линейные зоны рифтового типа, вдоль которых эти “целиковые” блоки скользили, расходились или сталкивались.

Второй эпизод коллизии документируется уже более определенно: островодужные, краевоморские и океанические комплексы в виде пакета покровных пластин были обдуцированы на окраину террейна, а затем, как показывает материал, перекрыли его полностью. Аллохтонный пакет тектонических покровов соединил в себе не только изначально пространственно разобщенные части исходной геодинамической системы, но и был вместе с кристаллическим фундаментом охвачен интенсивным метаморфизмом. Одна интересная особенность свойственна покровному этапу тектогенеза: покровы обдуцировали на террейн еще до подъема геоизотерм, а последовавший затем метаморфизм запечатлел продолжающиеся деформации покровного типа той же вергентности. Это устанавливается по ориентировкам сланцеватости, линейности, шарниров и осевых поверхностей синметаморфических складок.

Нужно подчеркнуть также, что максимальные параметры метаморфизма в каждой из зон были достигнуты очень быстро, уже на стадии формирования складок покровного типа. Вместе с тем, метаморфические и структурные события оказались тесно спрессованными во времени: пик метаморфизма и его регрессивная ветвь фиксируют еще и ремобилизацию погребенного фундамента и, как следствие этого, купольный тектогенез. Растущие купола активно деформируют пакеты покровных складок. Последовавшие затем очень мощные, но тоже синметаморфические сдвиговые деформации имели тотальный характер; они охватывают весь регион и, по-видимому, свидетельствуют о том, что Ольхонский террейн, претерпевший вначале обдукцию и ремобилизацию в результате коллизии с островной дугой, испытал затем повторную “косую” коллизию уже с краем

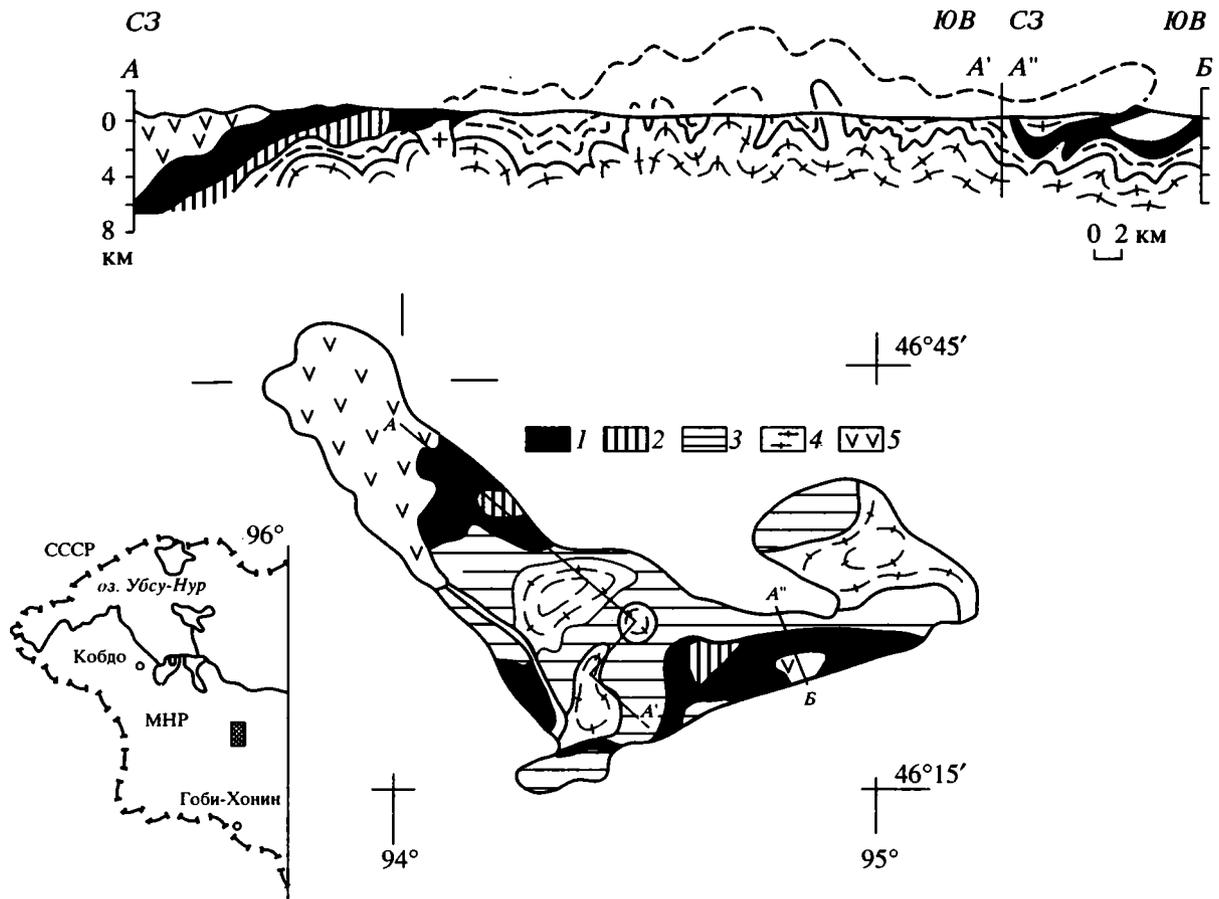


Рис. 7. Схематическая геологическая карта хребта Дариби (Западная Монголия).

1, 2 – комплексы: 1 – офиолитовый, 2 – дарибский интрузивный ультрабазит-базитовый; 3 – метаморфизованные толщи параавтохтона; 4 – гранито-гнейсы, граниты; 5 – вулканогенно-осадочные образования Озерной зоны. Положение рис. см. на рис. 1.

Сибирского кратона (плиты), от которого он отделен теперь мощным blastomylonitic швом. Структурный рисунок сдвиговых зон закономерен (генеральный правый сдвиг), и это не противоречит такому предположению.

Западная и Северная Монголия, Восточный Саян. На этой территории выделяется Дарибско-Шишихидская зона, сформированная в результате коллизии и обдукции окраинноморских и островодужных комплексов (включающих офиолиты) на Центральномонгольский и Хамардабанский микроконтиненты или террейны [10, 38]. На тектонической схеме каледонид юга Сибири и Монголии (см. рис. 1) эта зона прослеживается в виде протяженной субмеридиональной полосы. Особенности тектоники, магматизма и метаморфизма, свойственные этой структуре, могут быть показаны на примере двух полигонов: хребет Дариби, в Западной Монголии и площадь, известная как Гарганская глыба, в структуре Восточного Саяна.

На тектонической схеме хребта Дариби (рис. 7, см. рис. 1) видны два главных элемента, отража-

ющие эпизоды обдукции и ремобилизации: аллохтонный пакет офиолитов и деформирующие его гранито-гнейсовые купола, ядра которых сосредоточены в частично эродированном автохтоне. В северо-восточной и центральной частях хребта Дариби последний представлен зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до среднетемпературной амфиболитовой фации осадочно-вулканогенными образованиями краевой части Центральномонгольского микроконтинента. В антиформах здесь выступают гранито-гнейсы и граниты, образующие купола; в межкупольных синклиналиях картируются метаморфизованные комплексы супраструктуры. В северо-западной и восточной частях хребта, на крыльях региональной антиформы, обнажается пакет тектонических чешуй. В основании разреза здесь вскрыты породы тектонизированного дунит-гарцбургитового комплекса; они наращиваются образованиями дунит-пироксенитового, а затем – пироксенит-габбрового комплекса. Габброиды полосчатого комплекса переходят в комплекс параллельных даек, а выше, через зону вулканических брекчий,

Средние составы групп пород и краевые фации концентрически зональных дунит-клинопироксенит-габбровых постобдукционных интрузивов хребта Дарибби

Компонент	1(1)	2(2)	3(9)	4(3)	5(12)	6	7	8	9(8)
SiO ₂	46.6	49.6	52.4	49.6	45.8	48.48	45.27	48.7	51.05
TiO ₂	0.18	0.19	0.21	0.77	1.65	1.32	1.23	0.90	1.63
Al ₂ O ₃	1.4	2.9	2.4	13.4	16.4	17.28	16.35	9.8	12.01
ΣFeO	8.1	9.2	4.3	7.7	12.9	10.3	10.7	9.0	10.03
MgO	34.9	26.4	20.3	10.7	7.9	6.82	9.28	14.7	10.67
CaO	7.8	10.7	19.9	14.4	10.4	8.14	9.72	13.9	11.52
Na ₂ O	0.22	0.22	0.28	1.80	2.26	2.88	2.70	1.32	1.89
K ₂ O	0.03	0.16	0.05	1.04	1.66	1.80	1.30	0.88	0.58
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.19	0.36	0.34	0.10	0.20	0.27

Примечание. 1 – дунит; 2 – верлиты; 3 – клинопироксениты, оливковые клинопироксениты; 4 – меланократовые габбро; 5 – габбро, амфиболовые габбро; 6, 7 – закалочные зоны отдельных интрузивов; 8 – средневзвешенный состав зонального тела; 9 – средний состав пикробазитового комплекса Гоби-Алтайского выступа.

сменяются шаровыми лавами основного состава. В западной части хребта на породы спилитовой формации надвинуты образования андезитовой и карбонатно-кремнисто-терригенной толщ [36].

К границе совмещения автохтона и аллохтона приурочены массивы гранитоидов и два крупных массива пород дарибского интрузивного комплекса и монцодиоритов. Последние обладают внутренней зональностью. Так, центральная часть западного массива (см. рис. 7) образована неполосчатыми клинопироксенитами и верлитами, а его периферия – роговообманковыми габброидами и габбро-диабазами. Оба массива рассеяны густой сеткой жил плагиогранитов. Кроме крупных массивов дарибского комплекса, закартирован также целый ряд сходных по составу мелких массивов и интрузивных тел. Это как концентрически зональные тела, так и дифференцированные силлы с ядрами, образованными дунитами и пироксенитами.

Пироксениты и габброиды дарибского интрузивного комплекса являются характерным компонентом структуры хребта Дарибби: они прорывают породы автохтона, интрузируют нижнюю часть разреза офиолитового комплекса и содержатся в виде ксенолитов в гранитах и гранито-гнейсах. По своему структурному положению породы дарибского комплекса являются постпокровными, но доскладчатыми и дометаморфическими, т.е. синобдукционными и синколлизийными. Пикробазальты этого комплекса (таблица) обладают повышенными содержаниями некогерентных элементов (K, Ti, P) и недеплетированным характером распределения РЗЭ. По этим признакам они резко отличаются от доколлизийных ультрабазит-базитовых комплексов (офиолитовых и островодужных), в процессе магмообразования которых участвовал материал истощенной мантии.

По габброидам дифференцированного силла из центральной части хребта получена минеральная изохрона 457 ± 40 млн. лет ($\epsilon_{Nd} - 8.8$) [34]. Новые геохронологические данные и геологические материалы позволяют представить картину формирования во времени структуры хребта Дарибби и более широкой части Западной Монголии на границе между Озерной и Дарибско-Шишхидской зонами. В конце кембрия – начале ордовика произошло тектоническое совмещение структурно-формационных комплексов Озерной и Дарибско-Шишхидской зон. Комплексы раннекембрийской вулканической дуги были надвинуты на комплексы окраинного задугового бассейна. Затем, уже в середине ордовика, пакет тектонических пластин с офиолитами был обдуцирован на Центральномонгольский микроконтинент, обладавший зрелой корой континентального типа.

Геологические данные и изотопные характеристики габброидов дарибского комплекса (высокое отрицательное значение ϵ_{Nd} и древние модельные возраста неодаима) свидетельствуют о том, что внедрение этих интрузий происходило в древнюю континентальную кору, на которую уже был надвинут пакет тектонических покровов. Поверхности основных тектонических срывов маркируются выходами офиолитов. Вся эта тектонически неоднородная система была охвачена метаморфизмом, подверглась линейным складчатым деформациям, а затем – куполообразованию. В целом видно, что степень метаморфизма и напряженность складчатости убывают снизу вверх. Смяты в складки (а местами и запрокинуты) поверхности сместителей шарьяжей, отделяющих различные структурно-формационные комплексы. Последние эпизоды складчатости связаны с движениями по системе левых сдвигов, что привело к изгибу осевых поверхностей ранее возникших чешуйчато-складчатых

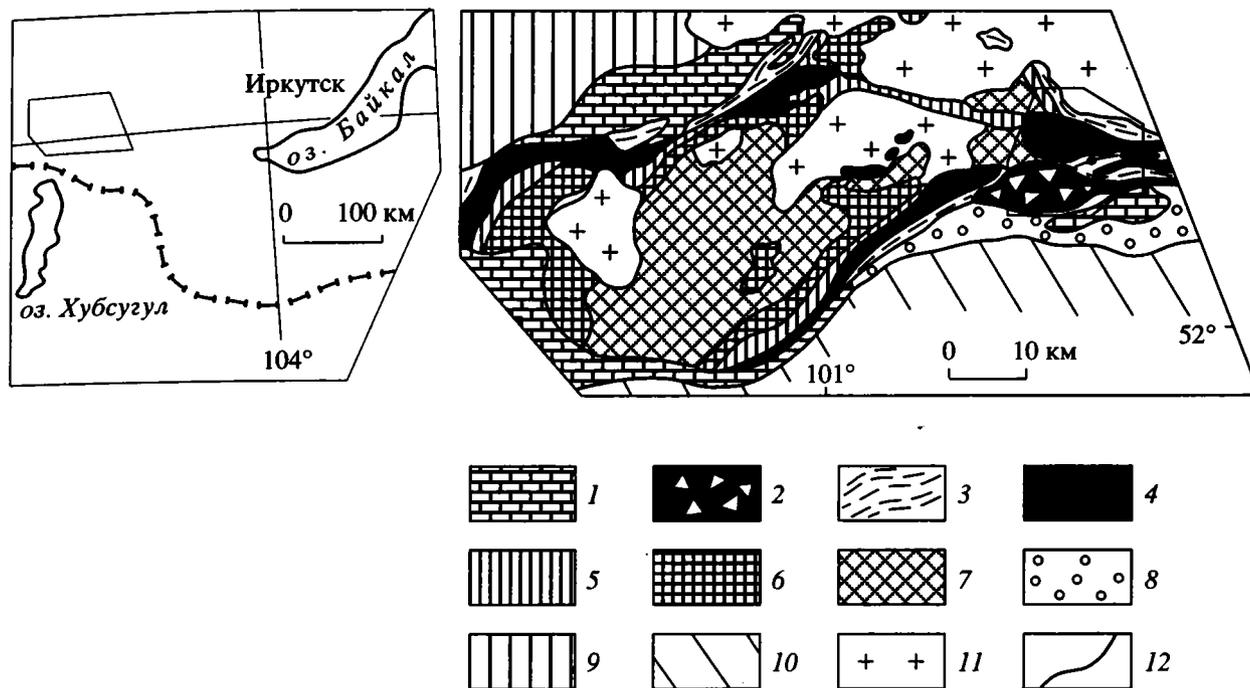


Рис. 8. Тектоническая схема Гарганской глыбы и ее обрамления (Восточный Саян).

1 – Боксонский покров; карбонатные отложения шельфового типа ($V-E_1$); 2 – серпентинитовый меланж; 3, 4 – пластины офиолитового покрова: 3 – верхняя, карбонатно-глинистая флишеидная толща (V_3-E_1); 4 – нижняя, породы дунит-гарцбургитового комплекса; 5 – Ильчирский покров, сланцевая толща с олистостромовыми горизонтами ($V-?$); 6 – параавтохтон, сорванный чехол Гарганской глыбы; 7 – ремобилизованный в ордовичское время раннепротерозойский фундамент Гарганской глыбы; 8 – неоавтохтон, ордовичско-девонские молассоидные образования; 9 – Окинский покров, вулканогенно-терригенные зеленосланцевые толщи; 10 – зона Тункинских гольцов; 11 – граниты Холбинского и Сумсунурского интрузивных комплексов; 12 – тектонические контакты. Положение рис. см. 3 на рис. 1.

структур и деформации куполов. В результате всех этих складчатых процессов и последовавшего затем общего подъема территории структура приобрела вид крупной антиформы, опрокинутой к востоку.

От хребта Дариби Дарибско-Шишхидская зона протягивается к северу, затем поворачивает на северо-запад и, описывая крупную сигмоиду, уходит к структурам Восточного Саяна. На всем ее протяжении картируются пакеты аллохтонных пластин с участием офиолитов, прорванные гранитоидами и ультрабазит-базитовыми интрузиями. Повсеместно наблюдается повышенный фон регионального метаморфизма.

В автохтоне Гарганской глыбы (рис. 8, см. 3 на рис. 1) присутствуют высокометаморфизованные образования, которые, как и метаморфиты хребта Дариби, традиционно считаются раннекембрийскими. В обрамлении Гарганской глыбы картируются сложные пакеты тектонических покровов, некогда перекрывавших всю глыбу. Нижний пакет покровов аллохтона представлен тремя пластинами: нижняя из них образована сланцевыми толщами с олистостромовыми горизонтами, содержащими обломки офиолитов и доломитов

предположительно вендского возраста; средняя пластина представлена офиолитами (присутствует практически полный разрез пород офиолитовой ассоциации, осадочная часть которой включает карбонатно-глинистый флиш с прослоями осадочных брекчий и олистостромов карбонатно-вулканогенного состава ($V-E_1$); в строении среднего пакета покровов участвуют также и карбонатные образования известной боксонской серии венд-раннекембрийского возраста); в верхнем пакете покровов тектонически совмещены различные по возрасту и генезису образования. Это вулканогенно-осадочные, вулканогенные и терригенные комплексы.

Обе ветви офиолитов и связанных с ними комплексов сходятся в районе Оспинско-Китойских гольцов. В этом районе (рис. 9, 10), благодаря глубокому врезу, видно, что гранито-гнейсы, образующие ядра многочисленных куполов, деформируют покровы офиолитов и содержат их ксенолиты. Породы и автохтона, и аллохтона охвачены метаморфизмом, достигавшим среднетемпературной амфиболитовой фации. Вместе с тем возраст гранито-гнейсов, как, впрочем и возраст окружающих их толщ, оставались неясными. Было

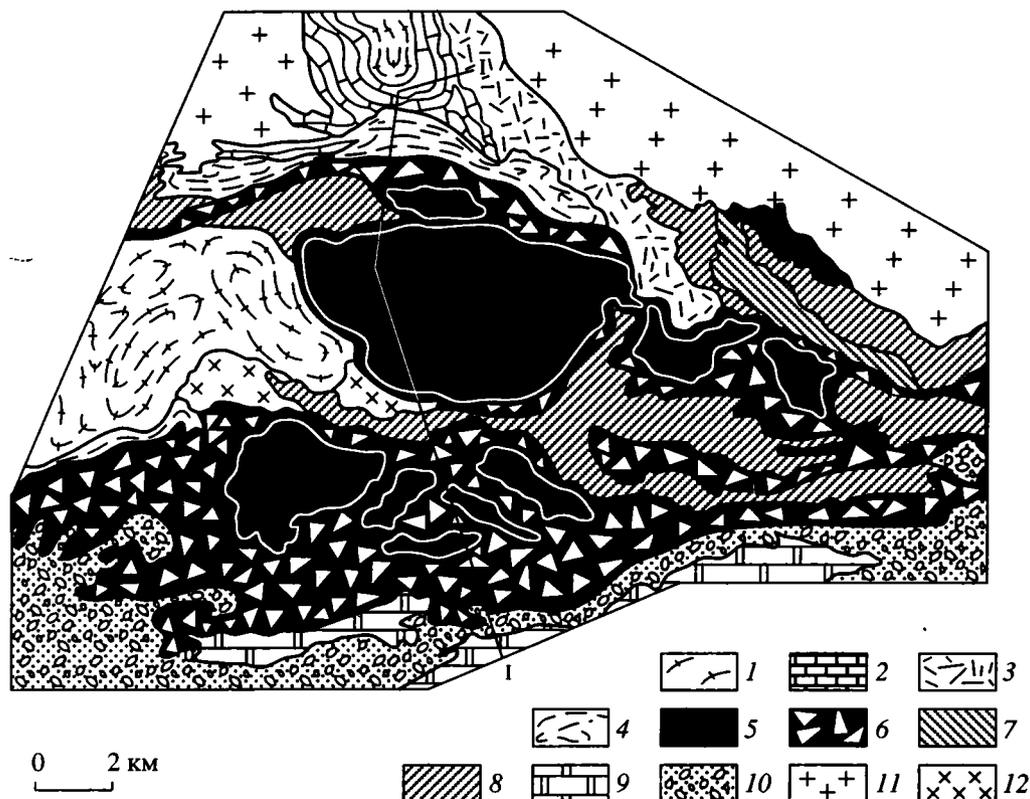


Рис. 9. Схематическая геологическая карта района горы Оспин-Улан-Сарьдаг.

1 - 3 - параавтохтон: 1 - гранито-гнейсы, 2 - мраморы, 3 - биотитовые гнейсы, амфиболовые сланцы; 4 - 9 - аллохтонный комплекс: 4 - сланцевые толщи с олистостромовыми горизонтами (V), 5 - дунит-гарцбургитовый комплекс, 6 - серпентинитовый меланж, 7 - вулканогенно-терригенный флиш (E_1), 8 - глинисто-карбонатный флиш с олистостромами (E_1), 9 - карбонатные толщи боксонской серии (V- E_1); 10 - неоавтохтон (O?); 11 - граниты холбинского комплекса; 12 - плагиограниты; I-I - положение профиля, изображенного на рис. 10.

предпринято специальное картирование купола по р. Дабан-Жалга, сопровождавшееся детальными геохронологическими исследованиями. Гранито-гнейсы из центральной части купола и жильные граниты были проанализированы U-Pb и Sm-Nd методами. В гранито-гнейсах присутствуют два типа цирконов: древний, с возрастом около 2 млрд. лет, и молодой, с возрастом 460 млн. лет. В жильных гранитах анализ циркона и сфена дал те же изохронные возрасты, что и молодой циркон из гранито-гнейсов. Модельные возрасты неодима, полученные из проб гранитов и гранито-гнейсов, дали цифры порядка 1.8 млрд. лет.

Таким образом, геологические и геохронологические данные, полученные в районах Восточного Саяна, свидетельствуют о том, что в начале среднего ордовика здесь произошло столкновение примитивной вулканической дуги и Хамардабанского микроконтинента, а также обдукция офиолитовых и островодужных аллохтонов на него. Как и в других регионах, возникшая тектонически неоднородная система (и автохтон, и аллохтон) охватывается метаморфизмом, синмета-

морфическими деформациями, в том числе куполообразованием. Гранито-гнейсовые купола при этом деформируют тектонические пластины.

Юго-Восточная Тува. Процессы повторной мобилизации вещества коры, связанные с коллизией типа "дуга-микроконтинент" (или "дуга-террейн") отчетливо проявлены в Сангиленском массиве. Это одна из микроплит в структуре Тувино-Северо-Монгольского сегмента Центрально-азиатского пояса; с запада она ограничена офиолитовыми и вулканоплутоническими образованиями островодужного генезиса (V- $E_{1.2}$), которые причленены и частично обдуцированы на край микроконтинента, а с востока - зоной "зеленых" и "голубых" сланцев хугейской серии из состава охарактеризованной выше Дарибско-Шишхидской зоны. Внутреннее строение массива Сангилен определяется тремя основными структурными элементами (рис. 11, см. 4 на рис. 1). На западе значительные площади занимает глубоко эродированный сиаэлический фундамент, испытанный в результате коллизии с Таннуольским

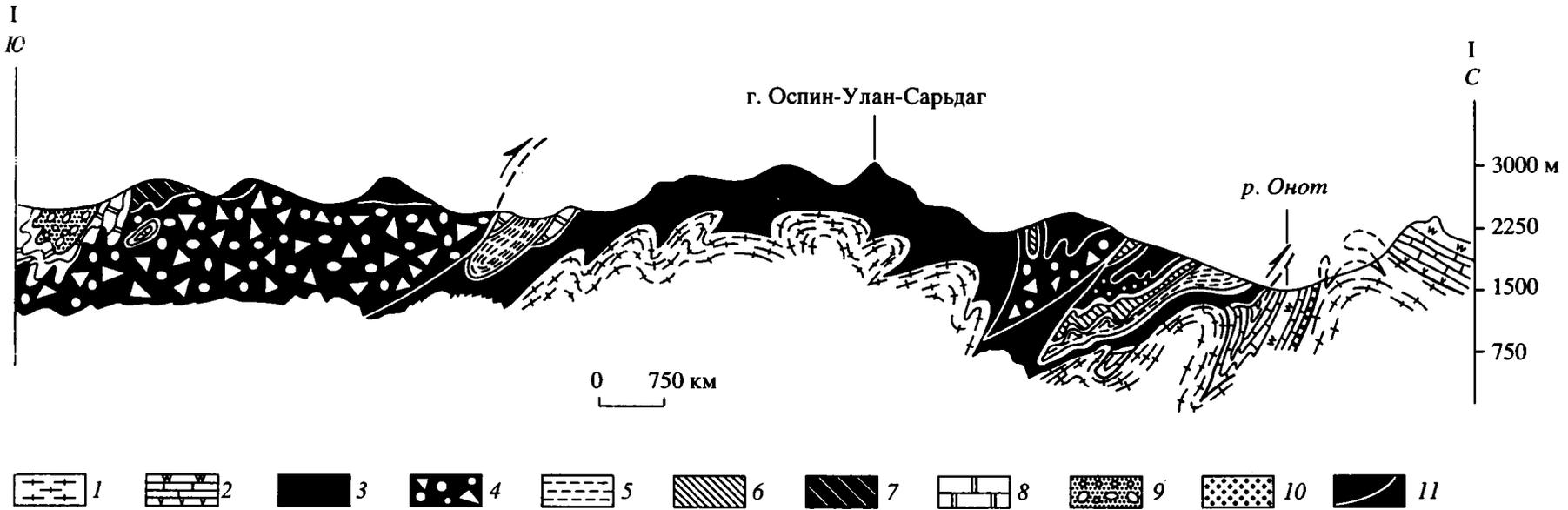


Рис. 10. Геологический профиль через Оспинско-Китойские гольцы.

1 – гранито-гнейсы; 2 – кварциты и амфиболиты параавтохтона; 3 – 8 – аллохтонные комплексы: 3 – дунит-гарцбургитовый комплекс, 4 – серпентинитовый меланж, 5 – глинисто-карбонатный флиш с олистостромовыми горизонтами (E_1), 6 – сланцевые толщи с олистостромами (V), 7 – габброиды офиолитового комплекса, 8 – карбонатные толщи боксонской серии; 9, 10 – неавтохтон: 9 – серпентинитовые и карбонатные песчаники безымянной свиты (O[?]); 10 – песчаники и алевролиты сагансарайской свиты (D[?]); 11 – разломы.

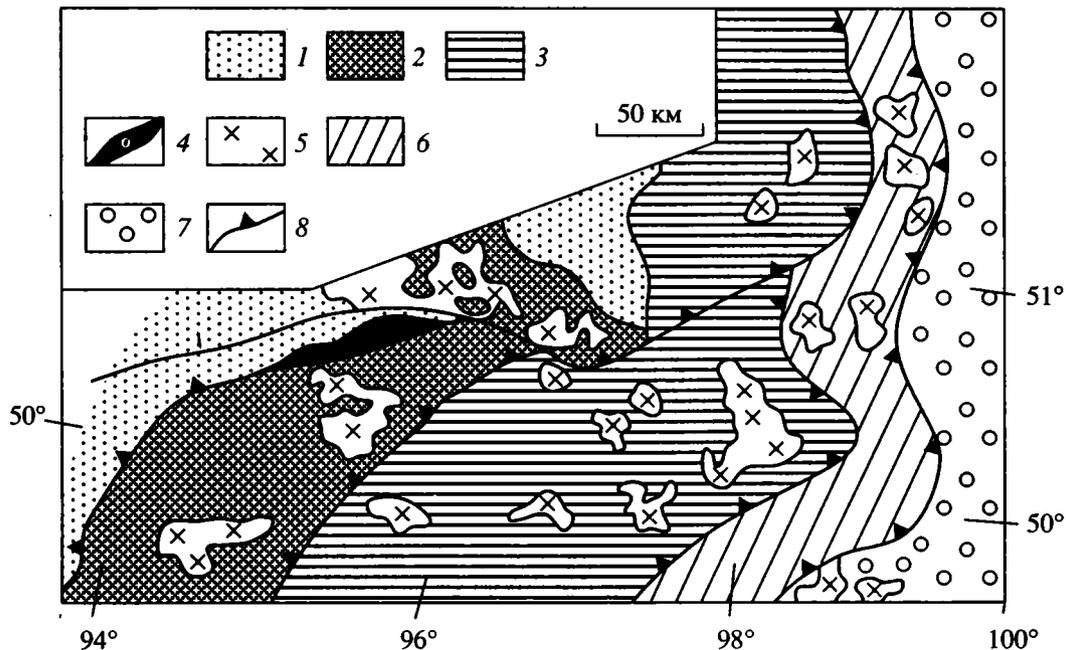


Рис. 11. Геолого-тектоническая схема Сангиленского микроконтинента.

1 - 6 - микроконтинент Сангилен: 1 - венд-кембрийские островодужные вулканоплутонические образования, надвинутые на фундамент микроконтинента, 2 - ремобилизованный в палеозое докембрийский фундамент, 3 - позднерифейский-раннекембрийский осадочный чехол микроконтинента, сорванный с основания, 4 - офиолиты Агардакской зоны, 5 - раннепалеозойские гранитоиды; 6, 7 - покровы, выдвинутые на западную окраину Хамар-Дабанского микроконтинента (граница Сангиленского и Хамар-Дабанского микроконтинентов перекрыта аллохтонами); 6 - позднерифейских-вендских метабазитов и метаморфических пород, 7 - позднерифейских островодужных вулканитов; 8 - границы покровов в современном срезе. Положение рис. см. 4 на рис. 1.

островодужным террейном интенсивный коллизийный метаморфизм и гнейсово-купольный тектогенез. В отличие от регионов, рассмотренных выше, аллохтонный пакет здесь полностью эродирован, а на его существование в раннем палеозое указывают лишь косвенные данные (отметим, например, присутствие хромистой шпинели офиолитового типа в метатерригенном автохтоне [4]). На остальной части региона кристаллический фундамент перекрыт собственно автохтонным карбонатно-терригенным чехлом рифейско-раннепалеозойского возраста. Как ремобилизованный фундамент, так и чехол прорваны многофазными сложнопостроенными гранитоидными плутонами повышенной щелочности [6, 26].

Результаты комплексного изучения стратиграфии, петрологии и геохронологии региона [9, 27] позволили кардинально пересмотреть традиционную концепцию строения Сангиленского массива и истории его геологического развития. Среди них в первую очередь отметим следующие.

1. Петрологическое изучение пород и U-Pb изотопное датирование цирконов показало, что метаморфизм региона имеет отчетливо полициклический характер. Возраст $t = 1130 \pm 16$ млн. лет отвечает региональному метаморфизму кианито-

вого типа, а возраст $t = 442 \pm 21$ млн. лет - мало-глубинным гранулитам [18, 22]. Нужно подчеркнуть, что глубокометаморфизованные гиперстенсодержащие породы давно известны на Сангилене и большинством исследователей они до сих пор включаются в состав архейского фундамента массива [19, 24, 26]. Как оказалось, однако, эти специфические породы являются частью высокоградиентного зонально-метаморфического комплекса андалузит-силлиманитового типа. Его фрагмент показан на рис. 12.

Развитая здесь исходная регионально метаморфизованная толща с критическим парагенезисом, содержащим гранат, кианит и ставролит, была повторно преобразована в условиях низких давлений до уровня мало-глубинных гранулитов ($P = 2 - 3$ кбар, T - до 850°C) с U-Pb изотопным возрастом цирконов 440 млн. лет. Источником тепла, ответственным за формирование новой метаморфической зональности были, по-видимому, базит-ультрабазитовые интрузии. Можно предполагать, что к этому типу интрузий относятся дунитовые тела Западного Сангилена (Солджерский, Тарлашкинский, Правотарлашкинский и другие массивы), а также ультрабазитовые тела в мугурском комплексе, описанные в [12]. Интересно

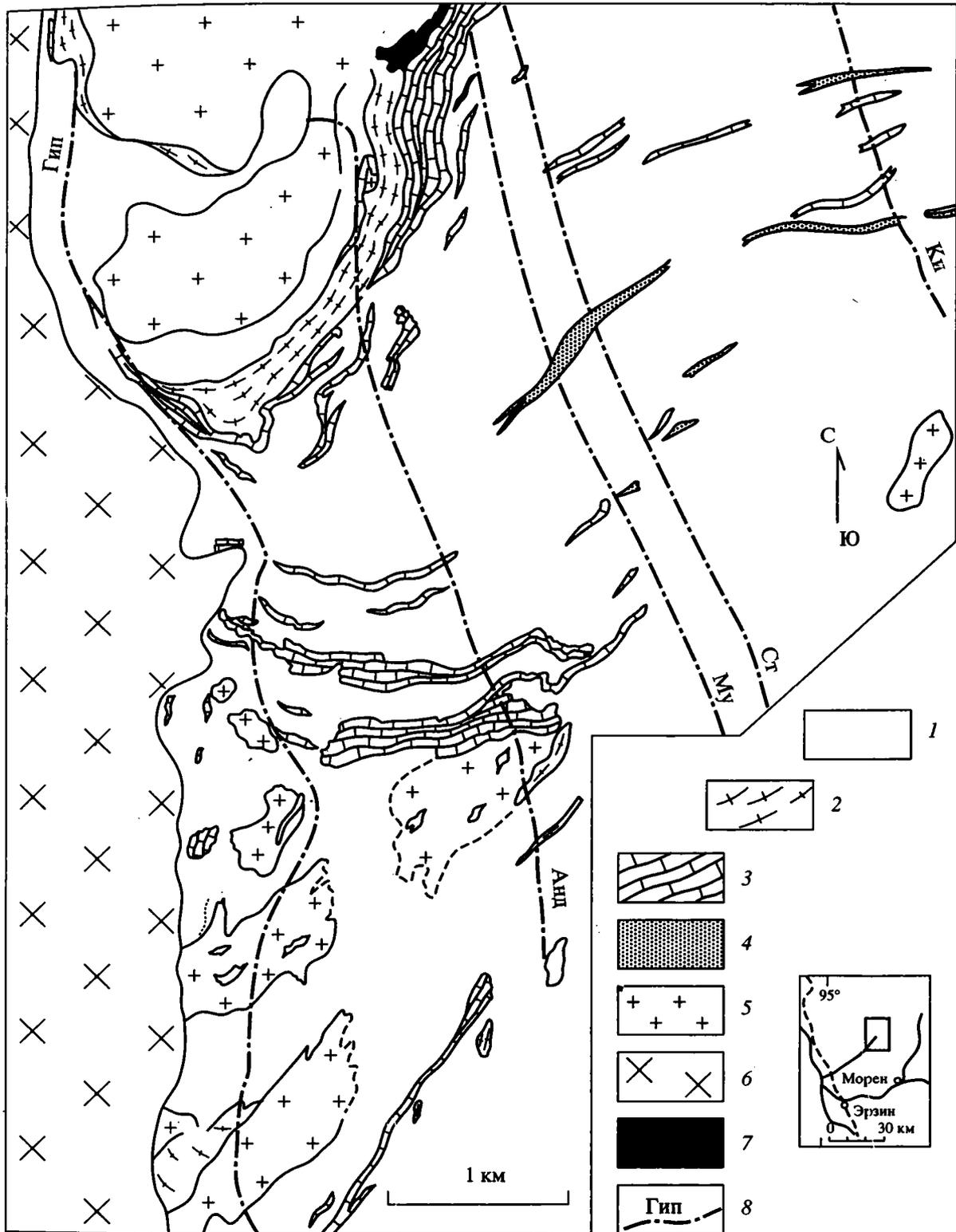


Рис. 12. Схема геологии и метаморфизма района развития мугурского зонального комплекса [18].

1 – метапелитовые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – мраморы, переслаивающиеся с гнейсами и кварцитами; 4 – железистые кварциты; 5 – гранит-аплиты с ксенолитами метаморфических пород; 6 – гранитоиды таннуольского комплекса; 7 – ультраосновные породы; 8 – изограда гиперстена (аналогично для других минералов); Ки – кяниты, Ст – ставролита, Му – мусковита, Анд – андалузита).

отметить, что в дунитах Солджерского массива Л.В. Агафонов [1] установил платиновую минерализацию, которая не характерна для офиолитовых интрузий, но встречается в интрузивах аляскинского типа [37]. Многочисленные мелкие линзы и тела таких гипербазитов приурочены на Сангиле к участкам наиболее высокотемпературного зонального метаморфизма (см. рис. 12). Картируемый здесь же крупный массив кварцевых диоритов тоже контактирует с высокотемпературными метаморфитами, но не имеет непосредственного отношения к этому метаморфизму и оторван от него во времени. Возраст формирования малоглубинных гранулитов – ордовик (440 млн. лет), а время кристаллизации диоритов – 330 млн. лет [21]. Кроме того, даже ликвидусной температуры диоритов недостаточно для того, чтобы обеспечить формирование дупироксеновых роговиков.

Отметим также, что наряду с участками зонального метаморфизма, достигавшего в максимуме гиперстенной зоны, здесь наблюдаются и поля широкого развития мигматит-гранитов, образующих многочисленные купола. Пятнистый характер метаморфизма связан, по-видимому, с вариациями флюидного режима. Можно предполагать, что те или иные объемы мигматитов в метаморфических зонах высоких ступеней связаны с динамикой разрывной тектоники коллизионной зоны, когда вблизи активных тектонических нарушений флюид, выделявшийся при дегидратации водосодержащих минералов, имел возможность удалиться, в то время как внутри достаточно крупных и тектонически недезинтегрированных блоков пород количество флюида (и, соответственно, флюидное давление) должны были нарастать, вызывая крупномасштабный анатексис и куполообразование.

Наряду со специфическим типом метаморфизма, важной особенностью Сангиленской зоны ремобилизации является широкое и мощное проявление интрузивного магматизма [6]. Здесь выделяются наиболее ранние диорит-гранодиоритовые массивы повышенной натровой щелочности (Кокмол-Гаргинский и др.). Они прорывают как породы фундамента, так и породы чехла, но, в свою очередь, срезаются тектоническими покровами поздних стадий коллизионного процесса. Судя по петрохимическим особенностям, эти образования отвечают известково-щелочной серии, имеющей корово-мантийное происхождение (I-тип). Более поздними по отношению к ним являются гранито-гнейсы, участвующие в строении купольных структур (Хорумнутский комплекс). Их соотношения с покровно-сдвиговыми деформациями собственно коллизионного события однозначно пока не установлены. Отметим

только, что гранито-гнейсовые купола широко развиты не только в пределах ремобилизованного автохтона, но и проникают в карбонатно-терригенный чехол, залегающий на этом фундаменте.

По составу породы ядер куполов отвечают гранит-лейкогранитовой серии повышенной глиноземистости, что типично для расплавов корового генезиса (S-тип). Специализация щелочей – кали-натровая.

Особую группу представляют пегматоидные граниты с кварц-полевошпатовой графикой; они обнаруживают тесную пространственно-временную связь с покровными деформациями одной из самых поздних стадий коллизионного процесса. По составу и петрографическим особенностям эти граниты идентичны синметаморфическим пегматоидным гранитам Ольхонского региона, и, по-видимому, те и другие имеют один генезис. А.Г. Владимир [в печати] считает возможным объединить эти образования в особый тип гранитов (стресс-тип), свойственный регрессивному этапу метаморфизма. Интересно, что в Ольхонском регионе повсеместно встречается специфический коллизионный синметаморфический мраморный меланж, в контакте со стресс-гранитами содержащий обломки этих пород [30], и точно такие же образования найдены теперь и в Западном Сангиле.

По-видимому, целесообразно все перечисленные выше ассоциации гранитоидов включить в состав единой группы пород синметаморфического (коллизионного) этапа. Однако интрузивный магматизм этим не завершается, и последними свидетелями магматической активности в регионе являются постметаморфические (постколлизионные?) многофазные интрузивы диорит-граносиенит-K-гранитного состава. По данным U-Pb цирконометрии, возрасты всех перечисленных выше гранитных ассоциаций могут быть охарактеризованы как ордовичские (420 - 490 млн. лет).

Обсуждение. Как показывает материал, во всех рассмотренных регионах в раннем палеозое реализуется один и тот же вариант коллизии типа "дуга-террейн", который в Центральной Азии наименее изучен, а распространен, как теперь выясняется, очень широко и в значительной мере определяет структуру континента. Вместе с тем, попытки получить исчерпывающую картину этого геодинамического режима, опираясь на данные, полученные при исследованиях геологии того или иного отдельного полигона или региона, оказываются мало эффективными. Лишь сравнительный анализ, учитывающий различную глубину эрозионного среза в разных регионах, конфигурацию плит и террейнов, кинематику коллизионных движений, а также многие важные аспекты тектогенеза, ярко проявленные в одних

регионах, но неприметные в других, позволяет рассмотреть наиболее типичный сценарий этого типа коллизии.

Во всех случаях как самое раннее событие отмечено выдвигание тектонических покровов или аллохтонных пластин офиолитов и островодужных комплексов на докембрийский фундамент с корой континентального типа. Это наиболее устойчивая и яркая черта всех регионов, которая не только фиксирует начало коллизии, но и в значительной мере определяет специфику последующих событий. Благодаря обдукции коллизионные сооружения в самом начале приобретают субгоризонтальную тектоническую неоднородность. Ее нижний компонент – кристаллический фундамент с корой континентального типа – всегда несет следы наиболее древнего регионального метаморфизма. Верхний компонент неоднородности представлен в основном островодужными комплексами, для которых проявление доколлизийного метаморфизма (за исключением, конечно, глаукофан-сланцевого) не характерно.

Тектоническая и вещественная ремобилизация ранее созданной континентальной коры, вовлеченной в коллизию, – постоянно повторяющееся следствие реализации этого режима в раннем палеозое Центральной Азии. Такая закономерность, конечно, не случайна и не является какой-то специфической особенностью каледонид этого региона. Ремобилизация, как показывает сравнительный анализ, свойственна и более молодым, чем каледониды (позднепалеозойским и мезозойским), и более древним (в том числе раннекембрийским) коллизионным системам. Становится очевидным поэтому, что повторная переработка ранее возникшей коры континентального типа – не экзотика, а типичное явление, сопровождающее коллизионный тектогенез.

В свою очередь, классическое выражение ремобилизации – куполообразование. Хотя обширная литература по гранито-гнейсовым куполам содержит массу примеров такого рода, вывод о прямой связи ремобилизации и купольного тектогенеза остается как бы в тени: эта тема обычно не разрабатывается. В связи с ограниченным объемом журнальной статьи не сможем этого сделать и мы. Подчеркнем лишь, что в конечном итоге гранито-гнейсовые купола выступают как прямые индикаторы коллизии. Уже при первичном картировании той или иной территории обнаружение куполов должно насторожить геолога как поисковый критерий на коллизионную геодинамику. Как правило, осечки не бывает.

Очевидно между тем, что включение механизма ремобилизации и куполообразования само по себе есть следствие подъема геоизотерм и метаморфизма. И, следовательно, какие-то со-

бытия должны были обеспечивать концентрацию и фокусировку теплотоков непосредственно в зонах коллизии. В поисках ответа на этот вопрос нужно обратить внимание на специфический базит-ультрабазитовый магматизм, сопровождающий коллизионный процесс и свидетельствующий об активизации мантии под зонами столкновений.

В большинстве рассмотренных регионов отмечается не только совпадение поясов базит-пикробазитов с собственно коллизионными сооружениями, но и с высокотемпературными частями зональных метаморфических ореолов, что, конечно, нельзя считать случайным. Лишь в Ольхонском регионе подобные интрузии отсутствуют, и мы склонны думать, что это связано с меньшей глубиной эрозионного среза. В других регионах пикритовые и базитовые интрузии только частично припадают в верхний – аллохтонный – компонент системы в виде даек и силлов; их главные объемы были локализованы на границе автохтонного фундамента и тектонических покровов. Сам же базит-пикритовый материнский очаг располагался под коллизионным сооружением, по-видимому, на границе корамантия. Следует подчеркнуть, что развитие базит-пикробазитовой колонны с формированием промежуточных камер в верхнем этаже тектонической неоднородности продолжалось в течение всего коллизионного периода. Поэтому синколлизийные базиты могут иметь черты как дометаморфических, так и постметаморфических образований, но их всегда объединяет общность состава и единый эволюционный тренд.

По сравнению с предколлизийными (собственно островодужными) базит-пикробазитовыми комплексами, они отличаются повышенной титанистостью и калиевостью. По этим параметрам, а также по изотопно-геохимическим особенностям они оказываются близки к базальтам горячих точек, и это позволяет думать, что и в наших регионах они являются индикаторами возбужденного состояния верхней мантии (мантийного диапиризма) в коллизионных зонах.

Эволюцию мантийного магматизма коллизионной стадии можно определить как антидромную, что наиболее логично связать с возрастанием степени плавления недеплетированной верхней мантии.

Кратко охарактеризуем метаморфические события коллизионного процесса. Одной из специфических особенностей коллизионных зон является совмещение на современном эрозионном уровне метаморфических образований разных ступеней и разного возраста (до-, син-, постколлизийных, в том числе и полиметаморфических комплексов). По-видимому, все же, типичным

отражением собственно коллизионного этапа является высокотемпературный и высокоградиентный зональный метаморфизм, нередко приводящий к образованию так называемых "малоглубинных" гранулитов, или метаморфизм низких P /высоких T . Практически всегда это зональный метаморфизм, имеющий, в отличие от классических роговиков, гораздо большие масштабы и сопровождаемый массовым гранитообразованием. Можно даже сказать (имея в виду связь метаморфических ореолов с поясами базит-пикробазитов), что, по существу, это контактово-региональный метаморфизм. При этом доля гранитоидов может достигать 50% [37]. В наиболее ярком виде подобный тип коллизионного метаморфизма проявлен на Западном Сангилене (Тува), в Дарибско-Шишихидской зоне Монголии. Важной особенностью коллизионного метаморфизма является характер изменений PT -параметров во времени. Модельные построения [40] показывают, что это должно происходить "по часовой стрелке", т.е. с достижением максимальной температуры на стадии компенсационного подъема континентальной коры в зоне коллизии (такой вариант наблюдается, в частности, на Сангилене).

Как показывает проведенный анализ, появление гранитных расплавов в ходе ремобилизации коры растянуто во времени, а типы расплавов резко отличаются по генезису. На ранних стадиях (прогрессивный метаморфизм) гранитообразование отвечает механизму анатексиса и лимитировано реакциями дегидратации водосодержащих минералов. На поздних стадиях (регрессивный метаморфизм) гранитообразование оказывается сопряженным в пространстве и времени с зонами покровных и сдвиговых деформаций, когда подток флюидов из вмещающей рамы в ослабленные деформационные зоны мог, по-видимому, обеспечить плавление субстрата в условиях насыщенности флюидами, в первую очередь, водой. Таким путем могли формироваться стресс-граниты Ольхонского региона и Западного Сангилена. Хотя совокупные объемы синметаморфических гранитов ранних и поздних стадий могли достигать существенных величин (до 50% и выше), они, очевидно, не имеют прямого отношения к более позднему внедрению крупных объемов монцонитоидных магм. Последние (на Сангилене, например) обладают чертами гибридного происхождения и представляют собой продукт смешения глубинных мантийных и корово-анатектоидных расплавов. Присутствие мантийной компоненты в составе гранитоидов свидетельствует (в этом случае) о существовании подкорового источника магм.

Рассмотренная выше модель в значительной мере, конечно, условна. Это – лишь идеализированная схема реализации коллизии в варианте

"дуга-микроконтинент". Пестрая картина коллизионных событий в каледонидах Центральной Азии вместе с тем убедительно свидетельствует о возбужденном состоянии верхней мантии под коллизионными швами. Такая связь мантийных и коровых явлений не может быть случайной, она – закономерна.

Эта работа проводилась при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-14001, 94-05-16805).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Кутугет К.С., Ойдун Ч.К., Ступаков С.И. Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы // Докл. АН Сиб. отд. ОИГГМ. Новосибирск, 1993. 86 с.
2. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170 - 183.
3. Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 462 - 466.
4. Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части нагорья Сангилена // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 14 - 25.
5. Владимиров А.Г. Гранитоидный магматизм субдукционно-коллизионных орогенов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993.
6. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Руднев С.И. Интрузивный магматизм зоны перехода западного и центрального Сангилена // Структурно-вещественные комплексы юго-восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1989. С. 57 - 87.
7. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Докембрийские комплексы Сангилена по геохронологическим и геологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 47 - 61.
8. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
9. Геолого-петрологические исследования юго-восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1988. 124 с.
10. Гибшер А.С., Изох А.Э., Хаин Е.В. Довендская структура Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 169 - 171.

11. *Гибшер А.С., Терлеев А.А.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия юго-восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26 - 34.
12. *Гоникберг В.Е.* Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1989. С. 69 - 99.
13. *Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сонюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С.* Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 58 - 71.
14. *Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др.* Орогенный магматизм офиолитовых поясов. Новосибирск: Наука, 1983. 206 с.
15. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
16. *Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И.* Магматизм Агардакской шовной зоны // Геолого-петрологические исследования юго-восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1988. С. 19 - 75.
17. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 228 с.
18. *Каргополов С.А.* Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Сангилен, юго-восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 109 - 119.
19. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
20. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
21. *Лебедев В.И., Владимиров А.Г., Халилов В.А., Гибшер А.С., Каргополов С.А., Пономарева А.П., Изох А.Э., Ступаков С.И., Руднев С.М.* U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских-раннепалеозойских метаморфических образований западного Сангилена // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 45 - 52.
22. *Лебедев В.И., Халилов В.А., Каргополов С.А. и др.* U-Pb возраст высокотемпературного метаморфизма Сангилена (юго-восточная Тува) // Докл. АН СССР. 1991. № 3. С. 682 - 686.
23. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771 - 786.
24. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы // Л.: Наука, 1981. 153 с.
25. *Рогов Н.В., Бухаров Н.С., Кривенко А.П., Зайков В.В.* Вопросы рудоносности магматических комплексов Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 163 - 171.
26. *Рогов Н.В., Кривенко А.П., Бухаров Н.С. и др.* Схема магматических комплексов Тувы // Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1981. С. 96 - 98.
27. Структурно-вещественные комплексы юго-восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1989. с. 160.
28. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
29. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С.* Тектоника, метаморфизм и корово-мантийный магматизм коллизионных зон (на примере каледонид юга Сибири, герцинид Восточного Казахстана и киммеридо-альпид Памира) // Тектоника и метаморфизм: Тезисы докладов. М.: Издание ГИН РАН, 1994. С. 12 - 14.
30. *Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б.* Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30 - 45.
31. *Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.* Структурный муар – новый тип структурного узора в гнейсовых куполах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 5. С. 1202 - 1206.
32. *Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф.* Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54 - 71.
33. *Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 38 - 51.
34. *Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. АН РАН. 1995. В печати.
35. *Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Каледонский этап ремобилизации раннедокембрийского фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян) (изотопно-геохронологические данные) // Докл. АН РАН. 1995. В печати.
36. *Хераскова Т.Н., Томуртоого О., Хаин Е.В.* Офиолиты и верхнедокембрийские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 25 - 31.
37. *Barton M.D. Hanson R.B.* Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling // Geol. Soc. of Amer. Bulletin. 1989. V. 101. № 8. P. 1051 - 1065.
38. *Gibsher A.S., Izokh A.E., Khain E.V.* Geodynamic evolution of northern segment of the Paleasian Ocean in Late Riphean – Early Paleozoic // Report № 4 of the JGCP.

- Project 283: Geodynamic evolution of Paleosian Ocean. Novosibirsk: OIGGM SB RAS., 1993. P. 97 - 99.
39. *Johan Z., Ohrenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D.* Platinum Mineralization in the Alaskan type Intrusive Complexes near Fifield, New South Wales, Australia. Part 1. Platinum Group Minerals in Clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospekt.
- Owendale Intrusion // Mineral and Petrol. 1989. V. 40. P. 289 - 309.
40. *Thomson A.B., England P.S.* Pressure-Temperature-Time path of regional metamorphism. 11. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // J. of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 929 - 955.

Tectonics, Metamorphism and Magmatism of the Collision Zones of Central Asian Caledonides

**V. S. Fedorovsky, A. G. Vladimirov, E. V. Khain.
S. A. Kargopolov, A. S. Gibsher, A. E. Izokh**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Joint Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Division of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

The Structure of the Central Asian Caledonides is determined by the interaction of the Siberian Plate with numerous terranes accreted to it in the processes of collision and involved into belts of remobilisation. Along the Southern margin of the Siberian Plate this collision was of the type "terrane-continent" and inside the collision system itself of different versions of the types "terrane-terrane", "arc-terrane", "arc-arc". The most widely represented "arc-terrane" collision version is analysed on the examples of the Olkhon Region (lake Baikal), Western Mongolia, Eastern Sayan, South Eastern Tuva for zones of this types obduction of island arc complexes on the margins of terranes with continental type crust, formation of nappe-shear fold systems, progressive zone of metamorphism, of the allochthonos, recurrent metamorphism and tectonic remobilisation of the authochtonos, mighty manifestation of dome tectonics, involving authochtonos and allochtonos, appearance of mafic-ultramafic intrusive belts is most characteristics. Interconnection of crustal and mantle processes in collision zones is usually and could be explained by blocking of subduction zones, slab detachment and formation of induced convection, supplying anomalous mantle material to the base of collision suture.

УДК 551.242.52(571.1)

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ РИФТОВЫХ СТРУКТУР В ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 1995 г. Ю. А. Павлов

ПО "Новосибирскгеология", Центральная геофизическая экспедиция, Новосибирск

Поступила в редакцию 05.05.93 г.

Анализируется комплекс современных геолого-геофизических данных (магнитометрических; гравиметрических; сейсмических – МОВ, КМПВ, ГСЗ, теплового потока, глубокого бурения) с позиций соответствия основным критериям выделения системы триасовых "грабен-рифтов". В результате анализа делается вывод об отсутствии системы таких структур в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты. Приводятся данные, свидетельствующие о шовной природе Колтогорско-Уренгойской аномальной зоны и о различиях строения западной и восточной частей плиты.

С развитием идей тектоники плит широкое распространение получило выделение рифтовых зон в пределах различных тектонических регионов, в том числе в фундаменте Западно-Сибирской плиты. При этом по рассматриваемому району имеются весьма разнообразные, порой противоречивые мнения о структуре, количестве, положении, взаимоотношениях выделяемых рифтовых зон.

Так, Ю.Т. Афанасьев [1] утверждает, что весь доюрский комплекс пород плиты следует рассматривать как рифтогенные образования. "Грабен-рифты", выделяемые В.С. Сурковым, О.Г. Жеро и др. [3, 8, 12, 13, 14 и др.], значительно не совпадают, а порой пересекаются почти ортогонально с подобными (иногда с одноименными) структурами, выделяемыми В.А. Бененсоном [2], Е.Г. Журавлевым [5] и др. Построения этих авторов, как правило, основаны на мелкомасштабных геофизических материалах и редкой неравномерной сети скважин, вскрывших доюрский фундамент.

При этом, несмотря на дискуссионность выделения подобных структур [10 и др.], ряд авторов отводит значительную роль во влиянии выделяемой рифтовой системы на структуру и нефтегазонасность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты [8, 14 и др.].

Наиболее последовательно и подробно критерии выделения "грабен-рифтов" в Западной Сибири изложены коллективом сотрудников СНИИГГиМСа [3, 8, 13, 14 и др.]. Они сводятся к следующему.

1. "В гравитационном и магнитном аномальных полях рифты Западно-Сибирской плиты отражаются узкими осевыми положительными аномалиями большой протяженности... Полосовые зоны гравитационного и магнитного ано-

мальных полей имеют высокую степень корреляции в плане, что свидетельствует о единстве аномалиеобразующих факторов" [8, с. 82]. Отмечается, что "особенно большой интенсивности положительными аномалиями эти зоны характеризуются в остаточном гравитационном поле после исключения из наблюдаемого влияния рельефа поверхности Мохоровичича и мезозойско-кайнозойского чехла" [13, с. 75].

2. По сейсмическим данным в области рифтов устанавливаются прогибы поверхности фундамента.

3. Поверхность Мохоровичича в зоне рифтов поднимается.

4. Зоны рифтогенеза характеризуются аномально низкими значениями граничных скоростей в верхней мантии, и, соответственно, к ним приурочены разуплотнения вещества верхней части мантии Земли [8, 13, 14].

5. Отмечается увеличение интенсивности современного теплового потока над рифтовыми зонами [8, 14].

6. "Основными геологическими критериями рифтовых зон являются вещественный состав рифтового комплекса, закономерности строения его разреза, характерный состав изверженных пород и интенсивности развития гидротермальных изменений пород" [8, с. 91]. Конкретно для Западно-Сибирской плиты предполагается, что породы, выполняющие рифты, подразделяются на два комплекса: собственно рифтовый, представленный базитами, и грабеновый, состоящий из вулканитов основного состава и вулканогенно-осадочных образований.

Рассмотрим указанные критерии в описываемом районе в свете имеющихся современных данных.

В настоящее время на всей описываемой территории завершены среднemasштабные (местами детальные) гравиметрические и детальные (1 : 50000) аэромагнитные съемки¹. Объем сейсмических исследований методом ОГТ позволил построить кондиционную структурную карту поверхности домезозойского фундамента в масштабах 1 : 500000 и 1 : 1000000², платформенный чехол изучен на значительной территории методом МОВ в масштабах 1 : 50000 - 1 : 200000². Кроме того, имеются сведения по полутора десяткам профилей ГСЗ, пересекающим выделяемые рифтовые зоны [7, 11]. Анализ этих материалов совместно с данными глубокого бурения позволяет сделать следующие выводы.

1. В аномальных магнитном (рис. 1) и гравитационном (рис. 2) полях в пределах большинства выделяемых “грабен-рифтов” (за исключением части Колтогорско-Уренгойского и Худосейского) не наблюдаются “коррелирующиеся узкие осевые положительные аномалии” ΔT и Δg большой протяженности, совпадающие по положению и простираению с предполагаемыми рифтами.

В некоторых случаях рифты намечаются по магнитным аномалиям, но не согласуются с простираением аномалий гравитационного поля (например, Аганский и Худуттейский), и, наоборот, отдельные участки “грабен-рифтов” приурочены к гравитационным максимумам, но не совпадают с положением повышенных магнитных аномалий (например, отдельные участки Колтогорско-Уренгойского и Худосейского “грабен-рифтов”). Наблюдаются случаи, когда отдельные отрезки рифтов совпадают с максимумами ΔT и Δg , но другие их части пересекают зоны минимумов (например, центральная часть Усть-Тымского). Более того, Чузикский и некоторые другие небольшие “рифты” занимают в региональном плане секучее положение к тем и другим аномалиям, а в пределах контуров “грабен-рифтов” фиксируются зачастую вместо максимумов локальные магнитные и гравитационные минимумы [10].

Даже наиболее “коррелируемый” Колтогорско-Уренгойский “грабен-рифт” проводится на большом протяжении по осевой части гравитационных максимумов в стороне от максимумов ΔT , а в районе р. Васюган отклоняется от гравитационной аномальной зоны и выделяется восточнее лишь по магнитным данным.

Не улучшает положение и введение в аномалии Буге поправки за гравитационное влияние

¹ Материалы этих съемок обобщены в Центральной геофизической экспедиции ПО “Новосибирскгеология” Р.М. Антоновичем и Ю.А. Павловым.

² Материалы съемок обобщены в концерне “Главтюменьгеология”, ПГО “Томскнефтегазгеология” и ПО “Новосибирскгеология” под руководством В.А. Галунского, А.А. Смыслова и С.Н. Варламова.

мезозойско-кайнозойского чехла, поскольку на значительной части рассматриваемого района в связи с обратными зависимостями между формами рельефа фундамента и знаками гравитационных аномалий введение поправки в основном не меняет соотношения относительных максимумов, а лишь делает их более контрастными. Введение же поправки за влияние границы Мохоровичича отражается лишь на поведении регионального фона и не сказывается на относительно локальных аномалиях, связываемых с “грабен-рифтами”.

2. Несоответствие принятым критериям наблюдается и при рассмотрении карты морфоструктур поверхности доюрского фундамента (рис. 3). Лишь Колтогорско-Уренгойский “грабен-рифт” в региональном плане приурочен к цепочкам прогибов кровли фундамента. В то же время на Гыданском полуострове в районе северного продолжения Колтогорско-Уренгойского “грабен-рифта” на тех участках, где картируются положительные гравимагнитные аномалии, по сейсмическим данным устанавливаются валы и своды [9]. Для остальных подобных выделяемых структур никакой отчетливой закономерности не наблюдается. Так, Худосейский “грабен-рифт” в районе регионального сейсмического профиля 31 совпадает с Большехетским валом [9], северо-восточная оконечность Аганского “грабен-рифта” расположена в пределах Пурского прогиба, а юго-западная – на Сургутском поднятии, не согласуясь с простирающими этими морфоструктур. Усть-Тымский “грабен-рифт”, располагаясь северо-восточной и юго-западной оконечностями в пределах соответственно Усть-Тымской и Нюрольской впадин, средней частью ортогонально пересекает Пудинское поднятие.

Чузикский “грабен-рифт” пересекает вкрест простираения Парабельское и Пудинское поднятия. Аналогичная безымянная структура диагонально пересекает наиболее приподнятую часть Сургутского поднятия, почти полностью располагаясь в пределах последнего, и т. д.

3. Неправомерность утверждения о подъемах границы Мохоровичича, связанных с “грабен-рифтами”, видна на рис. 4. По крайней мере при современном состоянии изученности никакого отражения в рельефе подошвы земной коры эти структуры не находят, что вполне естественно при их относительно малых поперечных размерах (иногда лишь несколько километров).

4. На рис. 5. приведено соотношение выделяемых [3, 8, 12, 13, 14 и др.] “грабен-рифтов” с распределением граничных скоростей на границе Мохоровичича по сейсмическим данным [7]. Из рисунка видно, что соотношения эти самые различные, без какой-либо заметной закономерности. Так, Колтогорско-Уренгойский “грабен-рифт”

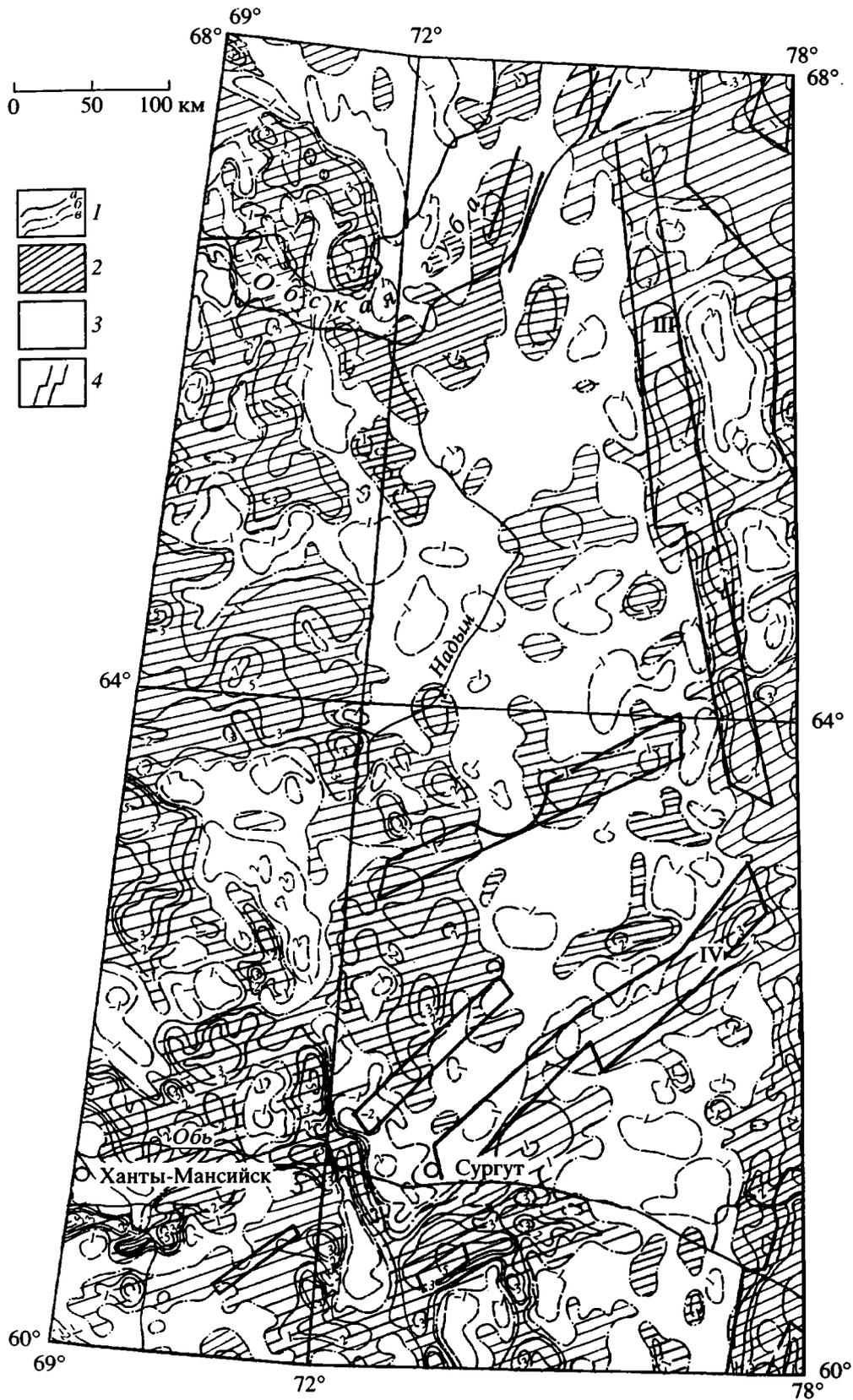


Рис. 1. Соотношение системы "грабен-рифтов" с зональностью аномального магнитного поля. Составил Ю.А. Павлов по данным Р.М. Антоновича.

1 – изодинамы: а – положительные, б – нулевые, в – отрицательные; 2, 3 – зоны: 2 – повышенного и 3 – пониженного поля; 4 – "грабен-рифты" по [3, 8, 13, 14]. Названия "грабен-рифтов" I - VI см. на рис. 2.

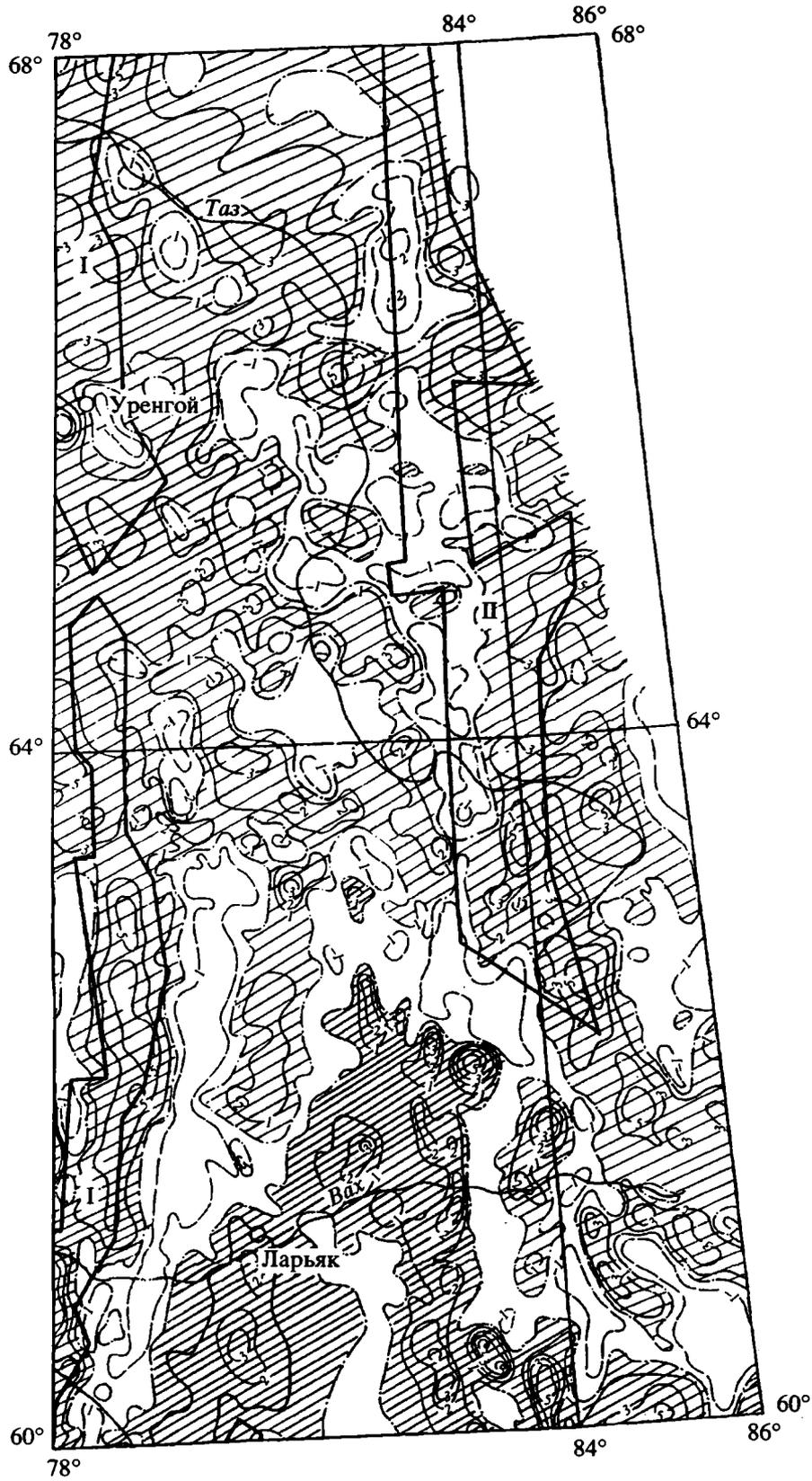


Рис. 1. Продолжение.

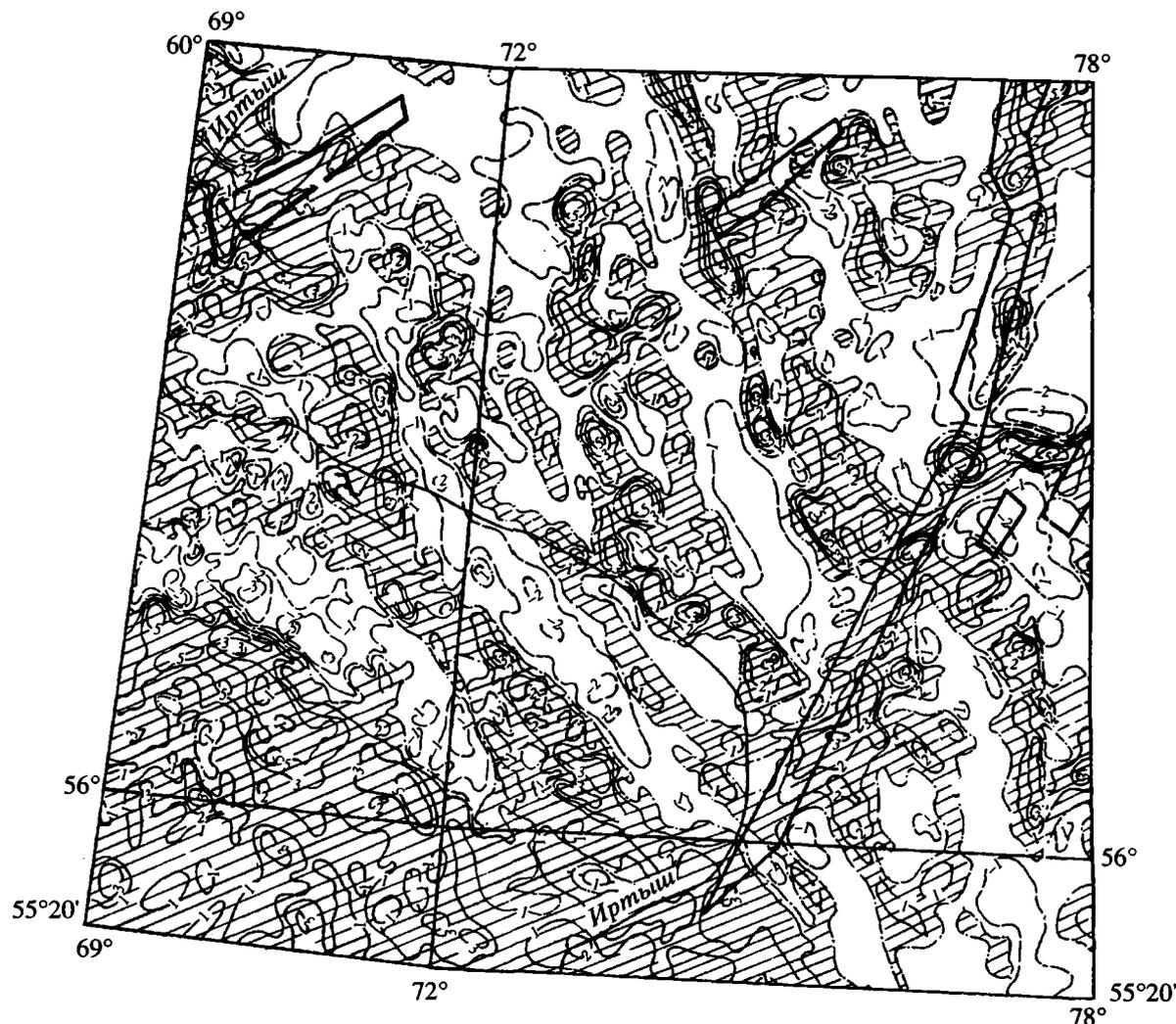


Рис. 1. Продолжение.

пересекает как зоны пониженных (8.0 км/с), так и средних (8.0 - 8.2 км/с) скоростей. Усть-Тымский и Чузыкский "грабен-рифты" полностью располагаются в зоне средних (8.0 - 8.2 км/с) скоростей. Аганский, а также южные части Худосейского и Худуттейского "грабен-рифтов" приурочены к зоне сравнительно высоких (8.3 - 8.4 км/с) скоростей, а северные части двух последних структур расположены в зоне скоростей 8.0 - 8.2 км/с и т.п.

5. При современной крайне слабой изученности теплового потока Западно-Сибирской плиты [4, 6] установить какую-либо закономерность его распределения, связанную с выделяемой системой "грабен-рифтов", не представляется возможным. Приводимые в [8, 14] единичные случаи замера повышенной интенсивности современного теплового потока в Колтогорско-Уренгойской зоне вряд ли могут служить основанием для обобщающих выводов.

Более того, А.Д. Дучков и Л.С. Соколова отмечают, что выводы о повышенных тепловом потоке и температуре в осадочном чехле над погребенными рифтами "делаются главным образом на основании измерений температуры в низах осадочного чехла при испытаниях продуктивных горизонтов. Хотя аномалии температуры, обнаруживаемые при этом достигают 5 - 10°C, достоверность таких результатов из-за их низкой точности и возможности влияния дроссельного эффекта при вскрытии высоконапорных пластов невысока" [4, с. 61].

6. Данные глубокого бурения также не дают основания для выводов о каких-либо специфических особенностях вещественного состава фундамента плиты в районах выделяемых "грабен-рифтов". В первую очередь следует отметить, что предполагаемый в основании "грабен-рифтов" базитовый рифтовый комплекс пород к настоящему времени нигде не обнаружен и является

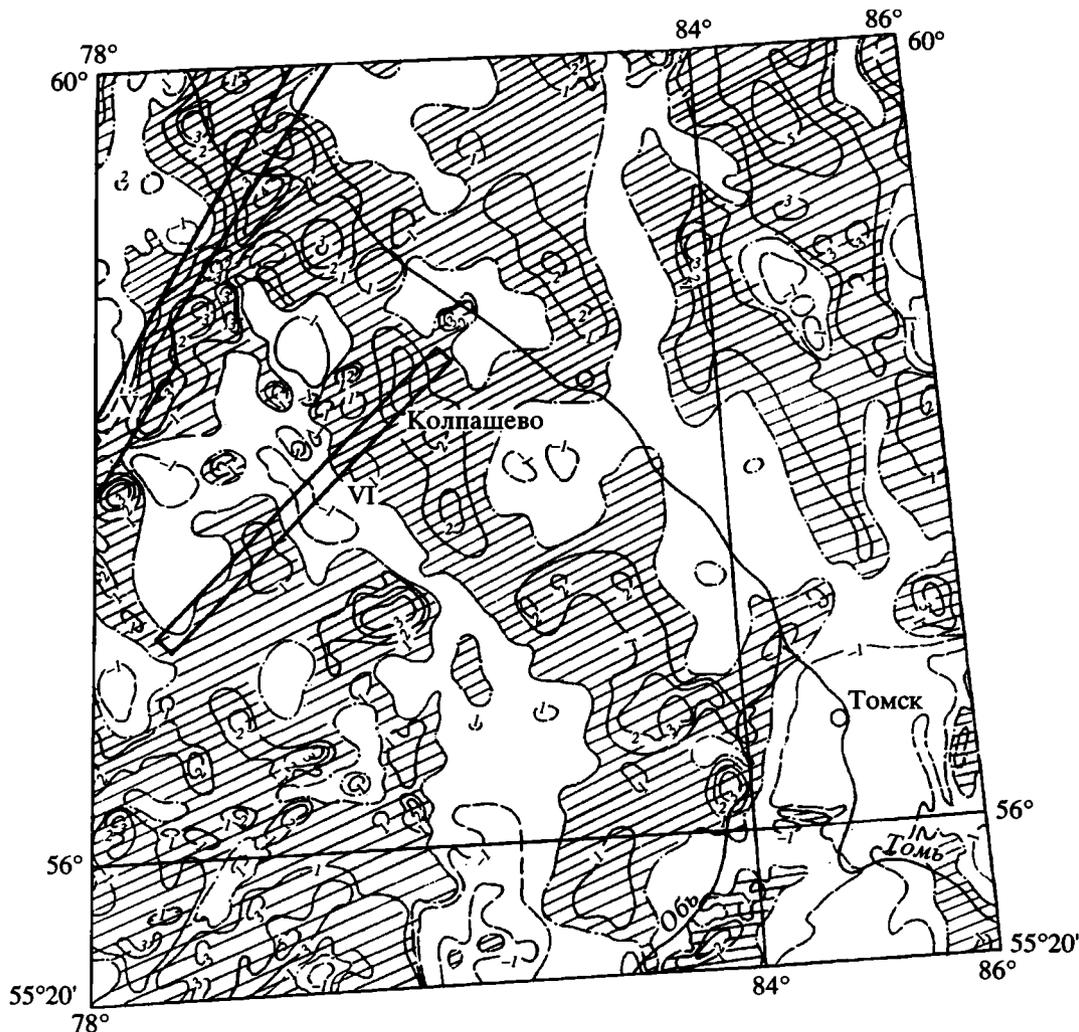


Рис. 1. Окончание.

пока чисто гипотетическим [12]. Вулканиты основного состава и вулканогенно-осадочные образования, относимые к грабеновому комплексу пород, распространены в пределах Западно-Сибирской плиты весьма широко и за пределами выделяемой системы “грабен-рифтов”.

Более того, на региональном профиле 25, пересекающем Колтогорско-Уренгойский “грабен-рифт” на широте пос. Уренгой, к настоящему времени пробурено свыше десяти скважин, вскрывших доюрские образования. По данным бурения здесь нет характерных для рифтовых структур вулканогенных образований. Примечательно также, что в южной части Худосейского “грабен-рифта” скв. 308 Светлогорская прошла юрские отложения и вошла в палеозойские мраморизированные известняки [9].

Таким образом, рассмотрение современных геолого-геофизических данных с точки зрения приведенных выше критериев выделения триасовых

“грабен-рифтов”, описываемых в работах [3, 8, 13, 14 и др.], позволяет сделать вывод об отсутствии системы этих структур в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Наиболее дискуссионным является, безусловно, вопрос о геологической природе Колтогорско-Уренгойской аномальной зоны, отчетливо проявляющейся на значительном протяжении во всех геофизических полях.

В качестве одного из основных доводов в пользу наложенного характера и сравнительно молодого (раннемезозойского) возраста Колтогорско-Уренгойского “грабен-рифта” (и соответственно всей выделяемой ими системы структур) В.С. Сурков и др. указывают на дискордантность приуроченных к нему гравитационных и магнитных аномалий к господствующему простиранию прилегающих аномалий и структурных зон [3].

Однако, как видно из рис. 1 и 2, по современным более детальным геофизическим данным

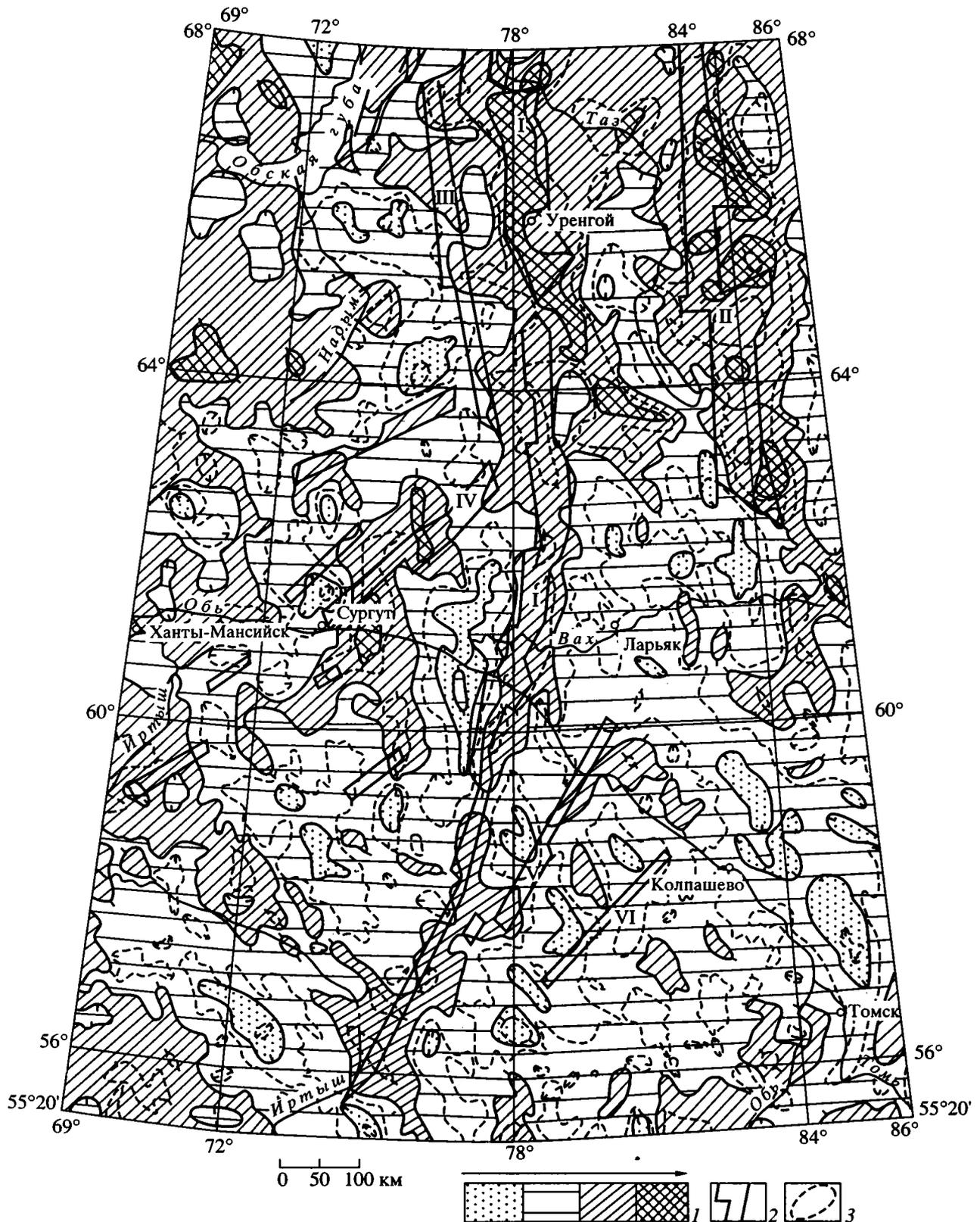


Рис. 2. Соотношение системы “грабен-рифтов” с интенсивностью аномального гравитационного поля. Составил Ю.А. Павлов.
 1 – поля различной интенсивности аномалий (стрелка – направление возрастания интенсивности аномалий); 2 – “грабен-рифты” по [3, 8, 13, 14] (I – Колтогорско-Уренгойский, II – Худосейский, III – Худуттейский, IV – Аганский, V – Усть-Тымский, VI – Чузикский); 3 – изолинии дополнительной градации поля Δg .

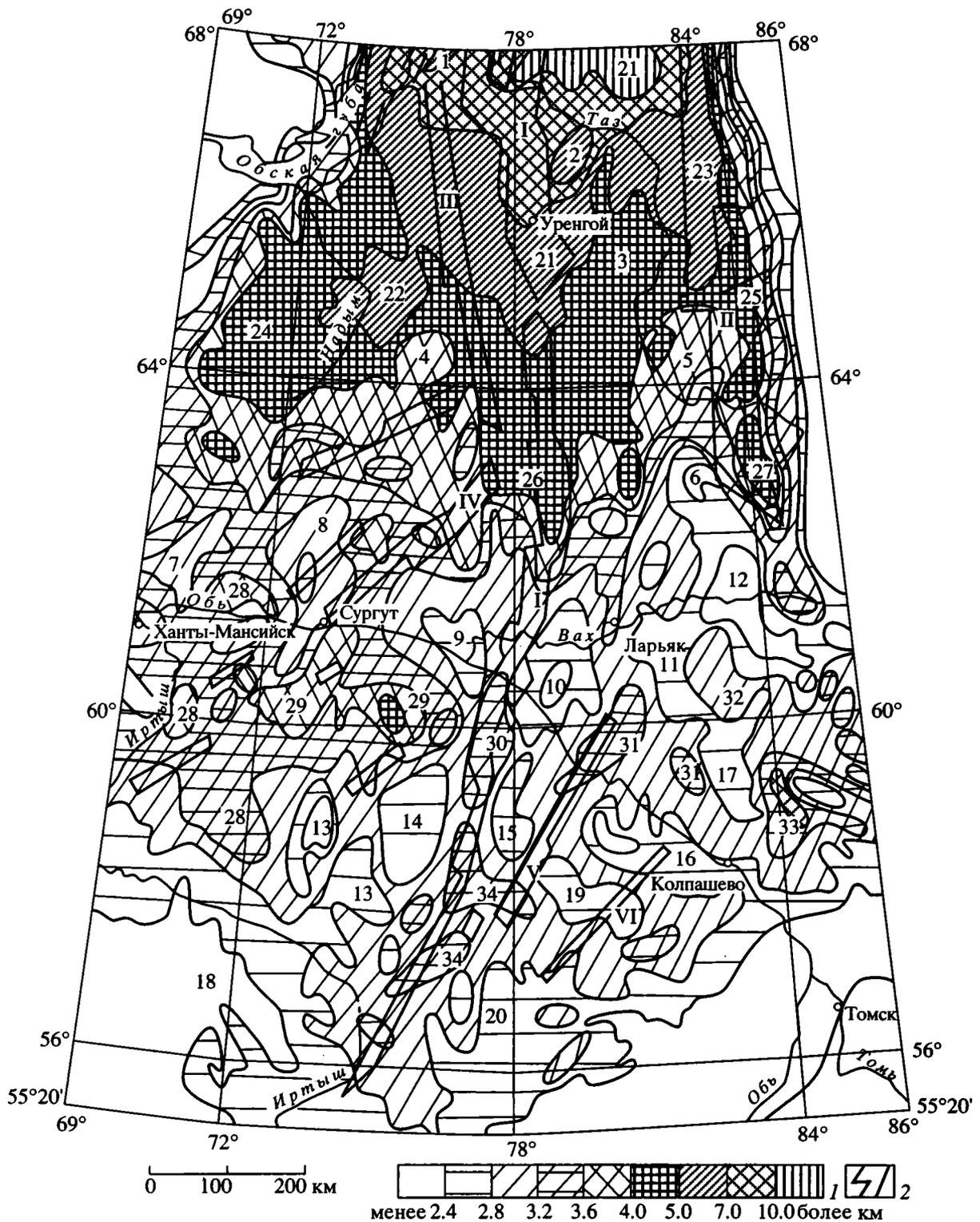


Рис. 3. Соотношение системы "гребен-рифтов" с морфоструктурами поверхности доюрского фундамента. Составил Ю.А. Павлов по материалам В.А. Галунского, А.А. Смыслова и С.Н. Варламова.

1 – шкала глубин поверхности доюрского фундамента; 2 – "гребен-рифты" I – VI по [3, 8, 13, 14] (названия см. на рис. 2). Цифрами обозначены: 1 – 20 – поднятия: 1 – Поеранское, 2 – Тазовско-Заполярье, 3 – Русско-Часельское, 4 – Северное, 5 – Ширтинское, 6 – Комсесьганское, 7 – Зенковское, 8 – Сургутское, 9 – Нижнеуртовское, 10 – Александровское, 11 – Пыль-Караминское, 12 – Ажарминское, 13 – Верхнедьямянское, 14 – Каймысовское, 15 – Средневажуганское, 16 – Парабельское, 17 – Пайдугинское, 18 – Старосолдатское, 19 – Пудинское, 20 – Межовское; 21 – 34 – впадины и прогибы: 21 – Уренгойско-Хеттский, 22 – Танловский, 23 – Восточно-Сидоровский, 24 – Надымская, 25 – Худосейский, 26 – Пурский, 27 – Раттский, 28 – Хантымансийская, 29 – Юганская, 30 – Колтогорский, 31 – Устьтымская, 32 – Верхнекосесская, 33 – Восточно-Пайдугинская, 34 – Нюрольская.

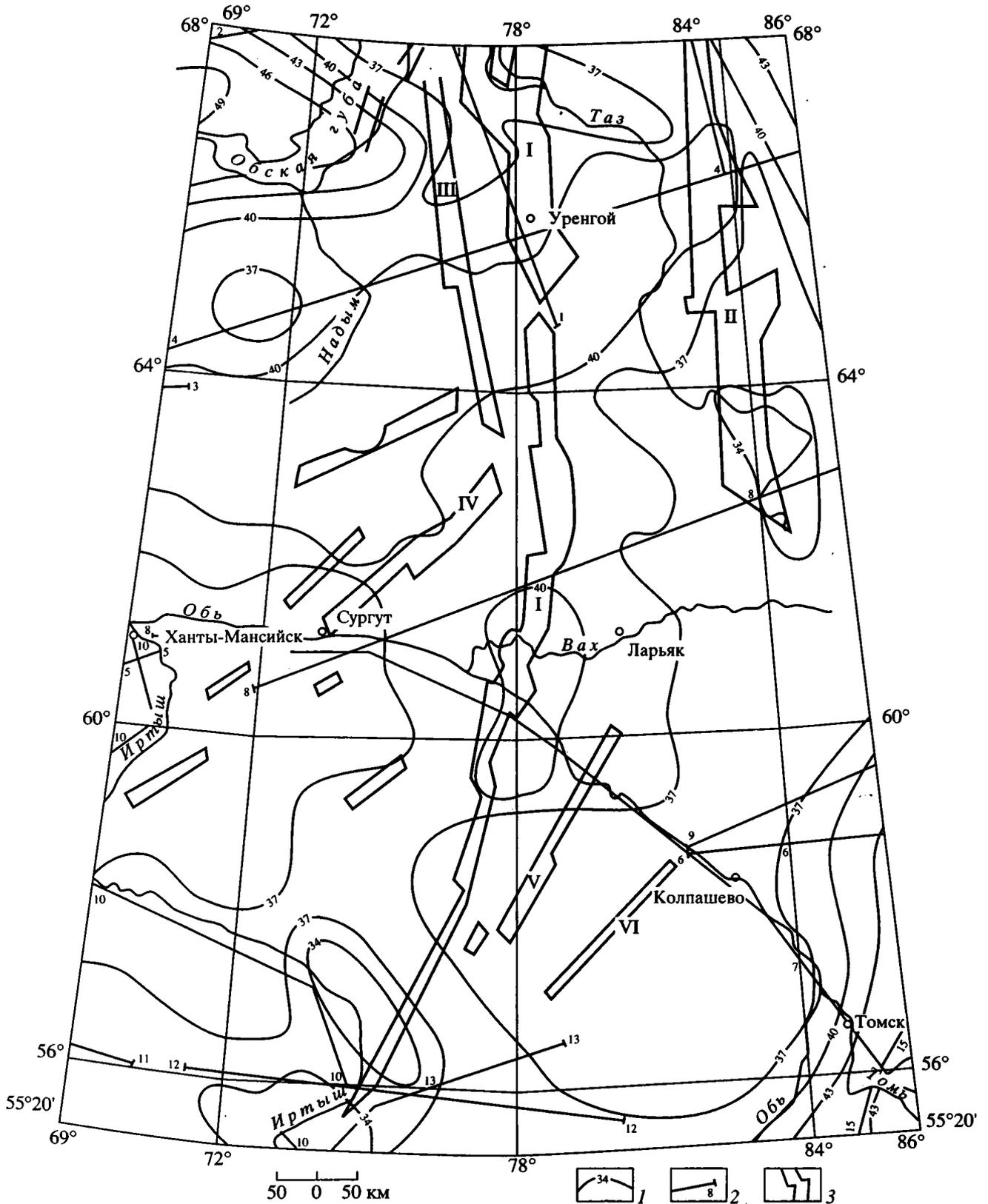


Рис. 4. Соотношение системы “грабен-рифтов” с рельефом поверхности Мохоровичича по [7].

1 – глубины залегания поверхности Мохоровичича, в км; 2 – профили ГСЗ и их номера; 3 – “грабен-рифты” I – VI по [3, 8, 13 и 14] (названия см. на рис. 2).

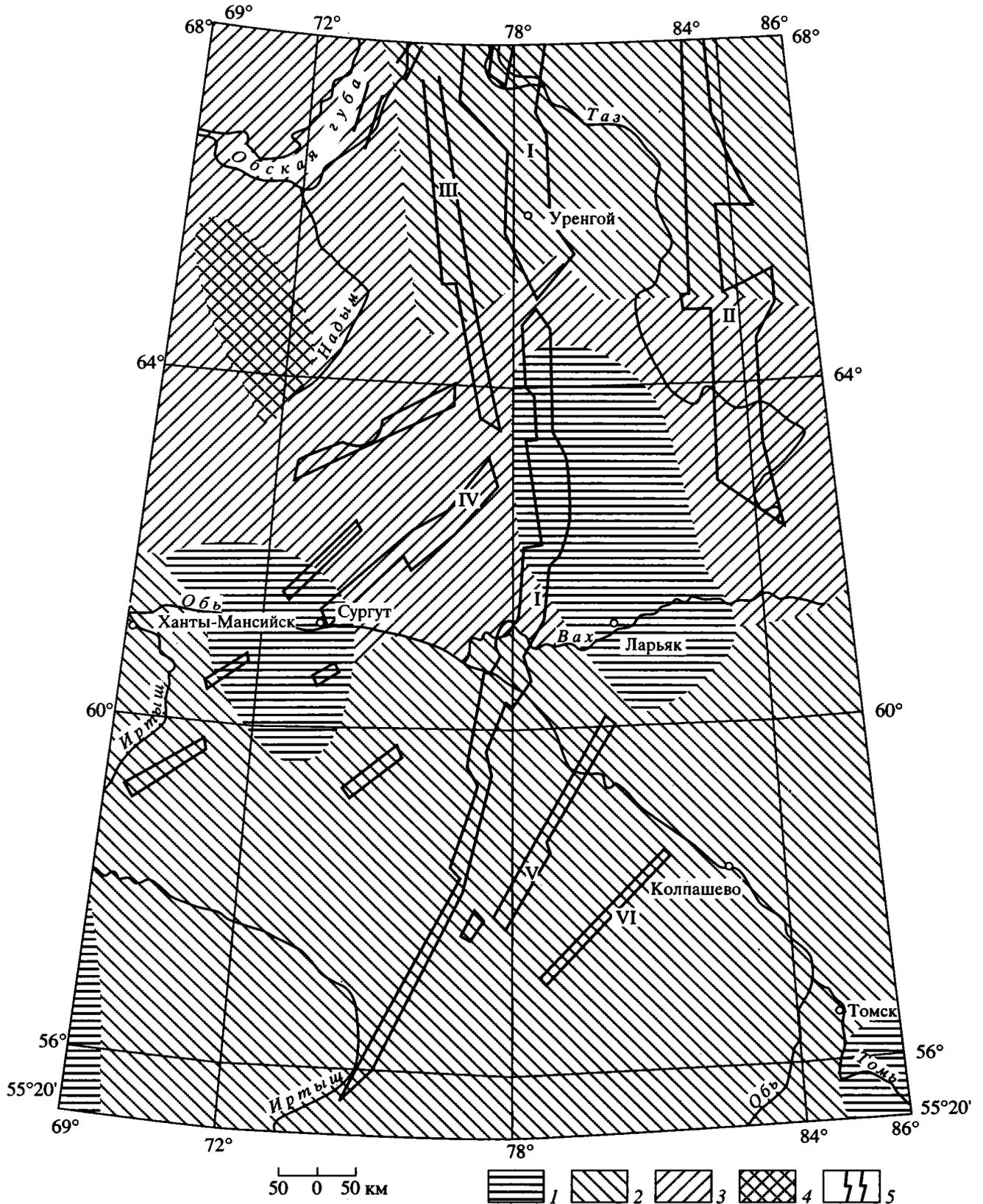


Рис. 5. Соотношение системы “гребен-рифтов” с граничными скоростями на поверхности Мохоровичича по [7].

1 - 4 – значения граничных скоростей, в км/с: 1 – до 8,0, 2 – 8,0 - 8,2, 3 – 8,3 - 8,4, 4 – 8,5 - 8,9; 5 – “гребен-рифты” I - VI по [3, 8, 13, 14] (названия см. на рис. 2).

простираются гравимагнитных аномалий Колтогорско-Уренгойской зоны в общих чертах согласуются с простирающимися аномалиями прилегающих районов. Каких-либо явных несогласий и пересечений крупных аномалий или аномальных зон не наблюдается.

Представляется более вероятным, что наиболее ярко выраженная в аномальных геофизических полях Колтогорско-Уренгойская зона является швом, представленным глубоким разломом или авлакогеном [15 - 17] древнего заложения, который в процессе развития многократно активизировался. Эта шовная зона разделяет области разного возраста консолидации фундамента плиты к западу и востоку от нее. В пользу такой точки зрения свидетельствуют заметные различия геофизических полей к западу и востоку от Колтогорско-Уренгойской зоны.

Так, аномальное гравитационное поле западного сегмента плиты по сравнению с восточным отличается как приуроченностью к нему наиболее интенсивных резко выраженных положительных локальных аномалий, так и более повышенным средним уровнем поля. В пределах восточного сегмента соответственно преобладают наиболее интенсивные отрицательные аномалии относительно расплывчатых форм.

Разница интенсивности средних уровней этих сегментов составляет около 8 мГал.

Различие их еще более отчетливо проявляется на региональных аномалиях, получаемых при трансформациях поля в верхнее полупространство, и прослеживается до высоты 50 км.

В аномальном магнитном поле обращает внимание также различие уровней средней интенсивности его в западной и восточной частях плиты. Однако, в отличие от гравитационного поля, более высокий региональный фон магнитных аномалий устанавливается в восточной части. В то же время наиболее интенсивные локальные положительные аномалии, экстремумы которых превышают 1000 нТл, находятся в пределах западного района, тогда как в восточной части плиты положительные аномалии имеют более расплывчатые очертания и меньшую амплитуду.

Значительные различия устанавливаются и по сейсмической характеристике чехла и фундамента плиты по обе стороны от Колтогорско-Уренгойской разломной зоны [3, 11]. В частности, по профилю вдоль р. Оби к западу от этого разлома в мезозойском чехле выделяется ряд выдержанных отражающих горизонтов, а в земной коре прослеживаются четыре преломляющих границы при отсутствии отражающих площадок между преломляющими горизонтами.

К востоку от разлома сейсмологические условия резко изменяются. В мезозойско-кайнозойском чехле практически отсутствуют выдержанные отражающие горизонты, а в фундаменте ис-

чезает преломляющий горизонт с граничными скоростями 5000 - 5500 м/с. Непосредственно под чехлом выделяется горизонт с высокой граничной скоростью, равной 6000 - 6200 м/с, а ниже его прослеживаются отражающие площадки с углами наклона 50 - 60°.

На древний возраст и многократную активизацию Колтогорско-Уренгойской шовной зоны косвенно указывает значительная раздробленность ее структуры на отдельные блоки как в субмеридиональном, так и в субширотном направлениях. При этом по субширотным разломам блоки смешены один относительно другого на расстояния до нескольких километров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 101 с.
2. *Бененсон В.А.* Особенности доюрского развития Западно-Сибирской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 107 - 114.
3. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты / Под ред. Фотиади Э.Э., Суркова В.С. Региональная геология. Л.: Недра, 1971. 298 с. (Тр. СНИИГГиМС, Вып. 76).
4. *Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобанов В.Т. и др.* Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
5. *Журавлев Е.Г.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 1986. № 5. С. 107 - 115.
6. Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1977 - 1984 гг.) / Под ред. Дучкова А.Д. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.
7. *Кунин Н.Я., Иогансон Л.И.* Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 234 с.
8. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. Суркова В.С. М.: Недра, 1986. 149 с.
9. *Нестеров И.И., Бочкарев В.С.* Триас-юрский период развития Западной Сибири // Тектонические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1991. С. 110 - 116.
10. *Павлов Ю.А., Звягин Е.М., Барулин Б.С.* К вопросу о существовании "Чуизского грабен-рифта" (юг Западно-Сибирской плиты) в свете современных геолого-геофизических данных // Геотектоника. 1990. № 4. С. 99 - 101.
11. Строение земной коры в Западной Сибири (По результатам глубинного сейсмического зондирования) / Под ред. Пузырева Н.Н., Крылова С.В. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974. 83 с.
12. *Сурков В.С., Девятов В.П., Жеро О.Г., Казаков А.М., Крамник В.Н., Смирнов Л.В.* Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 120 - 126.

13. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 143. с.
14. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Которович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 3 - 15.
15. Шаблинская Н.В. Новая крупнейшая структура севера Западной Сибири – погребенный Ямало-Пуровский авлакоген // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 688 - 691.
16. Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. 155 с.
17. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования / Под ред. Дербикова И.В. Нефтяная геология. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 260 с. (Тр. СНИИГГиМС, Вып. 11).

On the Problem of Rift Structures in the West-Siberian Plate Basement

Yu. A. Pavlov

Industrial Amalgamation "Novosibirskgeology", Central Geophysical Expedition, Novosibirsk

Modern magnetometric, gravimetric, seismic (complex refraction, common-depth-point, and deep seismic sounding), heat flow, and deep drilling data have been considered to reveal their compatibility with criteria indicating the Triassic "graben-rift" structural system. As a result, it is concluded that such a system does not exist in the pre-Jurassic basement of the West-Siberian plate. The considered data show the Koltogory-Urengoi anomalous zone to be of the suture type, thus separating western and eastern plate parts different in structural patterns.

УДК 552.3/551.242(571.5)

МЕЗОЗОЙСКИЙ КАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА: ГЕОДИНАМИКА И ГЕНЕЗИС

© 1995 г. В. А. Кононова*, В. А. Первов*, О. А. Богатиков*,
У. Мюс-Шумахер**, Й. Келлер**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва, Россия

**Минералого-петрографический институт Университета г. Фрейбург, Германия

Поступила в редакцию 03.02.94 г.

Анализ палеогеодинамики и изотопно-геохимических характеристик калиевых пород Центрального Алдана позволил предложить двухстадийную модель их формирования. Первая стадия (докембрийская) – формирование источника калиевых расплавов в древней метасоматизированной литосферной мантии. Геохимические особенности калиевых пород (обеднение HFSE, обогащение LFSE, Ва, вариации значений первичного отношения содержания изотопов стронция, отрицательные значения ϵNd) свидетельствуют об участии вещества древней коры в формировании этого источника. Вторая стадия (позднемезозойская) – масштабный многофазный калиевый магматизм (гипабиссальные интрузивы, вулканиты), проявившийся в период 170 - 100 млн. лет назад и коррелирующийся во времени с мезозойской коллизией между Амурским мегаблоком и Сибирской платформой. Предполагается, что такая геодинамическая обстановка обеспечила раскрытие разломов и поступление калиевых расплавов к поверхности Земли.

Калиевые породы – продукты наиболее глубинного магматизма – возникают в различных геодинамических обстановках: современных активных островных дугах (Сунда, Индонезия), постколлизийных структурах (Италия, Испания), при внутриплитном режиме как в связи с активными рифтами (Торо-Анколе, Африка), так и горячими точками (Гаусберг, Антарктида; Лейцит-Хиллс, США). Однако, как показано в последние годы [24, 28, 32], формирование источников калиевых расплавов в ряде регионов происходило задолго до образования расплавов и их внедрения. Для объяснения геохимической и изотопной специфики таких источников предлагаются различные модели, в том числе подъем астеносферного вещества, процессы субдукции. С учетом современных представлений о генезисе калиевых щелочных пород в настоящей статье был предпринят анализ палеогеодинамического режима и условий формирования пород одной из крупнейших калиевых провинций России – Алданской.

Алданская калиевая провинция возникла на юго-востоке Сибирской платформы в позднемезозойское время (J_2 – K_1). Ее детальное исследование начались в 1950-е годы, при этом был выполнен большой объем геолого-съемочных и петрографических работ [2, 7, 17]. В последние годы после обнаружения в лампроитах Австралии крупных месторождений алмазов калиевые провинции во всем мире, в том числе и Алданская, вновь привлекли внимание исследователей.

Группа петрологов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) Российской Академии наук и ряда научных центров Германии и Великобритании предприняла совместные геолого-петрографические и геохимические исследования калиевых пород Центрального Алдана, проведя совместные полевые работы в этом регионе в 1989 и 1991 г. Результаты этих исследований частично публиковались [3, 8, 9, 16]. К настоящему времени получен большой объем новых данных по геохимии редких элементов и изотопной геохимии (К-Аг и Rb-Sr системы) для четырех наиболее сложных и представительных вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана – Якокутского, Рябиновского, Инаглинского и Томмотского. С учетом результатов геофизических и геолого-тектонических работ эти новые геохимические данные позволили предположить двухстадийную модель формирования калиевых пород Центрального Алдана.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рассматриваемая провинция калиевого магматизма расположена на юго-восточной окраине Сибирской платформы в пределах Алданского щита, граничащего здесь с мезозойскими складчатыми структурами Монголо-Охотского пояса и

раннедокембрийским Амурским мегаблоком. Рельеф поверхности Мохоровичича под Алданским щитом волнообразный, глубина ее залегания варьирует от 34 до 45 км. Мощность литосферы под Сибирской платформой превышает 200 км [6].

Связь мезозойского магматизма Алданского щита с развитием Монголо-Охотского подвижного пояса проявлена отчетливо и выражается в наличии латеральной тектонической зональности [15] с расположением зон параллельно Монголо-Охотской системе (рис. 1), а также зональности состава мезозойского магматизма [13]. Так, к северу от Монголо-Охотского глубинного разлома располагается Становое поднятие, характеризующееся широким развитием мезозойского

гранитоидного магматизма (см. рис. 1). Далее к северу от Станового глубинного разлома прослеживается зона мезозойских угленосных впадин, заложенных на докембрийских образованиях щита. Еще севернее выделяется зона Чара-Учурского поднятия щита, в пределах которого мезозойские отложения развиты лишь на небольших участках (например, в пределах Центрального Алдана). Магматическая зональность выражается в развитии в пределах Станового поднятия крупных массивов известково-щелочных и умеренно-щелочных гранитоидов с увеличением щелочности с востока на запад [14]. В то же время в пределах зоны мезозойских впадин и Чара-Учурского поднятия развиты преимущественно

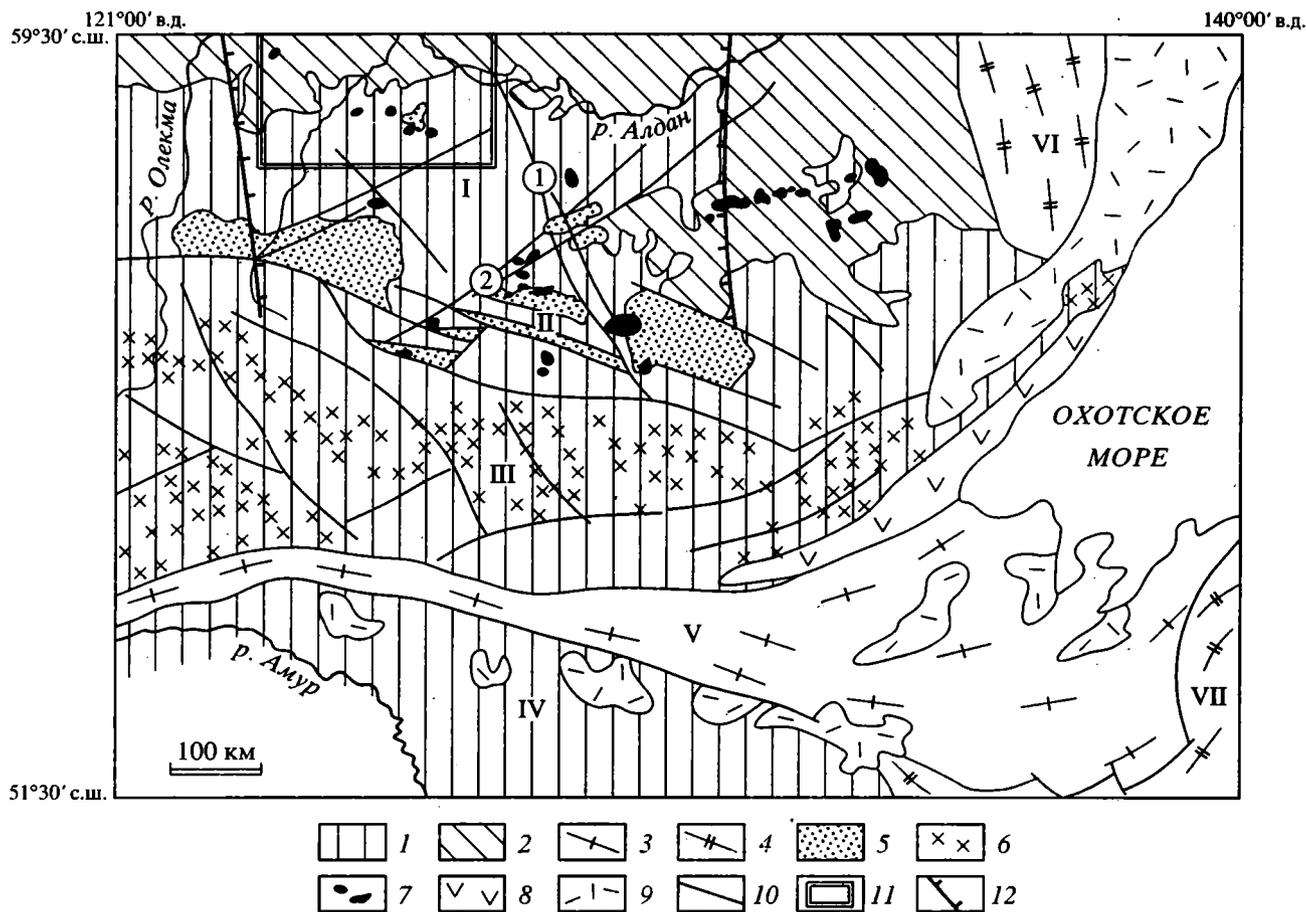


Рис. 1. Тектоническая схема Алданского щита и его обрамления, по [15].

1 – докембрийские образования Алданского щита и Амурского мегаблока; 2 – венд-раннекембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 3, 4 – мезозойские складчатые системы: 3 – Монголо-Охотская с реликтами позднедокембрийских и палеозойских складчатых структур, 4 – Яно-Колымская и Сихотэ-Алиньская; 5 – 9 – мезозойские образования; 5 – континентальные отложения впадин Южно-Алданской системы, 6 – вулканы раннемезозойских вулканических дуг, 7 – гранитоидные батолиты Станового поднятия, 8 – магматические породы Чара-Учурского поднятия и зоны мезозойских впадин, 9 – меловые континентальные вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды окраинно-континентального вулканического пояса; 10 – разломы; 11 – контур рис. 2; 12 – зоны скрытых пологопадающих глубинных разломов, по [1]. Римские цифры – структуры: I – III – Алданский щит; I – Чара-Учурское поднятие, II – зона мезозойских впадин, III – Становое поднятие; IV – Амурский мегаблок; V – Монголо-Охотская, VI – Яно-Колымская и VII – Сихотэ-Алиньская складчатые системы. Цифры в кружках – разломы: 1 – Тыркандинский, 2 – Суннагино-Ларбинский.

небольшие массивы умеренно-щелочных и щелочных пород, группирующиеся в виде отдельных узлов.

Намечается синхронность развития магматических и тектонических процессов. Так, пик активности щелочного и умеренно-щелочного магматизма, как и максимальная интенсивность прогибания впадин юга Алданского щита [15], приходится на период поздняя юра – ранний мел. Завершение мезозойского магматизма в конце раннего мела коррелируется по времени с развитием мощных коллизионных процессов на юге Алданского щита, выраженных в значительных горизонтальных перемещениях блоков вдоль сдвигов и надвигов (например, надвигания пород Станового поднятия на осадочные породы мезозойских впадин).

Геоморфологические реконструкции показали, что проявления мезозойского магматизма формируют в пределах Алданского щита около 80 локальных тектоно-магматических комплексов различных рангов, выступающих на земной поверхности как куполовидные или кольцевые поднятия [20]. Один из них – Центральноалданский, в пределах которого и проводились настоящие исследования, расположен на севере центральной части Алданского щита и достигает 110 - 125 км в поперечнике. Мезозойский магматизм проявился после длительного амагматического периода, начавшегося в раннем протерозое 1700 - 2000 млн. лет назад. В размещении узлов мезозойского магматизма большую роль играла древняя структура докембрийского фундамента щита.

По результатам дешифрирования космических снимков и геологическим данным, Алданский щит представляется частью Алдано-Станового нуклеара, в строении докембрийского фундамента которого также выделяются многочисленные кольцевые структуры [5]. Крупные кольцевые структуры рассматриваются как сиалические ядра – нуклеары, которые обладают максимальными мощностями консолидированной земной коры и литосферы. Эти ядра разделены преимущественно симатическими интернуклеарными областями с гранулит-базитовым и эндербит-базитовым составом консолидированной коры.

Обратим внимание, что районы развития мезозойского щелочного магматизма расположены преимущественно в ядерной наиболее древней части Алдано-Станового нуклеара, где они приурочены к Алданской, Тимптонской и Гонамской кольцевым структурам и обрамляющим и пересекающим их глубинным разломам (Тыркандинскому, Суннагино-Ларбинскому). Наибольшая магматическая активность характерна для центральных частей кольцевых структур, которые, судя по геофизическим данным, характеризуются относительной разуплотненностью вещества [5].

Особенности докембрийской истории региона привлекли внимание, поскольку, как будет показано далее, они во многом определили характер калиевого магматизма Центрального Алдана.

ПЕТРОГРАФИЯ И ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Многочисленные вулcano-плутонические комплексы, силлы и трубки взрыва позднемезозойского возраста на Центральном Алдане (рис. 2) сложены магматическими породами весьма пестрого состава. По петрохимическим признакам эти породы могут быть объединены в ряд серий, которые, по-видимому, возникли при процессах магматической дифференциации. По содержанию щелочей выделяются щелочные и умеренно-щелочные серии. Все породы имеют калиевую специфику с отношением K_2O/Na_2O , близким или превышающим единицу. Среди высококалийевых пород выделяется высокомагнезиальная серия лампроитов (MgO до 25%) с низкими содержаниями CaO (5 - 10%) и Al_2O_3 (4 - 9%). Породы других серий имеют нормальную магнезиальность, более высокие содержания Al_2O_3 (более 10%) и широкие вариации содержания CaO , попадая в поле тефритов-лейцититов на диаграмме $CaO-Al_2O_3$ [22].

Щелочные серии представлены как вулканическими (лейцититы, фонолиты), так и плутоническими (дуниты, пироксениты, шонкиниты, фельдшпатоидные сиениты) породами. К умеренно-щелочным также относятся разнофациальные

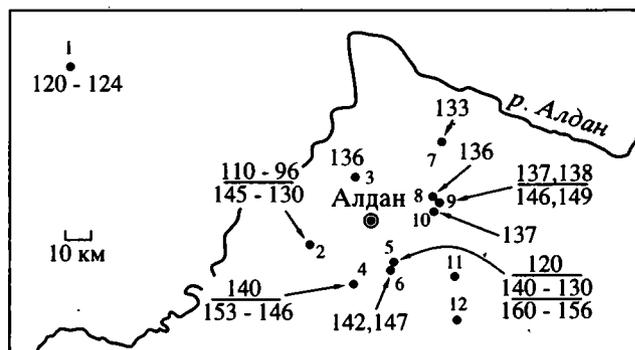


Рис. 2. Схема размещения и возраст в млн. лет калиевых магматических комплексов Центрального Алдана.

Маленькими цифрами показаны: 1 – Верхнеамгинский район; массивы: 2 – Инаглинский, 4 – Томмотский, 5 – Якутский, 9 – Рябиновский, 11 – Джекондинский, 12 – Ыллымахский; трубки: 3 – Аномалия 4-А, 6 – дайки и силлы лампроитов обрамления Якутского массива, 7 – Кайла, 8 – Лыжная, 10 – Рябиновская. Большие цифры – возрастные рубежи отдельных этапов магматизма (по данным K-Ar и Rb-Sr датирования). Положение рис. 2 см. на рис. 1.

серии: лейцитит–трахит, шонкинит–пуласкит, габбро–сиенит.

Породы, принадлежащие к разным по щелочности и магнезиальности сериям, как правило, обособлены геологически. Так, высокомагнезиальные породы (лампроиты) слагают обычно трубки взрыва и силлы [3]. Доминирующие по объему в регионе породы с нормальной магнезиальностью слагают крупные вулканоплутонические комплексы преимущественно щелочного состава (Инагли, Якокутский, Рябиновский), а также многочисленные штоки и силлы. В некоторых вулканоплутонических комплексах преобладают калиевые породы умеренно-щелочного состава (Томмотский). Трубки взрыва и силлы лам-

проитов иногда пространственно совмещены с вулканоплутоническими комплексами, однако большей частью они образуют обособленные поля. Еще одна особенность вулканитов Центрального Алдана обращает на себя внимание – это обилие пирокластики, образование которой, по-видимому, связано с обогащенностью расплавов летучими и взрывным характером вулканизма.

Согласно геологическим [13] и изотопно-геохронологическим [8, 16] исследованиям, калиевый магматизм Центрального Алдана проявлялся пульсационно. При общей значительной продолжительности магматизма (J_1-K_1) пики его активности и наибольшие объемы образовавшихся пород приурочены к интервалу 155 - 120 млн. лет. Вулка-

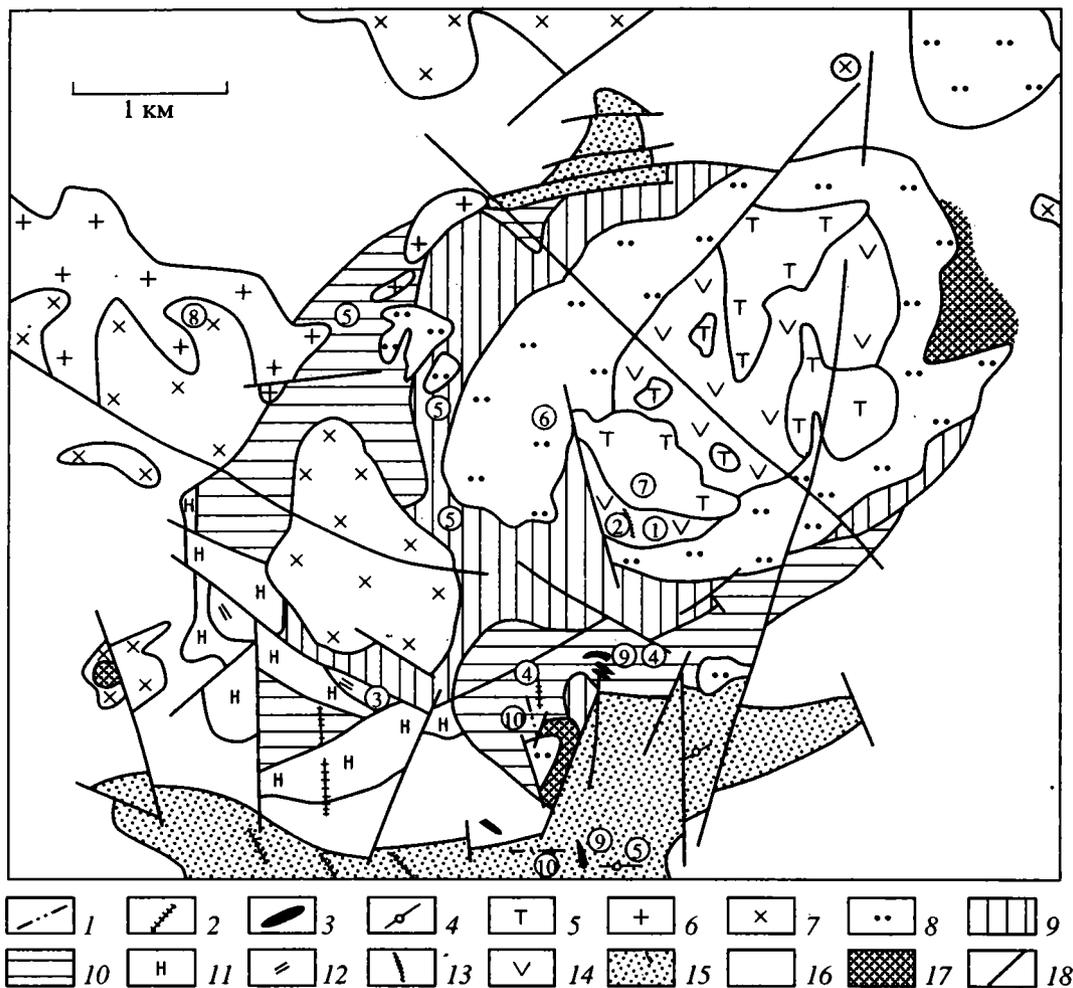


Рис. 3. Геологическая схема Якокутского массива (см. рис. 2), составленная с использованием материалов Е.П. Максимова и А.Я. Кочеткова.

1 - 4 – дайки: 1 – псевдолейцитовых тингуаитов, 2 – сиенит-порфиров и бостонитов, 3 – лампроитов (силлы), 4 – фонолитов; 5 – умеренно-щелочные мелкозернистые сиенит-порфиры и трахиты (экструзии); 6 – кварцевые сиенит-порфиры (силлы); 7 – умеренно-щелочные кварцевые сиениты; 8 – пуласкиты (в том числе меланитсодержащие); 9 – фонолиты псевдолейцитовые (лавы, субвулканические тела, туфобрекчии); 10 – лейцититы (лавы, туфобрекчии, туфы); 11 – нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты; 12 – малиниты; 13 – трахидациты (дайки); 14 – умеренно-щелочные сиениты среднезернистые крупнопорфировые; 15 – песчаники J_{1-2} ; 16 – доломиты и известняки кембрия; 17 – скарны; 18 – разломы. Цифры в кружках (соответствуют номерам на рис. 4) – места отбора образцов.

встречаются ксенолиты пироксенитов. Rb-Sr изохронный возраст малиньитов составляет 139.7 млн. лет. Ко второму этапу относятся также трахиты и сиенит-порфиры (часто брекчированные), слагающие экструзивные тела в северо-восточной части массива (130 - 150 млн. лет), и штоки мелкозернистых кварцевых сиенитов западной части массива (128 - 131 млн. лет). К третьему этапу отнесены дайки псевдолейцитовых тингуаитов, имеющих возраст 120 - 123 млн. лет.

Рябиновский массив (см. рис. 2) площадью около 25 км² представляет собой сложный многофазный вулканоплутон. В центральной его части в опущенном по разломам блоке сохранились реликты вулканической толщи трахитов. Остальная часть массива сложена породами интрузивной фашии, последовательность образования которых по геологическим данным [11] следующая: 1) щелочные трахиты, фельзиты, сохранившиеся в виде ксенолитов, 2) щелочные трахиты, их лавобрекчии, малиньиты, 3) эгириновые сиениты, пуласкиты, нефелиновые сиениты, дайки ортоклазовых пегматитов, щелочных аплитов, сиенит-порфиров, 4) щелочные трахиты и их туфолавы, лампроиты, шонкиниты. В последних встречены ксенолиты клинопироксенитов.

Для изотопных исследований были выбраны 4 образца: шонкинит из центральной части массива, калиевый пироксенит (встреченный среди шонкинитов), эгириновый сиенит и нефелиновый сиенит. Измерен также K-Ag возраст лампроитов, трубка которых известна в массиве [3]. Полученные результаты Rb-Sr изотопных изохронных исследований [8] фиксируют два импульса магматизма, которые представлены более древними лейкократовыми породами (возраст нефелиновых сиенитов и эгириновых сиенитов соответственно 149.4 и 146 млн. лет) и более молодыми меланократовыми породами (возраст пироксенитов и шонкинитов соответственно 137.8 и 138 млн. лет). Выполненные параллельно для биотитов из тех же образцов K-Ag определения дали близкие результаты [8]. Трубка лампроитов сформировалась 137 млн. лет назад. Полученные двумя независимыми методами данные о возрасте пород массива с очевидностью указывают на довольно узкий возрастной интервал формирования основного объема пород массива – около 10 млн. лет. При этом подтверждается выявленная ранее не совсем обычная последовательность формирования: от более древних лейкократовых (нефелиновые и эгириновые сиениты) к более молодым – меланократовым (шонкиниты, пироксениты, лампроиты) разновидностям.

Инаглинский массив (см. рис. 2) – сложно построенный многофазный плутон диаметром около 4.5 км. В его строении выделяются: а) ядро массива – дуниты, прослеженные бурением на глуби-

ну до 900 м, б) периферия ядра массива – оливиновые клинопироксениты, флогопитовые клинопироксениты, в) внутренняя кольцевая зона – шонкиниты, миссуриты, г) периферическая кольцевая зона – шонкиниты, малиньиты, пуласкиты, сиениты, д) неполнокольцевые зоны метасоматитов и пегматитов. В составе метасоматитов присутствуют флогопит и калиевый полевой шпат, а пегматиты состоят в основном из калиевого полевого шпата, хромдиоксида и магнезиоарфведсонита. В пределах комплекса встречены силлы лампроитов.

Выделяется по крайней мере два временных интервала формирования пород. Время образования малиньитов и пуласкитов варьирует в пределах 145 - 130 млн. лет. Rb-Sr изохронный возраст малиньита дал близкую величину возраста – 127.7 млн. лет. Шонкиниты заметно моложе, их K-Ag возраст 100 - 110 млн. лет. Что касается разнообразных пород ультраосновного ядра массива, то судить об их возрасте можно лишь по K-Ag датировкам по флогопиту, для которых установлены те же два этапа образования – около 130 и 100 млн. лет (возможно, однако, что ослюждение наложенное).

Томмотский массив (см. рис. 2) диаметром около 6.5 км сложен породами интрузивной и эффузивной фашии. Они прорывают гнейсы и гранито-гнейсы архейского возраста, а также кембрийские доломиты. Центральный шток сложен двуполевошпатовыми умеренно-щелочными сиенитами варьирующего состава: лейкократовые амфиболовые кварцевые сиениты в центре штока, а по периферии – мезократовые амфиболпироксеновые сиениты и биотитпироксеновые монзониты. С восточной стороны центральный шток окружен неполнокольцевыми телами пуласкитов, мезократовых щелочных сиенитов, реже шонкинитов. Пуласкиты секутся дайками мезократовых щелочных микросиенитов. С запада, юга и севера интрузивные породы окружены полями эффузивов, которые выполняют глубокую впадину (до 950 м) в архейском фундаменте. Вулканогенная толща представлена лавами лейцититов (нижний горизонт толщи), которые несогласно перекрываются лавами и лавовыми брекчиями трахитов (средний горизонт толщи). Верхний горизонт вулканогенной толщи представлен игнимбридами трахитов. Дайки лейцититов и лейцититовых тефритов прорывают трахиты, а дайки сиенит-порфиров секут игнимбриды трахитов.

Основной объем интрузивных пород, включая и геологически наиболее древние сиенит-порфиры, судя по возрасту амфиболов и слюд [16], сформировался в узкий интервал времени – 146 - 153 млн. лет. Несколько более молодой возраст получен по слюдам из монзонитов (141 млн. лет) и мезократовых щелочных сиенитов (135 млн. лет).

Возраст дайки щелочных микросиенитов составляет 146 - 151 млн. лет; этот возрастной интервал рассматривается как верхняя возрастная граница вмещающих эту дайку пуласкитов. Данные по вулканогенным породам и пересекающим их дайкам сиенит-порфиров и лейцитовых тефритов указывают на формирование вулканогенной толщи в том же узком временном интервале – 148 - 153 млн. лет, что и интрузивных образований. Полученные данные свидетельствуют о близко одновременном образовании вулканических и интрузивных пород массива. Вместе с тем небольшие объемы расплавов в виде даек поступали, видимо, и позднее. Так, среди лейцититов, помимо главной фазы (153 млн. лет), фиксируются и более молодые проявления – дайка лейцититов с возрастом 140 млн. лет.

Обобщенные данные по исследованным четырем вулканическим центрам, как и ряду трубок взрыва, дайкам, силлам и другим проявлениям калиевого магматизма Центрального Алдана, показаны на рис. 2 и обсуждаются в заключении.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИСТОЧНИК КАЛИЕВЫХ ПОРОД

Анализ имеющихся изотопных и геохимических данных о составе калиевых пород Центрального Алдана [10, 14] с учетом выводов одного из последних обобщений по калиевому магматизму [27] позволяет допускать, что их источником была древняя метасоматизированная литосферная мантия.

Мантийное происхождение калиевых пород подтверждается присутствием в составе ассоциации слабо дифференцированных разновидностей с относительно высокой магнезиальностью и высокими концентрациями Ni и Sr. К их числу относятся лампроиты (mg' 69 - 83, Ni 700 - 180 г/т, Sr 1700 - 540 г/т), псевдолейцититы Якокутского (mg' 67 - 70, Ni 260 - 280 г/т, Sr 440 г/т) и Томмотского (mg' 72, Ni 310 г/т) массивов. В последнем массиве к числу слабо дифференцированных разновидностей относятся и псевдолейцитовые тефриты (mg' 54, Ni 56 г/т, Sr 82 г/т). Встречены слабо дифференцированные разновидности и среди интрузивных пород – это шонкиниты из щелочной серии пироксенит-шонкинит-фельдшпатоидный сиенит Якокутского массива (mg' 59, Ni 90 г/т, Sr 240 г/т) и монзониты умеренно-щелочной серии габбро-сиенит Томмотского массива (mg' 51, Ni 29 г/т, Sr 67 г/т).

Источник расплавов был, по-видимому, неоднороден, на что указывают широкие вариации состава мезозойских калиевых пород Центрального Алдана и, в частности, значения первичных отношений изотопов Sr. Так, для Якокутского массива величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ составляют для сиенитов

и малинитов – 0.70512 и 0.70536, для лампроитов – 0.70572 и 0.70605, для фонолитов и одного из образцов лейцититов – 0.70605 - 0.70822. Сходные данные для лампроитов Якокутского массива: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70564 и 0.70578, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.512100 – были получены ранее [13]. Столь различные значения первичного отношения изотопов стронция исключают возможность образования этих пород в результате процессов дифференциации единой первичной магмы либо различной степени плавления гомогенного источника. Скорее, они указывают на происхождение из различных источников, свидетельствуя о неоднородности мантии под Центральным Алданом.

Судя по довольно низким отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, высоким – Ba/La, Ba/Rb, калиевые породы Центрального Алдана существенно отличаются от пород типичных “орогенных” и “анорогенных” современных калиевых провинций [24]. В то же время они близки калиевым породам запада США (Лейцит Хиллс, Смоки Бьют, Хайвуд Маунтинз и др.), формировавшимся в пределах древнего кратона Вайоминг. Как и для последних [24, 25], по-видимому, следует допустить, что источник калиевых пород Центрального Алдана был древним (докембрийским), имел низкое Rb/Sr отношение и долгое время сохранялся неизменным в субконтинентальной литосфере.

Петрографическая характеристика калиевых пород Центрального Алдана показала, что в регионе представлено крайне пестрое сообщество пород разного уровня щелочности и магнезиальности. Такая пестрота составов отмечалась в калиевых провинциях, формировавшихся в окраинно-континентальной или островодужной геодинамических обстановках. Что касается внутриплитных рифтов на древних щитах, то для них более обычны монотонные по составу калиевые серии. Так, в рифте Фицрой на юге кратона Кимберли (Австралия) развиты только породы лампроитовой серии, а к западной ветви Восточно-Африканского рифта приурочены излияния калиевых пород камафугитовой серии.

Петрографически пестрое сообщество калиевых пород Центрального Алдана имеет тем не менее довольно выдержанные геохимические характеристики, как можно видеть на примере поведения несовместимых элементов – Rb, Ba, Th, Sr, K, Nb, La, Ce, Zr, Ti и Y, цифровой материал по которым приведен в более ранней работе [10]. Обобщенные данные отражены на диаграмме (рис. 5в) распределения несовместимых элементов, нормализованных к примитивной мантии, по [31]. Отметим, что для сопоставления геохимических особенностей калиевых пород были выбраны наименее дифференцированные разновидности (главным образом, это образцы с коэффициентом магнезиальности mg' для вулканитов более 60, для интрузивных

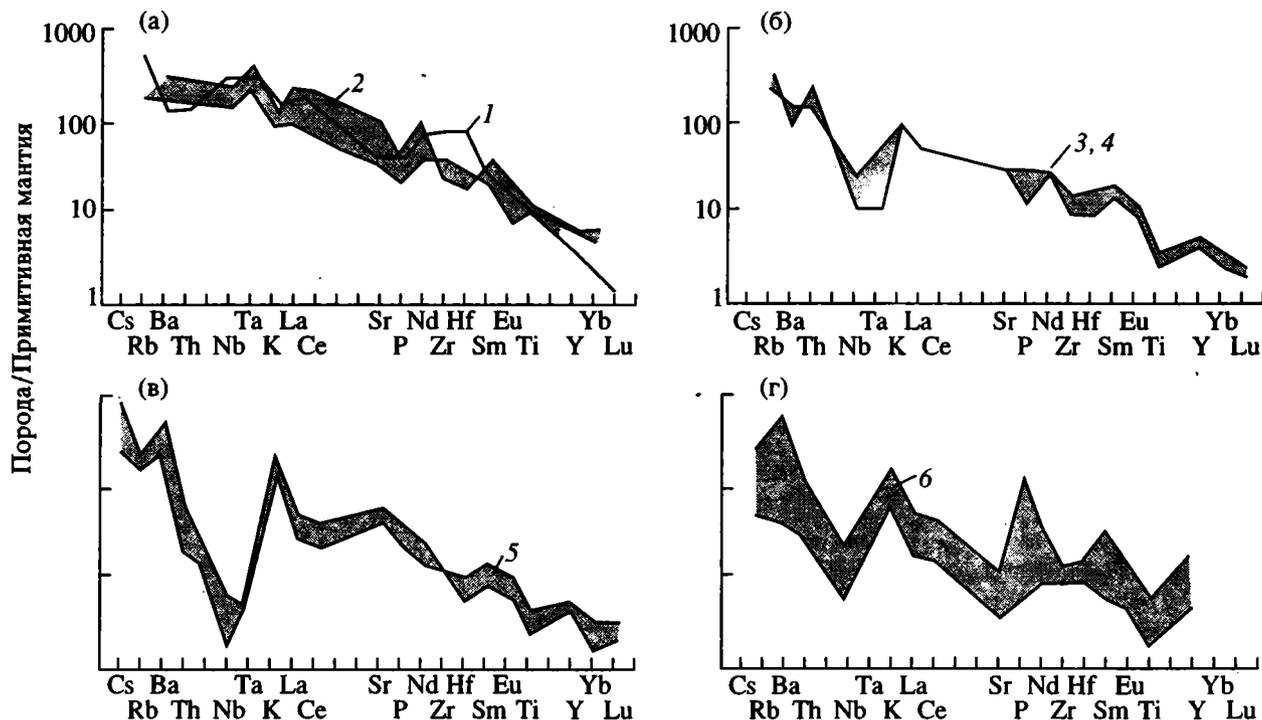


Рис. 5. Распределение элементов в слабо дифференцированных разновидностях калиевых пород различных провинций Мира. Данные нормализованы к примитивной мантии, по [31].

а: 1 – лампроит (Аргайл, Австралия), по [3], 2 – катунгит и лейцитовый базанит западной ветви Восточно-Африканского рифта, по [4]; б: 3 – лейцитовый базанит (Вульсини, Италия), по [32], 4 – лейцитит Индонезии, по [30]; в: 5 – лампроит, лейцитит, шонкинит, мезократовый щелочной сиенит Центрального Алдана; г: 6 – глубоководные осадки, по [24].

пород более 50). На всех графиках как для эффузивных, так и для интрузивных пород Центрального Алдана отчетливо видны минимумы элементов с высокой энергией кристаллического поля (HFSE) – Nb, Ta, Ti, иногда также Zr, Hf при высоких концентрациях элементов с низкой энергией кристаллического поля (LFSE) – K, Rb, Ba.

По характеру распределения элементов калиевые породы Центрального Алдана резко отличаются от камафугитов Африки и лампроитов Австралии. В частности, обращает на себя внимание максимум Nb и Ta на графиках калиевых пород Африки и Австралии (см. рис. 5а). Вместе с тем алданские калиевые породы в основных чертах повторяют характер распределения несовместимых элементов в однотипных породах Италии и Индонезии (см. рис. 5б), а также в палеоценовых щелочных породах штата Монтана на западе США. Для последнего примера подчеркнем также сходство в пониженных содержаниях Rb и высоких концентрациях Ba.

Известно, что характер обогащения несовместимыми элементами коррелируется с геодинамическими условиями, в которых зарождались калиевые расплавы [22, 24, 27]. В частности, отрицательная аномалия HFSE, которая типична для всех калиевых пород Центрального Алдана,

является одним из характерных признаков магматических пород, формировавшихся при участии корового материала [26]. Сходный спектр распределения редких элементов имеют морские осадочные породы (см. рис. 5г).

В качестве дополнительного аргумента, подтверждающего участие корового вещества в формировании источников калиевых расплавов на Центральном Алдане, приведем результаты применения дискриминантных диаграмм, основанных на распределении Al, Ti, P, Y, Zr, Nb, La, Ce, Hf в слабо дифференцированных калиевых породах [23] и выявляющих геохимические особенности пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Поясним, что в этой работе учитывались данные по калиевым породам, формировавшимся в континентальных дугах (Эоловые о-ва, Анды), постколлизийных дугах (Альпы, Иран, Папуа–Новая Гвинея, Румыния), океанских дугах начальной стадии развития (Марианская), океанских дугах поздней стадии развития (Фиджи, Курилы, Новые Гебриды, Сунда), внутриплитных рифтах (Борнео, запад Северной Америки). Нами проведен анализ геохимических особенностей калиевых пород Центрального Алдана с привлечением для сопоставления дополнительных данных по калиевым породам Африки [4], Италии [21, 29] и дуги Сунда в

Индонезии [30, 33]. Приводим одну из полученных диаграмм (рис. 6), которая дает представление о результатах этого сопоставления. На диаграмме $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ (см. рис. 6) калиевые породы Африки попали в поле внутриплитных калиевых пород, а остальные анализы, в том числе пород Центрального Алдана (за исключением пироксенита Якокутского массива), оказались в поле калиевых пород орогенных областей.

Изотопно-геохимические характеристики исследованных пород позволяют высказать некоторые предположения о возрасте их источника. Отрицательные величины ϵNd , высокие концентрации бария, высокие отношения Ba/La , Ba/Rb указывают на древний (докембрийский) возраст источника. Напомним, что расчет модельного возраста, который позволяет оценить время формирования регионального мантийного источника, дал цифры 1.5 - 2.3 млрд. лет [14]. Видимо, это тот временной интервал, когда могла происходить метасоматическая переработка мантии в исследуемом регионе, сопровождавшаяся обогащением ее LILE компонентами. Отметим, что примерно для этого же временного интервала докембрийской истории Алданского щита отмечались эпохи термотектогенеза [5] – совокупности процессов, связанных с воздействием на земную кору глубинных тепловых и флюидных потоков. Для внутренней части Алдано-Станового нуклеара такая эпоха фиксируется в период 1.7 - 2.0 млрд. лет, в то время как для внешней части нуклеара выделено две эпохи с возрастом 2.6 - 2.8 и 2.2 - 2.3 млрд. лет. Возможно, что процессы термотектогенеза, проявившиеся преимущественно на уровне земной коры, и мантийный метасоматоз, ответственный за формирование источников калиевых магм, – взаимосвязанные явления, происходившие на разных глубинах в древней литосфере в раннем протерозое.

ДВУХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Приведенные в статье данные позволяют предположить, что формирование источника калиевых расплавов и калиевый магматизм были разделены значительным промежутком времени, и предложить двухстадийную модель образования калиевых пород Центрального Алдана.

Ранняя (докембрийская) стадия – формирование источников калиевых расплавов. Их древний возраст подтверждают, в частности, отрицательные значения ϵNd в калиевых породах Алдана, а также рассчитанный модельный возраст некоторых образцов (1.5 - 2.3 млрд. лет), по [14]. Судя по высоким концентрациям LILE (K, Ba, Rb, Cs) в мантийных калиевых породах, мантия в этом регионе была метасоматизирована под воз-

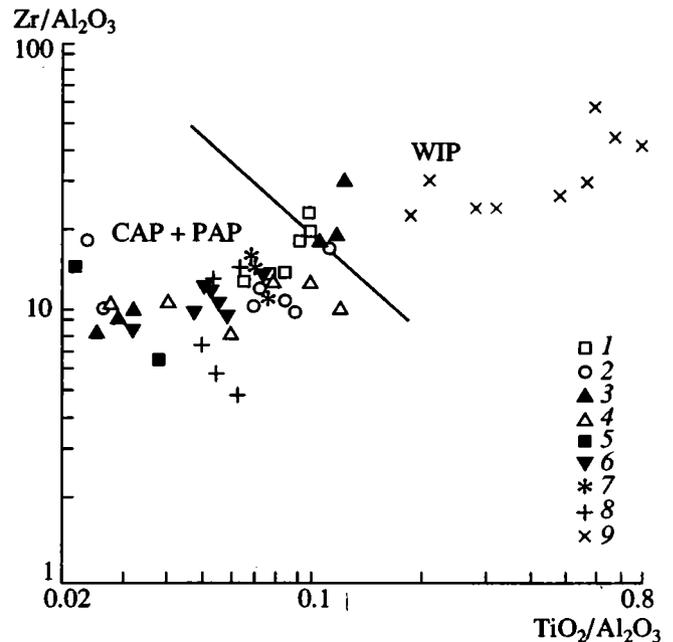


Рис. 6. Диаграмма $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ для калиевых пород различных геодинамических обстановок по [23]. Поля: WIP – внутриплитных вулканических пород, CAP + PAP – пород окраинно-континентальных и постколлизийных вулканических дуг. Породы: 1 - 6 – Центрального Алдана: 1 – лампроиты, 2 – псевдолейцититы и фанолиты, 3 – пироксениты, шонкиниты, фельдшпатоидные сиениты, 4 – псевдолейцититы, псевдолейцититовые тефриты, щелочные трахиты, 5 – шонкиниты, мезократовые щелочные сиениты, пуласкиты, 6 – габбро, монцониты, сиениты, 7 – Индонезии [30, 33], 8 – Италии [21, 29], 9 – западной ветви Восточно-Африканского рифта [4].

действием флюидов, источником которых могла быть только кора. Механизм поступления корового материала на мантийные глубины, достаточно обоснованный для современных геодинамических обстановок (зоны субдукции), не столь подробно разработан для докембрия, хотя вероятность субдукции в докембрии отмечалась в ряде публикаций [18, 19]. В докембрийской истории развития исследуемого региона упоминаются некоторые особенности, относимые обычно к числу признаков, присущих процессам субдукции. Остановимся на некоторых из них.

На основании дешифрирования телевизионных космических снимков на Алданском щите выделяются, помимо концентрически кольцевых (нуклеары) структур, интернуклеарные области [5], в пределах которых сохранились реликты зеленокаменных поясов (“троги”) позднерархейско-раннепротерозойского возраста. Причем в некоторых из них, помимо базальтовых коматитов и кислых вулканитов, отмечались и вулканиты известково-щелочного состава – андезиты и дациты. По-видимому, часть этих зеленокаменных

поясов развивалась по типу островных дуг. М.З. Глуховский допускает, что “на границах сиалических ядер с преимущественно симатическими интернуклеарными областями могли создаваться обстановки, напоминающие условия тектогенеза в зонах субдукции или иных зонах коллизионного типа” [5, с. 175]. Отметим, что “троги” оконтуривают с запада и юга Центральноалданскую структуру, к которой приурочены проявления калиевого магматизма.

С использованием объемного глубинного геофизического моделирования [1] было установлено, что Центральный Алдан со всех сторон ограничивается скрытыми наклонными коро-мантийными разломами (“наклонные палеозоны”), которые образуют тектоносферную воронку. Одна из этих зон (западная) падает под ареал развития калиевого магматизма на Центральном Алдане. Характеризуя “наклонные палеозоны”, В.А. Абрамов [1] отмечал, что они по внутренним геофизическим характеристикам напоминают сейсмофокальные зоны, или зоны Бенъофа, типа Курило-Камчатской и других. Авторы отдают себе отчет в дискусионности приложения геодинамических моделей, разработанных для современных обстановок, к докембрию. Однако некоторые особенности тектонического и геодинамического развития региона, как и изотопно-геохимические особенности калиевых пород, указывают на то, что, по-видимому, и в раннем докембрии существовали геодинамические процессы, которые обеспечивали поступление корового материала на мантийные глубины.

Поздняя (позднемезозойская) стадия – интенсивный калиевый магматизм (эффузивный и гипабиссальный). Геодинамический режим в период его проявления определяли процессы сжатия. Предполагается [15], что юго-запад Сибирской платформы представлял в это время активную континентальную окраину. Происходило постепенное сближение Амурского мегаблока и Сибирской платформы, возможно, сопровождавшееся субдукцией океанической коры Монголо-Охотского бассейна к северу и северо-западу под Сибирскую платформу и завершившееся коллизией в конце раннего мела. Однако калиевые щелочные породы располагаются на значительном удалении от предполагаемого выхода мезозойской зоны субдукции на поверхность (около 500 - 600 км). Сопровождавшие мезозойскую субдукцию процессы, по-видимому, не оказывали непосредственного влияния на состав источников калиевых магм, а создавали благоприятные условия для магнообразования и поступления магм к поверхности.

Учитывая обобщенные данные по K-Ar и Rb-Sr возрастам калиевых щелочных пород (см. рис. 2), можно реконструировать особенности динамики

калиевого магматизма на Центральном Алдане. Период наиболее активного магматизма здесь соответствовал интервалу 155 - 120 млн. лет. Крупные массивы (Якутский, Инагли и др.) формировались многоэтапно с интервалом около 10 млн. лет, что указывает на многократное использование магмами одних и тех же проницаемых зон в коре. Отмечается также многократное проявление однотипных по составу магм – например, лейцититы имеют возраста около 150, 130 и 120 млн. лет. По-видимому, по крайней мере несколько импульсов сжатия и локального растяжения имели место в позднемезозойское время на Центральном Алдане, а образовавшиеся при этом разломы открывались на разных глубинах, доставляя к поверхности разные по составу расплавы.

Таким образом, формирование калиевого магматизма Центрального Алдана имеет сложную историю. Сохранив геохимические метки докембрийского мантийного источника, мезозойские калиевые породы Центрального Алдана служат своеобразным окном в докембрийскую литосферу Земли.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 94-05-16197-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч. 1, 2. Владивосток: Дальнаука, 1993. 161 и 216 с.
2. Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 432 с.
3. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
4. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород Восточно-Африканской рифтовой зоны // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974. С. 5 - 194.
5. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
6. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Шпунт Б.Р., Фрадкин Г.С. Характерные особенности эволюции земной коры Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области // Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 223 - 230.
7. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 136 с.
8. Еремеев Н.В., Журавлев Д.З., Кононова В.А. и др. Источник и возраст калиевых пород Рябиновского массива (Центральный Алдан) // Геохимия. 1992. № 11. С. 1484 - 1492.
9. Кануков Б.Ю., Махоткин И.Л., Голованова Т.И. Петрология калиевых вулканических серий Якутского вулкано-плутонического комплекса Центрального Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 83 - 93.

10. Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А. и др. Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия. 1994. № 7. С. 36 - 54.
11. Кочетков А.Я., Кравченко С.М., Лазебник К.А. Мезозойские магматические ассоциации и серии Алданского щита // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 226 - 235.
12. Кравченко С.М. О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 4. С. 884 - 887.
13. Максимов Е.П. Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 11 - 19.
14. Махоткин И.Л. Изотопный состав Sr и Nd в лампроитах Алдана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 3. С. 576 - 580.
15. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
16. Первов В.А., Кануков Б.Ю., Аракелянц М.М. Новые K-Ar данные о возрасте магматических пород Томмотского вулканоплутонического комплекса (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 349 - 352.
17. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1988. 382 с.
18. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
19. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 332 с.
20. Юшманов В.В., Максимов Е.П. Тектоно-магматические комплексы Алданского щита // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 97 - 102.
21. Beccaluva L., Girolamo P.D., Serri G. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic province, Italy // Lithos. 1991. V. 26. № 3/4. P. 191 - 221.
22. Foley S.F., Taylor W.R., Green D.H. The role of fluorine and oxygen fugacity in the petrogenesis of ultrapotassic rocks // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 94. № 1. P. 183 - 192.
23. Müller D., Rock N.M.S., Gloves D.I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting: a pilot study // Miner. Petrol. 1992. V. 46. P. 259 - 289.
24. Nelson D.R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // Lithos. 1992. V. 28. № 3/6. P. 403 - 420.
25. O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum J.S. Eocene potassic magmatism in the Highwood Mountains, Montana: Petrology, Geochemistry and Tectonic Implication // J. Geophys. Research. 1991. V. 96. № B8. P. 13237 - 13260.
26. Pearce J. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries // Andesites; orogenic andesites and related rocks. Chichester, UK.: John Wiley, 1982. P. 525 - 548.
27. Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis and geologic significance // Episodes. 1992. V. 15. № 4. P. 243 - 251.
28. Ringwood A.E. Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the Upper mantle // Chemical Geology. 1990. V. 82. № 3/4. P. 182 - 207.
29. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Parker R.J., Marsh J.S. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, Central Italy and Roman region // Contrib. Miner. Petrol. 1985. V. 90. № 2/3. P. 244 - 257.
30. Stolz A.J., Varne R., Wheller G.E., Foden J.D., Abbot M.J. The geochemistry and petrogenesis of the K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc // Contrib. Miner. Petrol. 1988. V. 98. № 3. P. 374 - 389.
31. Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Oxford: Blackwell, 1989. P. 313 - 345.
32. Vollmer R. On the origin of the Italian potassic magmas. 1. A. Discussion contribution // Chemical Geology. 1989. V. 74. № 3/4. P. 229 - 239.
33. Whitford D.J., Jezek P.A. Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: Trace Element and Sr Isotope Evidence // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 68. № 2. P. 141 - 150.

Mesozoic Potassium-Rich Magmatism of the Central Aldan: Geodynamics and Genesis

V. A. Kononova, V. A. Pervov, O. A. Bogatikov, U. Mues-Schumacher, J. Keller

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow
Institute of Mineralogy and Petrology, Freiburg University, Germany

Analysis of paleogeodynamic, geochemical, and isotopic characteristics of K-rich rocks from the Central Aldan suggests the two-stage model of their origin. The early (Precambrian) stage was responsible for generation of K-rich magma source at a mantle level of the lithosphere. Because of high LILE (K, Ba, Rb, Cs) concentrations in the rocks, the mantle of the region had to experience the metasomatic influence of fluids, which could migrate only from a crustal reservoir. A series of features indicates that during the Precambrian history of the region, the subduction was the most favorable mechanism of crust material penetration down to the mantle depth. The later (late Mesozoic) stage resulted in an intense K-rich magmatism of extrusive and hypabyssal types. Compression processes caused by the Amur geoblock and Siberian platform convergence controlled the geodynamic regime of that time. It seems conceivable that collision geodynamics initiated opening of fault fractures and migration of K-magmas toward the Earth's surface.

УДК 551.242(571.53)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИСТОРИИ БАЙКАЛА: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ С ПОДВОДНЫХ ОБИТАЕМЫХ АППАРАТОВ

© 1995 г. **Л. П. Зоненшайн***, **В. Г. Казьмин***, **М. И. Кузьмин****

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

**Институт геохимии им. А.В. Виноградова СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 25.01.94 г.

Подводные геологические исследования (16 маршрутов) Байкальского рифтового озера проводились геологами Института океанологии РАН и Институтов лимнологии, Земной коры и геохимии СО РАН в 1990 и 1991 гг. на Посольской банке, Бугульдейской седловине и Академическом хребте. В работах использовались подводные обитаемые аппараты "Пайсис".

Южный сбросовый уступ Посольской банки высотой до 800 м сложен монотонной толщей серых неяснослоистых (возможно, очень тонкослоистых) глин с редкими линзовидными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Согласно палинологическим определениям, глины имеют плиоценовый возраст, в низах разреза намечается переход к верхам миоцена. Академический хребет и Святоносский блок до позднего миоцена ограничивали с севера Центральнобайкальский грабен, являвшийся, наряду с Южно-Байкальским, Тункинским и Баргузинским грабенами, частью проторифтовой системы. Разрушение сухопутного барьера, образование грабена между Академическим хребтом и блоком Святого Носа, а также формирование Северо-Байкальского грабена началось в позднем миоцене и активно продолжалось в позднем плиоцене-антропогене. Академический хребет был полностью перекрыт трансгрессией в позднем плиоцене. Изменение тектонической обстановки было связано с вращением вектора растяжения против часовой стрелки с юго-юго-восточного до субширотного направления.

ВВЕДЕНИЕ

Систематические исследования Байкальского рифта проводятся с начала 50-х годов. Уже тогда работами Н.А. Логачева [10] и Н.А. Флоренсова [21] были выявлены два основных этапа рифтогенеза: ранний, охватывающий период времени с эоцена (или олигоцена-раннего миоцена) до раннего плиоцена, и поздний – плиоцен-антропогеновый. Первый характеризовался медленным погружением, компенсированным накоплением кластических тонкозернистых угленосных осадков, второй – быстрыми погружениями, интенсивным размывом окружающих поднятий, привнесом грубообломочного материала в крайние части депоцентра. Эти выводы были основаны на изучении наземных разрезов юго-западного побережья Байкала и о-ва Ольхон, а также керна глубоких разведочных скважин, пробуренных в этот период [5]. Именно в кернах по споропыльцевым комплексам были выделены эоцено-олигоценовые отложения, предположительно датирующие время заложения рифтовой впадины.

Впоследствии возраст данных отложений был переопределен как "олигоцен-раннемиоценовый" [3], однако из-за плохого хранения и путаницы нет уверенности, что переопределению подверглись те же образцы [1, 20]. Таким образом, вопрос о возрасте древнейших осадочных комплексов Байкальского рифта остался откры-

тым. Работами В.Д. Маца и его коллег [15, 20, 29] была в значительной степени уточнена и детализирована стратиграфия кайнозойских отложений. В частности, было подчеркнуто значение позднемиоценовой трансгрессии, представленной на о-ве Ольхон осадками сасинской серии, отмечено большое значение позднеплейстоценовой (0,1 млн. л.) фазы усиления вертикальных движений. В.Д. Мац также показал, что поступление грубообломочного материала в рифтовую впадину происходило не только в позднем плиоцене-антропогене ("необайкальский этап"), но началось значительно ранее, вероятно, в миоцене.

Неоднократно предпринимались попытки коррелировать наземные разрезы с сейсмическими, полученными в ходе непрерывного сейсмического профилирования в акватории Байкала. Такое профилирование в одноканальном варианте осуществлялось с 1978 г. [16, 31 и др.]. Оно послужило основой для выделения в осадочной толще Байкала четырех сейсмокомплексов [18, 19]. Верхняя часть разреза (сейсмокомплексы I - III) характеризуется слоистой структурой и коррелируется с верхнеплиоценовой-антропогеновой частью наземного разреза (аносовская свита Н.А. Логачева, шанхайтинская – В.Д. Маца). В работах В.Г. Николаева она подразделена на три части, условно отнесенные к среднему-верхнему плейстоцену, нижнему плейстоцену-эоплейстоцену и

среднему–верхнему плиоцену. Нижняя сейсмически прозрачная часть разреза сопоставляется с миоцен-нижнеплиоценовыми отложениями танхойской свиты.

Многоканальное сейсмическое профилирование, проводившееся российско-американской группой в 1989 и 1992 гг. [6, 22, 26], подтвердило расчленение разреза на “прозрачный” (4 - 5 км) и “слоистый” (1 - 2 км) комплексы. Их корреляция с наземными разрезами такая же, как и у предшественников. Кроме того, в самых верхах разреза была выделена тонкослоистая недеформированная толща (обычно менее 300 м), отнесенная к четвертичному периоду. Было установлено также, что близ главных сбросов, ограничивающих Южно- и Центральнобайкальскую впадины с северо-запада, мощность осадков достигает 7.5 км и более. В основании столь мощного разреза, возможно, присутствуют и более древние, чем в наземных разрезах, осадки.

Сейсмические методы выявили глубокие различия в строении Южной и Центральной котловин Байкала, с одной стороны, и Северной котловины, – с другой. В последней разрез вдвое меньше по мощности и в нем нет деления на прозрачную и слоистую части. Таким образом, подтвердились предположения [13, 19] о более молодом возрасте Северной котловины. Она отделяется от Центральной котловины поднятием подводного Академического хребта, диагонально пересекающим Байкальский рифт. Уже давно

предполагалось, что хребет до недавнего времени был сухопутным барьером [11, 14], но не было точно известно, когда он погрузился.

Крайне ограниченными были до настоящего времени сведения об осадочных толщах, вскрытых на подводных сбросовых уступах. В пробах, взятых трубками и пробоотборниками, преобладали молодые поверхностные осадки; геологическая позиция взятых образцов оставалась неопределенной.

Изучение геологии рифта с помощью подводных обитаемых аппаратов (ПОА) “Пайсис” было впервые начато в 1977 г. экспедицией Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Однако эти работы были ограничены северным бортовым уступом в Южной котловине, где осадки встречаются лишь на узких сбросовых ступенях. В последующие 10 лет сейсмическим профилированием было выявлено несколько подводных обнажений, вскрывающих значительные по мощности разрезы и даже контакты осадочных толщ с дорифтовыми метаморфическими породами. Обследование таких обнажений с помощью подводных обитаемых аппаратов могло уточнить возраст сейсмостратиграфических комплексов, дать ценный материал по истории Байкальского рифта. С этой целью в 1990 и 1991 гг. специалистами Института океанологии РАН, Института лимнологии, Земной коры и геохимии СО РАН было выполнено 16 подводных маршрутов, сопровождавшихся систематическим отбором образцов и

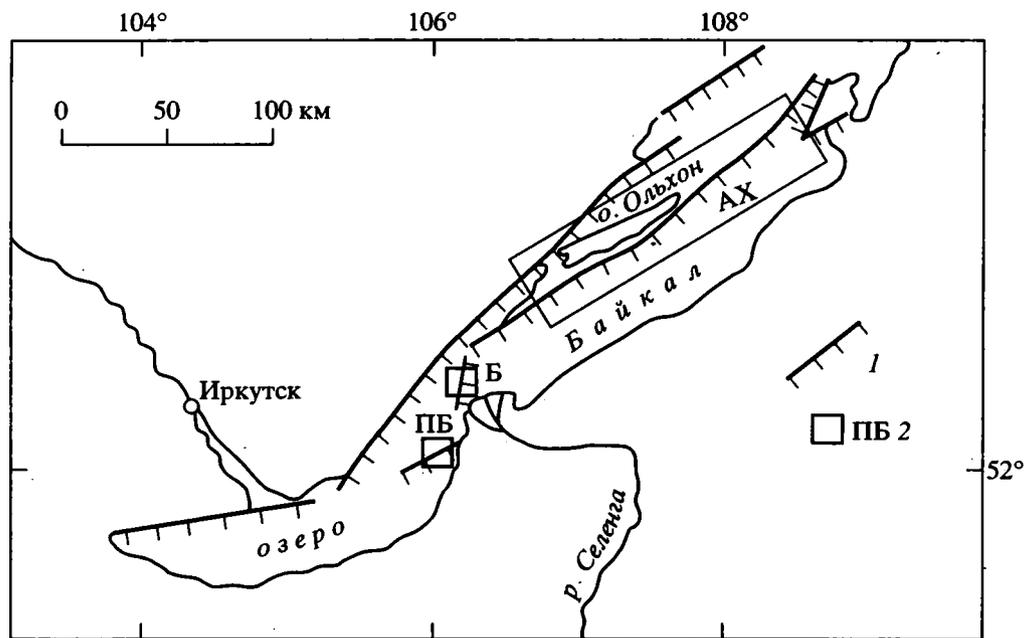


Рис. 1. Районы подводных исследований в Байкальском рифте (1990 - 1991 гг.).

1 – главные разломы; 2 – районы исследований: АХ – Академический хребет, Б – Бугульдейская седловина, ПБ – Посольская банка.

съемкой видеофильмов. Погружения выполнялись с НИС "Балхаш", для съемок подводного рельефа и позиционирования подводных обитаемых аппаратов использовалась бортовая компьютерная система сбора и обработки батиметрической информации.

В качестве объектов исследования были выбраны южный сбросовый уступ Посольской банки, а также Академический хребет и его окрестности (рис. 1).

ПОДВОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Посольская банка и Бугульдейская седловина

Посольская банка представляет собой крупный односторонний горст, ограниченный с юга высокоамплитудным нормальным сбросом с юж-

ным падением (рис. 2 и 3). Основание банки находится на глубинах 1200 - 1300 м. На глубине 900 - 1000 м пологое подножие, перекрытое рыхлыми современными илами, сменяется крутым ($15^\circ - 20^\circ$) склоном с довольно многочисленными выходами коренных пород. На глубинах 800 - 600 м склон более пологий, иногда с четко выраженной ступенью на уровне 600 - 650 м. Затем, от отметок 200 - 300 м, вновь следует крутой участок, выполаживающийся к вершине банки с глубиной 50 - 60 м. Морфология склона говорит о том, что он образован по крайней мере двумя крупными сбросами, так что выше отметки 600 м можно ожидать повторение разреза.

Общее простирание структуры - СВ 70° . Весьма вероятно, что разломы южного ограничения состоят, в свою очередь, из серии кулисно

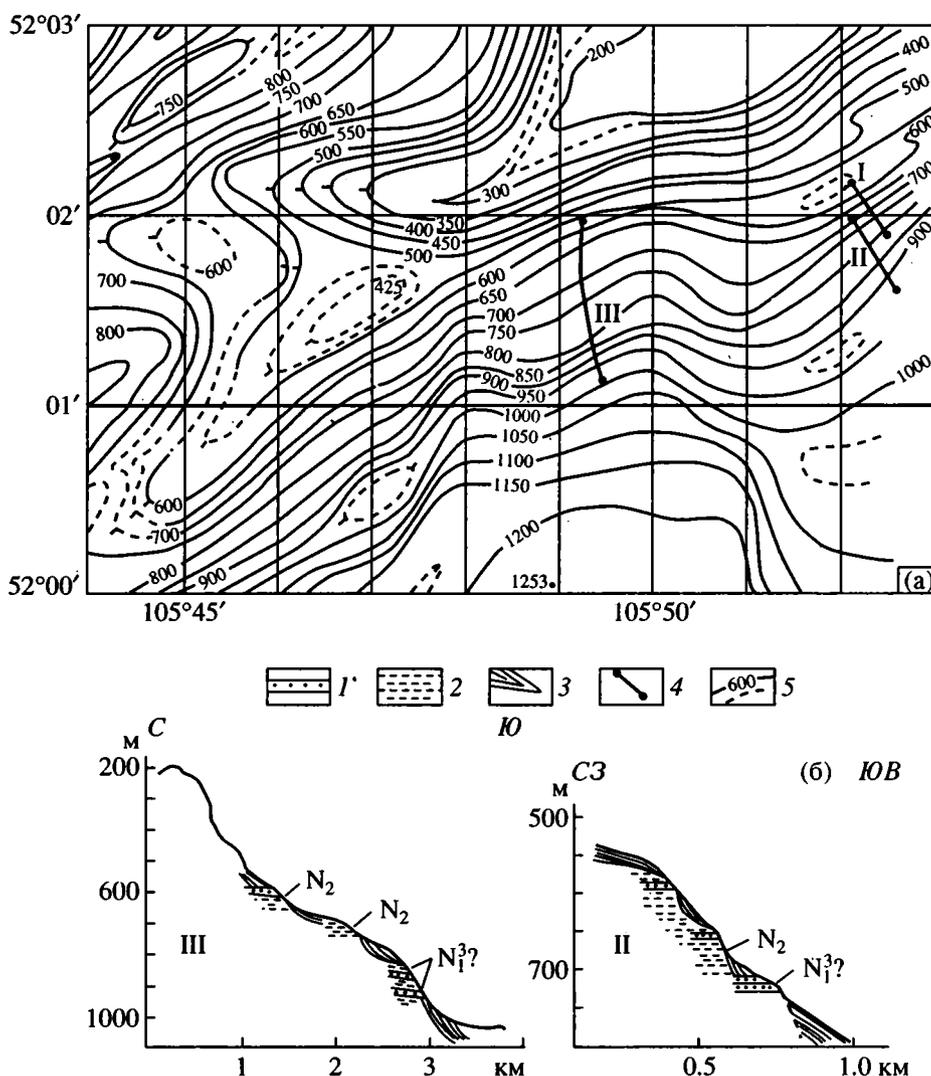


Рис. 2. Батиметрия Посольской банки (а) (см. рис. 1) и профили по маршрутам (б).

1 – прослой песчаников; 2 – глины; 3 – современные рыхлые отложения; 4 – подводный маршрут и его номер; 5 – изобаты, м.

подставляющих один другой сбросов, затухающих в западном направлении. В этом же направлении погружается и затухает вся структура, так что проследить разломы Посольской банки поперек Байкала до соединения с Обручевским сбросом, как это делается на многих схемах [31], нельзя. Северо-западный склон банки в сторону Бугульдейской депрессии, по-видимому, осложнен ступенчатыми сбросами небольшой амплитуды.

Интерпретация одноканального сейсмического профиля через Посольскую банку (см. рис. 3) показывает, что слоистый сейсмокомплекс, залегающий на ее северо-западном склоне, является синрифтовым: наклон слоев уменьшается вверх по разрезу и происходит их выклинивание в сторону вершины наклонного блока. Южный сбросовой уступ, судя по профилю, может быть сложен породами нижнего “прозрачного” сейсмокомплекса, однако утверждать это однозначно нельзя.

Так, предварительные данные многоканального сейсмического профилирования [4] указывали на другую возможность, а именно, что на уступе Посольской банки прослеживаются породы верхнего (слоистого) сейсмокомплекса. Окончательное решение вопроса будет, возможно, после интерпретации материалов сейсмической съемки 1992 г.

В нижней части уступа было выполнено три подводных маршрута на глубинах от 1000 до 600 м (см. рис. 2а). В двух восточных маршрутах первые небольшие обнажения и развалы глыб были встречены на глубине 780 - 750 м (см. рис. 2б). В обнажениях вскрыты плотные серые мелко-

зернистые песчаники и алевролиты. С поверхности песчаники сильно выветрены, превращены в бурую глинистую массу, насыщенную гидроокислами железа, так что свежую породу можно видеть лишь в центральной части крупных блоков. В составе песчаников преобладают окатанные и полуокатанные зерна кварца и полевых шпатов – продукты размыва кристаллических пород. Отдельные угловатые обломки имеют, возможно, туфогенную природу. По данным Ю.А. Богданова и Л.П. Зоненшайна [4], песчаники образуют несколько тонких прослоев, вероятно, чередующихся с глинами.

Выше залегает толща слабоуплотненных серых неяснослоистых глин, обнажающихся в небольших (1 - 2 м) уступчиках. С поверхности глины покрыты многочисленными кавернами от 1 - 2 до 10 см в диаметре. Происхождение каверн неясно. Возможно, они связаны с выделением газа при уплотнении и частичной литификации осадка.

В разрезе, пройденном западнее (рис. 2б), первые выходы песчаников встречены на глубине 910 и 873 м. Песчаники образуют небольшие линзовидные тела мощностью 10 - 20 см в толще серых глин. Выше залегает толща неяснослоистых (возможно, очень тонкослоистых) кавернозных глин. На глубине 590 м встречен маломощный прослой песчаника, сходного по облику с обнажающимися в основании разреза. Возможно, этот выход принадлежит к следующей тектонической ступени, где разрез повторяется.

Споро-пыльцевые комплексы из образцов, взятых по разрезам, определялись Г.М. Шиловой. В слоях песчаников в основании всех трех разре-

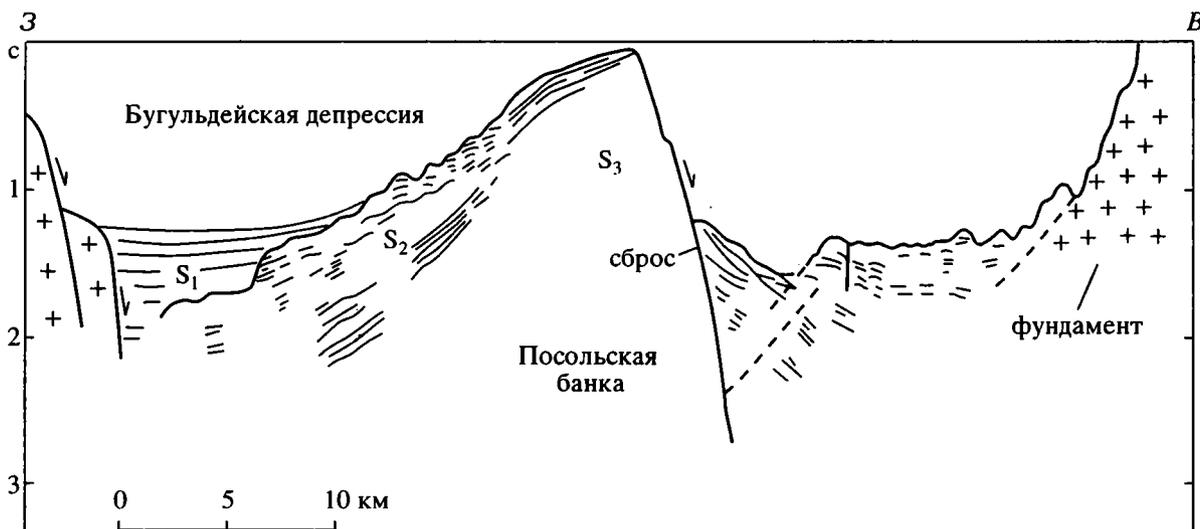


Рис. 3. Интерпретация профиля непрерывного сейсмического профилирования через Посольскую банку, по [31, профиль 15] с упрощениями и дополнениями.

S₁ – молодые осадки; S₂ – “слоистый” (верхний плиоцен–плейстоцен) и S₃ – “прозрачный” (миоцен–нижний плиоцен) комплексы.

зов содержится пыльца сосновых, ели, березы, ольхи, кустарниковых берез. Единична пыльца широколиственных пород (лещины, дуба, граба, липы, ореха). Постоянно присутствует пыльца плохой сохранности хвойных (*Paleopicea*, *Pinus*, *Podocarpus*, *Abies*), а также *Ginkgo*, споры папоротников (*Lygodium*, *Cyathea*, *Dicksonia*, *Gleichenia*, *Cicatricosisporites*) и плаунов (*Lycopodium* sp.), переотложенные, вероятно, из отложений мелового-палеогенового возраста. Отмечена также пыльца степных растений, вероятно, занесенная из плиоцен-четвертичных отложений. Вмещающие песчаники можно условно отнести к верхнему миоцену.

Вышележащие кавернозные глины содержат обильную пыльцу *Pinus* cf. *sibirica*, ели, кустарниковых берез, полыни. Единичны пыльца широколиственных пород (лещины), споры папоротников *Polypodiaceae*, плаунов. Горные склоны были покрыты тайгой из кедровой сосны, листвен-

ницы, ели; в межгорных котловинах были участки разнотравно-злаковой степи. Климат был более континентальным, чем ранее. Возраст вмещающих глин, вероятно, плиоценовый. Точно определить мощность плиоценовых глин на Посольской банке нельзя, поскольку разрез нарушен сбросами. Видимая мощность – не менее 200 м, возможно, она достигает 400 - 500 м.

Сходная по литологии толща обнажается в меридиональном сбросовом уступе высотой 250 м, расположенном на Бугульдейской седловине к югу от пос. Бугульдейка (рис. 4, см. рис. 1). Уступ был впервые описан Л.Р. Мерклиным с соавторами [16] по материалам одноканального сейсмического профилирования. Бугульдейская седловина с глубинами до 300 м имеет меридиональное простирание и разделяет Южную и Центральную глубоководные котловины. Ей отвечает значительный подъем поверхности фундамента, который быстро погружается в северо-западном и

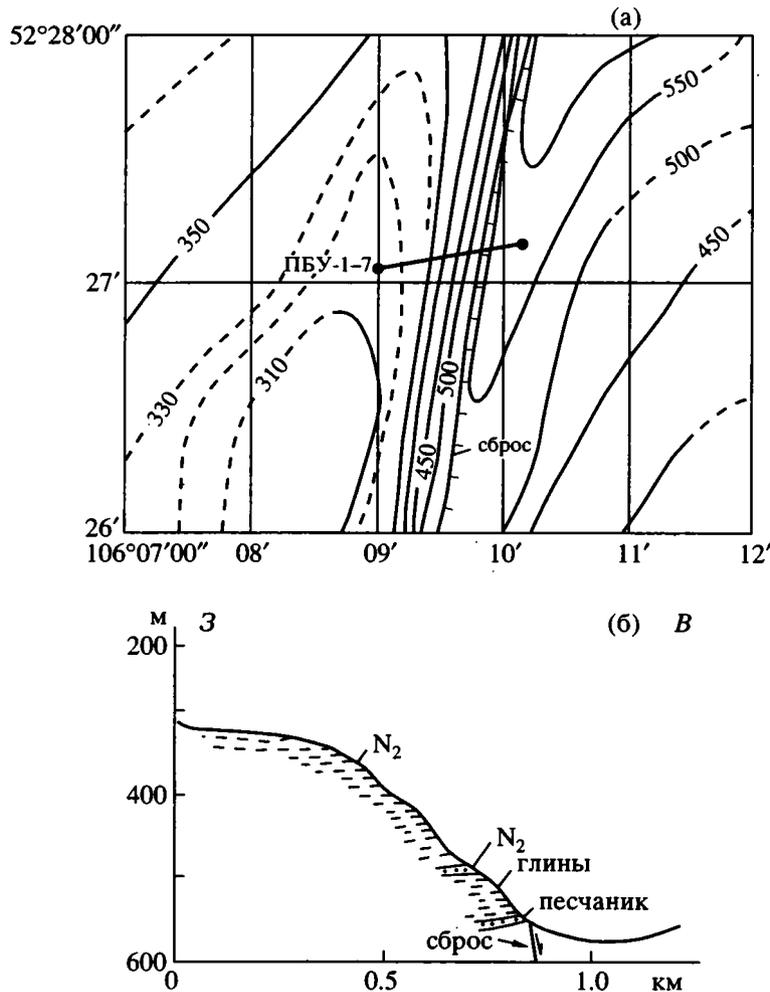


Рис. 4. Подводные маршруты на Бугульдейской седловине (см. рис. 1): а – батиметрия (сплошные изобаты через 50 м) и положение подводного транверса ПБУ-1-7; б – поперечный профиль вдоль транверса ПБУ-1-7.

юго-восточном направлениях. Мощность осадков на седловине – 3 - 4 км, тогда как в сопредельных котловинах она достигает 6 - 7 км [22, 26].

Уступ был пересечен двумя подводными маршрутами. В нижней части разреза (глубина 560 м) отмечены линзовидные прослой серых плотных мелкозернистых песчаников, залегающих среди серых неяснослоистых кавернозных глин. Выше по разрезу (до глубины 300 м) обнажаются серые кавернозные глины, на поверхности приобретающие темную шоколадную окраску в результате окисления сульфидов. Споро-пыльцевой комплекс, обнаруженный в песчаниках и глинах, такой же, как в образцах Посольской банки, и имеет, вероятно, плиоценовый возраст.

Поскольку интерпретация сейсмических профилей через Посольскую банку пока не дала однозначного результата, делать вывод о принадлежности разреза к тому или иному сейсмокомплексу преждевременно. Монотонный характер разреза, отсутствие переслаивания пород разного состава говорит, скорее, в пользу отнесения плиоценовых пород Посольской банки к верхам сейсмически “прозрачной” толщи. В пользу этого говорит и намечающийся в низах разреза переход к миоценовым отложениям. Если данное предположение справедливо, то можно, учитывая однородность сейсмического изображения, предполагать, что весь нижний сейсмокомплекс – аналог тайхойской свиты из центральной части акватории Байкала – сложен неяснослоистыми глинами с редкими линзовидными прослоями песчаников.

Отнесение разреза к верхнему сейсмокомплексу оставляет открытым вопрос о природе слоистого изображения на сейсмических разрезах. Необходимым в этом случае становится также пересмотр возраста сейсмокомплекса. Учитывая данные по Посольской банке, пришлось бы пересмотреть его корреляцию с осадками аносковской свиты верхнего плиоцена–антропогена [19, 22, 26], поскольку в его строении участвуют, вероятно, отложения низов плиоцена и даже верхов миоцена.

Академический хребет

Этапность развития структур Байкальской впадины отражается на взаимоотношениях Северо-Байкальской котловины с Южной и Центральной. Остров Ольхон и подводный Академический хребет отделяют Северо-Байкальскую котловину от Центральной. Эта структурная ступень выражена в особенностях глубинного строения, перепаде мощности осадочной толщи и глубин озера. Мощность осадочной толщи в котловинах различна: до 6 - 7 км и более в Южной и Центральной и до 4.5 в Северной [22, 26]. Различается и глубина озера: в Центральной котловине она достигает 1600 м, в Северной – 600 - 800 м.

Эти данные хорошо согласуются с представлениями о более молодом возрасте Северной котловины по сравнению с Центральной и Южной [11, 14].

Некоторые исследователи предполагали, что на месте Академического хребта до недавнего времени (поздний плиоцен или антропоген) существовал сухопутный барьер [11, 14, 29]. По данным одноканального сейсмического профилирования предполагалось, что Северная котловина начала погружаться только в среднем или позднем плиоцене [19]. Многоканальное сейсмическое профилирование подтверждает это представление [6, 22, 26].

Летом 1991 г. на Академическом хребте и сопредельных поднятиях было выполнено 11 геологических маршрутов с использованием обитаемого аппарата “Пайсис” (рис. 5). Академический хребет представляет собой ограниченный сбросами блок, косо пересекающий оз. Байкал. Осевая часть Академического хребта находится на глубине 300 - 350 м. Кроме того, обследованы юго-западное подводное продолжение хребта Святой Нос и северо-восточное продолжение берегового уступа у мыса Арул (северо-западное побережье). Во время погружений пересечены четыре сбросовых уступа: Приморского, Академического и Ольхонского разломов, обращенные к юго-востоку, а также Ушканий разлом, обращенный к северо-западу. Кроме того, пересечены два сброса, ограничивающие горст п-ова Святой Нос. Разломы прекрасно выражены в рельефе на суше и под водой, где они, кроме того, откартированы по результатам МОВ ОГТ и НСП и уточнены батиметрической съемкой во время проведения работ с помощью подводных обитаемых аппаратов. Общее простирание разломов – СВ 50°. Оно хорошо совпадает с направлением на полюс раскрытия Байкальского рифта (57° с.ш., 118.5° в.д.), вычисленный по решениям фокальных механизмов землетрясений [8].

Места погружений были выбраны таким образом, чтобы они пересекали сбросовые уступы с выходами кристаллического основания и перекрывающих осадков. На большей части изученной площади контакт осадков с фундаментом проходит на уступах разломов, нарушающих склоны Академического хребта, на глубинах 400 - 350 м (рис. 6). На уступах Ушканьего и Ольхонского разломов вблизи Ушканьих островов контакт прослежен на глубинах 830 - 1020 м (рис. 7). На подводном продолжении п-ова Святой Нос он пересечен на глубине 1150 м (рис. 8). Почти повсеместно породы фундамента интенсивно выветрены и превращены в дресвяники. Сохраняя первичные текстуры и структуры, они легко разрушаются в руках. Мощность коры выветривания, видимо, колеблется от первых метров до 10 - 20 м. Кора выветривания формировалась в

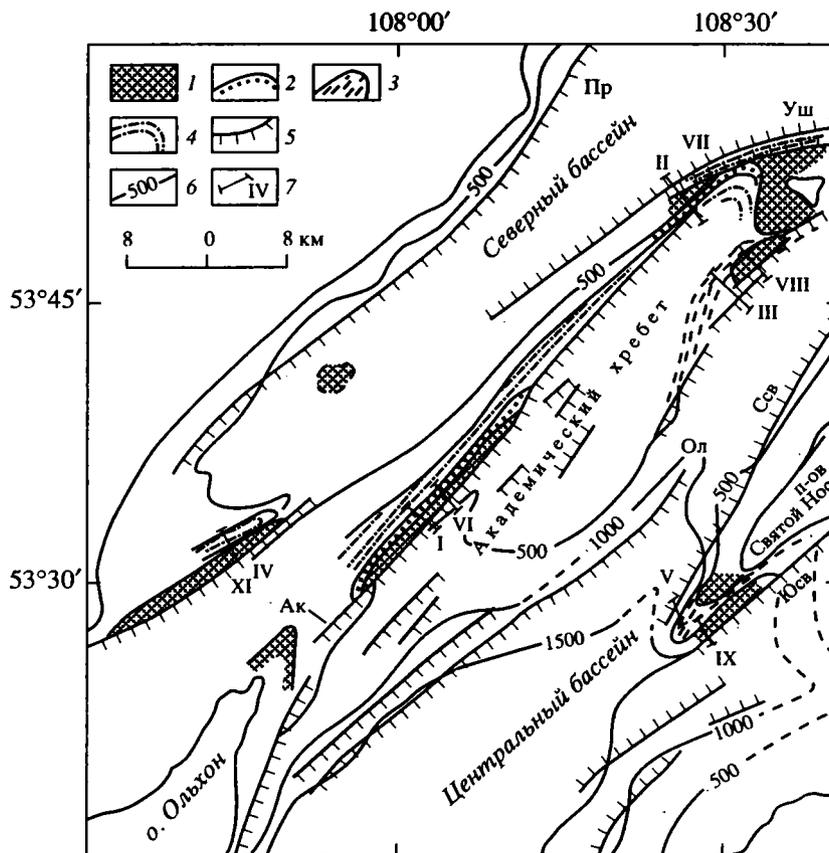


Рис. 5. Геологическая карта Академического хребта (оз. Байкал), (см. рис. 1), построенная по материалам подводных погружений.

1 – метаморфические докембрийские породы; 2 – базальный горизонт; 3, 4 – глины: 3 – верхнемиоценовые, 4 – верхнеплиоцен-нижнечетвертичные; 5 – сбросы; 6 – изобаты; 7 – маршруты аппарата “Пайсис” и номера спусков. Буквенные обозначения – разломы: Ак – Академический, Ол – Ольхонский, Пр – Приморский, Ссв – Северо-Святоносский, Уш – Ушканский, Юсв – Южно-Святоносский.

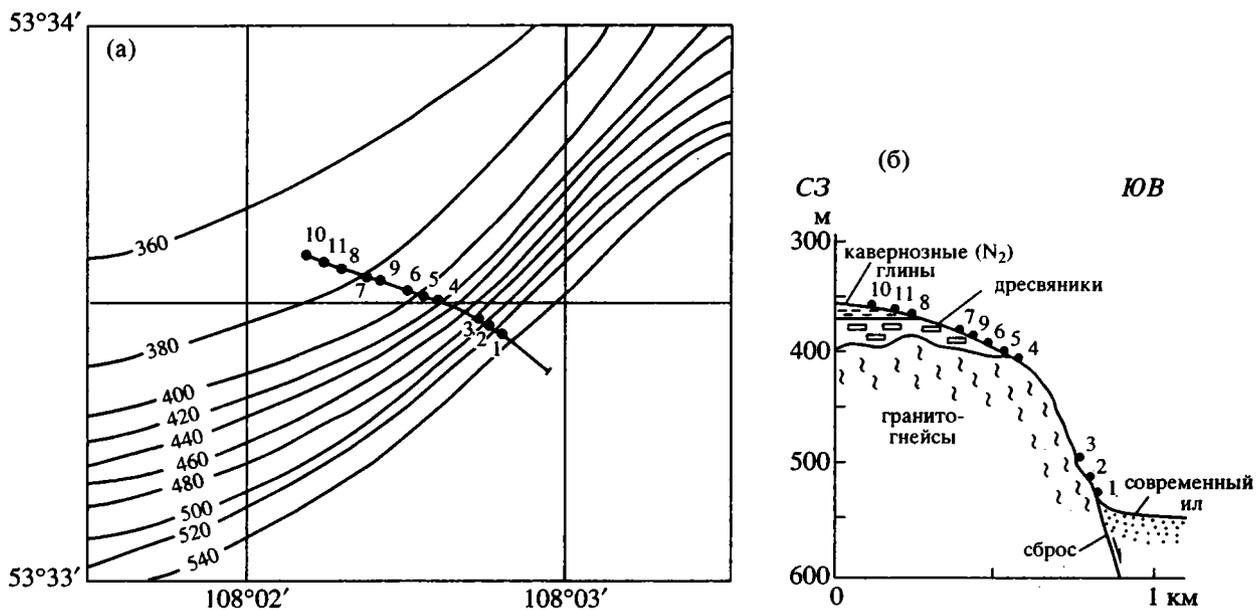


Рис. 6. Геологический маршрут на уступе Академического разлома (см. рис. 5). Погружение ПАК-I: а – батиметрия (изобаты в м) и положение маршрута, б – геологический разрез. Номера 1 - 11 – места взятия образцов.

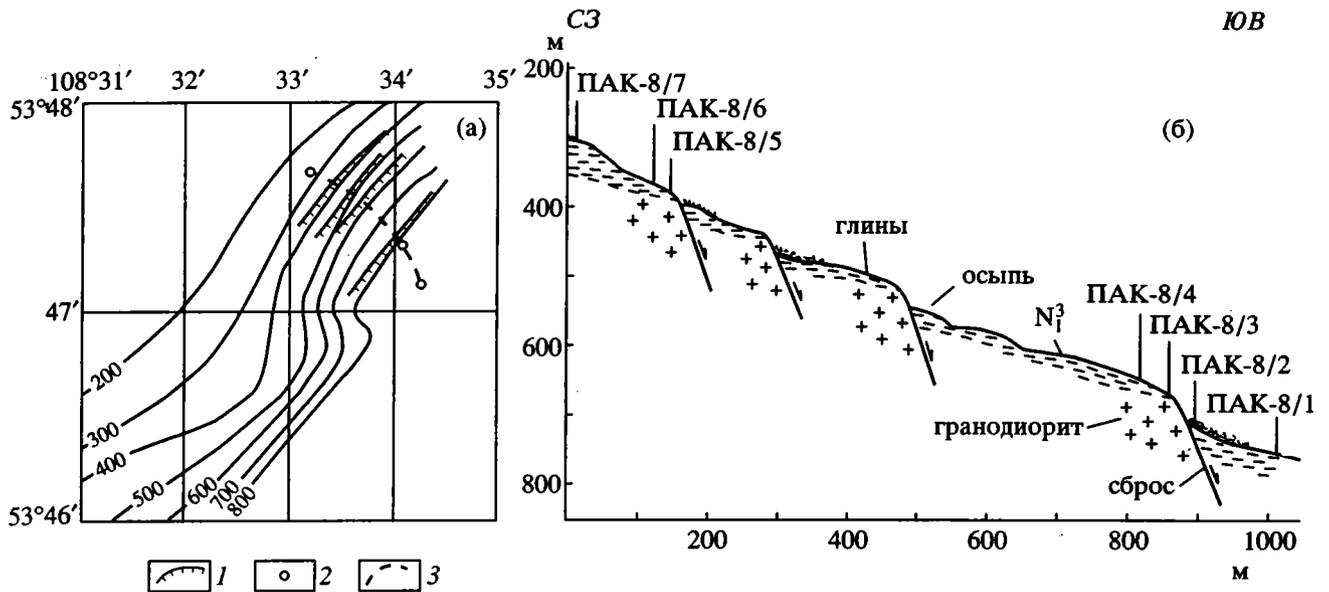


Рис. 7. Геологический маршрут на уступе Ольхонского разлома (см. рис. 5). Погружение ПАК-VIII: а – батиметрия (изобаты в м) и положение маршрута, б – геологический разрез.
1 – сброс; 2 – точка определения координат; 3 – линия маршрута. ПАК-8/1 - ПАК-8/7 – места взятия образцов.

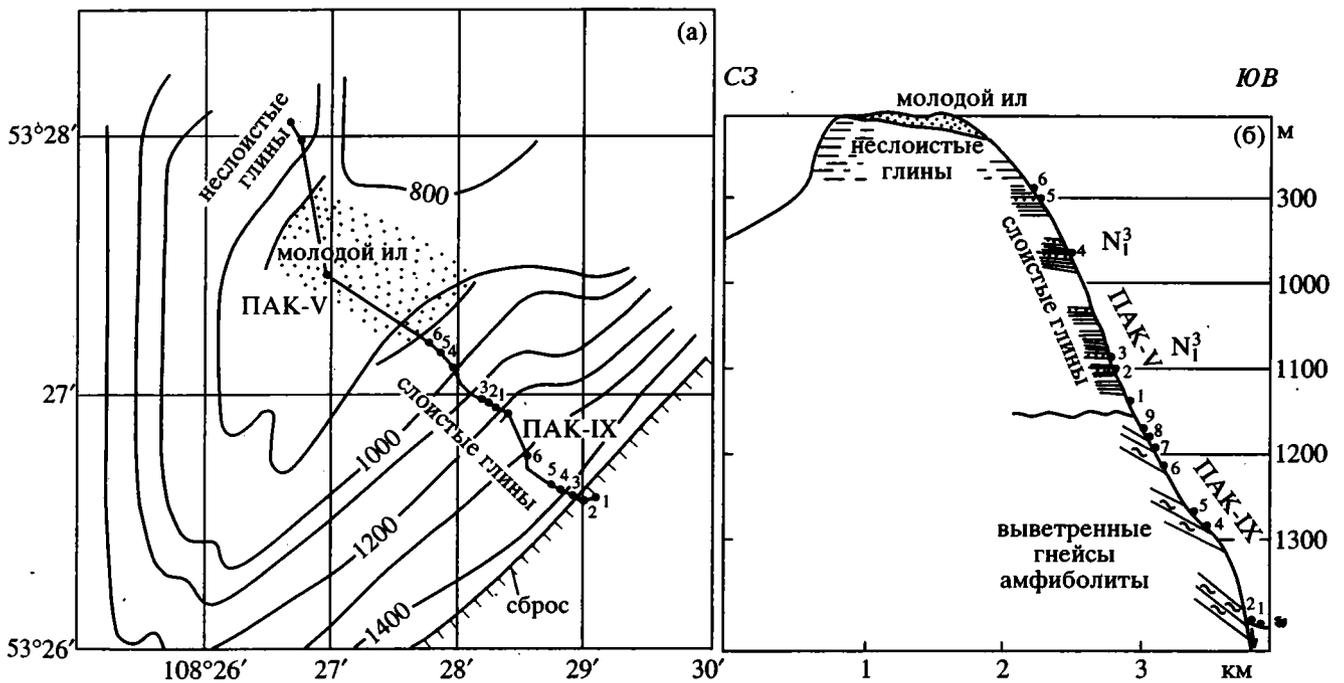


Рис. 8. Геологические маршруты на южном (подводном) продолжении п-ова Святой Нос (см. рис. 5): а – батиметрия (изобаты в м) и положение маршрута, б – геологический разрез.
Погружения: ПАК-IX – нижняя часть склона, ПАК-V – верхняя часть склона. Номера – места взятия образцов.

наземных условиях. На гребне Академического хребта в дресвяниках содержится пыльца *Pinus cf. sibirica*¹ (35 - 42%), единичная пыльца ели, ольхи, березы, широколиственных пород, травянистых злаков, полыни, маревых, сложноцветных, споры

плауна и плаунка. Присутствуют споры *Gleichenia*, характерные для отложений мелового-палеогенового возраста. Возраст споро-пыльцевого комплекса не ясен.

На Академическом хребте на неровной поверхности фундамента залегает базальный горизонт

¹ Здесь и ниже определения Г.Н. Шиловой.

слабо сцементированных галечников с отдельными валунами до 25 см в диаметре. Галечники состоят из плоской хорошо окатанной гальки подстилающих метаморфических пород, кварца и щебнистого материала в глинистой матрице (см. рис. 6). Мощность базального горизонта обычно составляет десятки сантиметров или первые метры.

Галечники перекрыты характерными серыми, с поверхности шоколадными глинами, испещренными округлыми и овальными кавернами и порами размером от 1 - 2 до 5 - 7, редко 10 см. В большинстве взятых колонок глины лишены слоистости, однако она часто видна в обнажениях. Глины достаточно плотны, чтобы удерживать невысокие вертикальные уступы. Местами они чередуются с более плотными зелеными алевритистыми глинами. Глины слагают осевую часть Академического хребта, где их видимая мощность, судя по рельефу, составляет 50 - 75 м, но местами они редуцированы.

На Святоносском блоке (см. рис. 8) и на уступах Ольхонского разлома у о-ва Ольхон (см. рис. 7) на коре выветривания непосредственно залегают кавернозные глины, разделенные на Святоносском блоке на две толщи: нижнюю тонкослоистую, мощностью 300 м, и верхнюю неслоистую, мощностью 55 м. Суммарная видимая мощность глин здесь составляет 355 м, но их кровля в обнажениях не наблюдалась.

Судя по определениям спор и пыльцы, толщи глин в районе Академического хребта принадлежат к двум стратиграфическим уровням. Так, в образцах, взятых на уступе Академического разлома, обильна пыльца *Pinus cf. sibirica* (34 - 40%), единична пыльца лиственницы, ели (в том числе *Picea sect. omerica*), пихты, кустарниковых берез, ольхи, ивы, широколиственных пород (дуба, лещины), травянистых (злаки, полынь, маревые, сложноцветные, гречишные, зонтичные, гвоздичные), спор папоротников семейств *Polypodiaceae*, плаунов, плаунков (*Selaginella sangwuolenta*, *S. sibirica*). Спорно-пыльцевые комплексы отражают развитие горной тайги из кедровой сосны и лиственницы, а также плаунков по каменистым склонам в условиях похолодания и усиления континентальности климата. Отложения формировались, вероятно, в конце плиоцена.

Сходный спорно-пыльцевой комплекс описан из глин и глинистых алевритов, перекрывающих метаморфические породы на вершине наклонного сбросового блока одной из ветвей Приморского разлома (см. рис. 5). Он сопоставлен с третьим комплексом аносоской свиты и может быть датирован концом плиоцена - началом плейстоцена. Таким образом, сбросовые уступы, так же, как и наклонные блоки в южной части Северной котловины, были перекрыты трансгрессией в позднем плиоцене - раннем антропогене. Следует

отметить, что в обнажениях на бровках наклонных блоков залегают самые молодые слои синрифтовой трансгрессивной толщи, так что начало трансгрессии можно отнести к значительно более раннему времени.

Иной возраст определен для осадков на Святоносском блоке и на сбросовых ступенях Ольхонского разлома (см. рис. 5, 7, 8). В споро-пыльцевых комплексах из глин, залегающих на коре выветривания, присутствует плохой сохранности темная пыльца *Pinus sibiricoformis* (13 - 30%), *Pinus sub. cembra* (2 - 10%), единична пыльца пихты, таксодиума, *Picea sect. omerica*, *Podocarpus*, березы, крупных форм ольхи, широколиственных пород (*Quereus*, *Tilia*, *Corylus*), субтропических пород (*Liquidambar*, *Ilex*), спор папоротников (*Coniopteris*, *Filicales*), плауна (*Lycopodium sp.*). Были распространены хвойные леса, по долинам - березовые с участками широколиственных и субтропических пород в условиях более мягкого, чем современный, климата. Возраст вмещающих отложений, вероятно, поздний миоцен.

Следует отметить, что на западном побережье п-ова Святой Нос давно известны маломощные терригенные отложения позднемиоценового - раннеплиоценового возраста (святоносская свита - [20]). Таким образом, верхнемиоценовые осадки перекрывают метаморфические породы по обоим бортам узкого грабена, разделяющего Святой Нос и Академический хребет, до этого составлявших единый сухопутный барьер. Разрушение этого барьера в позднем миоцене и привело к трансгрессии озерных вод в Северную котловину. Верхнемиоценовые отложения нарушены сбросами и опущены на значительную глубину. В то же время верхнеплиоценовые и антропогеновые отложения образуют типичный синрифтовый комплекс на сбросовых наклонных блоках Малого моря. Все это подчеркивает ведущую роль позднеплиоценово-антропогеновой фазы тектонических движений, по отношению к которой позднемиоценовое событие играло роль своего рода предшественника.

Распространение разновозрастных осадочных толщ в районе Академического хребта показано на рис. 5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Подводные исследования подтвердили многоэтапность формирования Байкальского рифта. Данные, приведенные в настоящей статье, а также результаты многоканального сейсмического профилирования [6, 22, 26] свидетельствуют о том, что погружение вдоль главных сбросов: Ольхонского, Академического и Приморского - происходило последовательно. Наиболее ранние погружения были вдоль Обручевского сброса и

Ольхонского разлома, о чем свидетельствует огромная мощность миоценовых (и олигоценых?) осадков нижнего сейсмокомплекса, накопившихся в Южной и Центральной котловинах (рис. 9а). В северо-восточном направлении рифтовая система, возможно, продолжалась Баргузинским грабеном, развитие которого тоже началось в миоцене [20, 29]. Западным продолжением рифтовой системы служил Тункинский грабен, образовавшийся в раннем миоцене, возможно, в олигоцене. При этом Главный Саянский разлом, близкий по простиранию к направлению раздвига, играл роль “континентального трансформного разлома” с левым сдвиговым смещением в активной зоне. Примечательно, что амплитуда сдвига (около 11 км), определенная по смещению русла р. Иркут [24], близка к оценкам величины растяжения коры в Южной котловине Байкальского рифта (10 - 15 км) [6, 32].

Главные сбросы (“зоны отрыва”), образовавшиеся на раннем этапе, имели широтное или северо-восточное простирание (55°). Активизация древних разломов такой ориентировки и превращение их в высокоамплитудные нормальные

сбросы была связана, очевидно, с растяжением, ориентированным в юго-восточном – северо-западном направлении (145° - 150° ?).

Разрушение сухопутного барьера, включавшего Академический хребет и Святоносский блок, началось, судя по нашим данным, в позднем миоцене. К этому времени следует, вероятно, отнести образование озерного бассейна в Северной котловине и начало погружений вдоль Академического разлома. Последнее подтверждается интерпретацией профилей МОВ [26]: толща пород, залегающая на сбросовой ступени между Ольхонским и Академическим разломами, коррелируется с верхней частью разреза Центральной котловины.

Судя по возрасту осадков, перекрывающих фундамент на гребне Академического хребта и в южной части Северной котловины (см. рис. 6), погружения вдоль Приморского разлома происходили в основном в позднем плиоцене–антропогене. Предполагалось [7], что активизация разлома, имеющего север-северо-восточное простирание, была связана с небольшим поворотом вектора растяжения против часовой стрелки, примерно до его современного положения

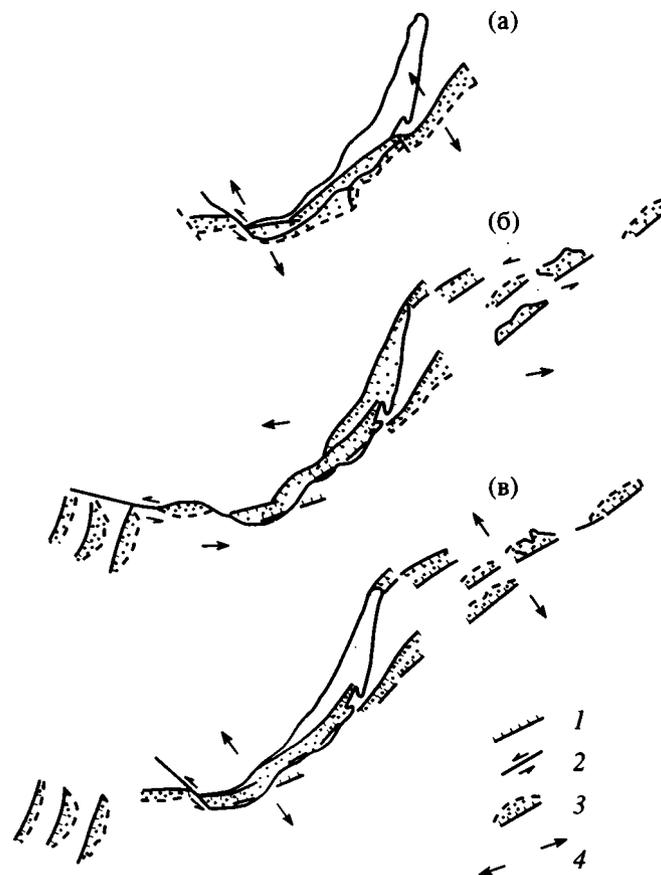


Рис. 9. Развитие Байкальской рифтовой системы: а – в олигоцене–миоцене, б – в позднем миоцене–антропогене, в – в позднем плейстоцене.

1 – активные сбросы; 2 – сдвиги, зоны сдвиговой деформации; 3 – активные грабены; 4 – направления раздвига.

(юго-восток 135°). Однако реальная картина была, вероятно, сложнее. Группой американских и российских ученых на основании материалов многоканального сейсмопрофилирования [22, 26] была предложена схема, по которой поворот вектора растяжения был более значительным – до широтного направления и лишь затем, на самом позднем этапе рифтогенеза (в плейстоцене?) вектор занял свое нынешнее положение, повернувшись на этот раз по часовой стрелке.

Такая схема хорошо увязывается со структурными данными. Уже давно высказывалось предположение [23], что раскрытие Байкальского рифта связано со смещениями по двум крупным субширотным сдвиговым зонам: Тункинской и Муйско-Чарской. Левосторонний сдвиг вдоль Муйско-Чарской зоны хорошо объясняет, в частности, кулисное расположение Верхнеангарской, Муйской и других рифтовых впадин на восточном фланге Байкальской рифтовой системы. З. Балла с соавторами [2] показали, что наилучшее “закрытие” Байкальского рифта возможно при относительных перемещениях блоков по сдвигам (“трансформам”) восток-северо-восточного простирания. В кинематическом отношении схемы С.И. Шермана и К.Г. Леви [23] и З. Балла с соавторами [2] близки. Если при переходе от ранней стадии рифтогенеза к более поздней действительно произошел поворот вектора растяжения до широтной ориентировки, становится понятным, почему активизировался древний Приморский разлом: направление раздвига оказалось перпендикулярным к его плоскости (см. рис. 9б).

В то же время не вызывает сомнения, что в настоящее время раскрытие Байкальского рифта связано с субгоризонтальным растяжением, ориентированным в северо-западном – юго-восточном направлении перпендикулярно главным сбросам. Об этом однозначно говорят решения фокальных механизмов землетрясений [8]. Недавно эти данные были подтверждены [25]. Таким образом, еще один поворот вектора растяжения, на этот раз по часовой стрелке на 45° , выглядит обоснованным (см. рис. 9в). Соответственно, активные движения прекратились в настоящее время в зоне Приморского разлома и в Северной котловине, но продолжают в системе грабенов Южной и Центральной котловин и Баргузинского рифта. Об этом отчетливо свидетельствует распределение эпицентров землетрясений [8, 17].

Датировка отмеченных выше тектонических фаз пока не вполне надежна. Если впадины проторифтовой системы: Тункинская, Южно- и Центрально-байкальская – заложены примерно в одно время, их возраст не выходит за пределы позднего олигоцена–раннего миоцена, поскольку именно так датируются древнейшие отложения в Тункинской депрессии [13].

В течение последующих 20 млн. лет в Южной и Центральной котловинах сохранились стабильные условия седиментации: в краевых частях бассейна накапливались песчано-глинистые угленосные толщи, в центральных – толщи серых “пелагических” глин, типичные представители которых наблюдались на Посольской банке. Очевидно, уже тогда в обеих котловинах существовали озера с глубинами в первые сотни метров [20, 29].

Вторая тектоническая фаза относится к позднему миоцену. Хотя она знаменуется существенной перестройкой кинематической обстановки (активизация субширотных сдвигов, погружения в Северной котловине), характер седиментации в Южной и Центральной котловинах остался прежним. Последнее говорит о небольших изменениях энергии рельефа, малой амплитуде вертикальных движений. Впрочем, усиление темпа вертикальных движений в конце миоцена все же отмечается. Об этом, в частности, свидетельствует образование глубоких эрозионных долин в предплиоценовое время в Хамар-Дабане [1] и появление грубообломочного материала в отложениях осиновской свиты на юго-западном побережье Байкала [29].

Рубеж между ранним и поздним плиоценом, несомненно, важнейший в истории Байкальского рифта. С этого момента резко усилилась амплитуда контрастных вертикальных движений и увеличилось поступление кластического материала в котловины, отразившееся в смене “прозрачного” сейсмокомплекса “слоистым”. Подводные наблюдения показали, что верхнемиоценовые осадки нарушены сбросами с амплитудой в первые сотни метров (Посольская банка, район Академического хребта). По данным многоканального профилирования [22, 26], в плиоцене произошло превращение односторонних грабенов Южной и Центральной котловин в двусторонние: система ступенчатых сбросов образовалась на юго-восточном борту рифта, тогда как до этого погружения происходили в основном по главным сбросам северо-западного борта.

Образование сбросов и быстрое некомпенсированное погружение говорят о мощном импульсе растяжения. В то же время нет данных об изменении в это время кинематической обстановки; скорее она оставалась такой же, что и в позднем миоцене. Об этом, в частности, говорит продолжавшаяся высокая тектоническая активность в Северной котловине, где произошли быстрые погружения по Приморскому разлому, формировались листрические сбросы (Малое море, Кочериковская депрессия – [29]).

Специфику позднеплиоценового–антропогенного этапа составляет быстрый рост обширного поднятия преимущественно на юго-восточном фланге рифтовой зоны. Асимметрия форм рельефа является характерной особенностью Байкальского,

как, впрочем, и других крупных рифтов. Асимметрия проявляется также и в структуре (главные сбросы с одной стороны рифта), размещении вулканитов и форме астеносферного выступа. Все эти особенности удовлетворительно объясняются на качественном уровне моделью рифтогенеза с пологим литосферным разломом [30]. В применении к Байкальскому рифту эта модель рассматривалась В.Г. Казьминим [28] и Л.П. Зоненшайном с соавторами [6]. Количественные расчеты (математическое моделирование) для Байкальского рифта пока не выполнялись.

Не обсуждая в деталях возможные механизмы формирования поднятия, связанного с рифтогенезом [12, 30], отметим лишь, что разрыв во времени между началом растяжения и началом интенсивного поднятия составляет в Байкальском рифте примерно 20 млн. л. Близкие по протяженности разрывы характерны и для других крупных рифтов (Красноморский, Эфиопский, Рио-Гранде из [9]). Одно из возможных объяснений этого явления сводится к следующему. При пассивном растяжении под рифтом поднимается выступ астеносферы и начинается декомпрессионное плавление. Затем происходит миграция расплава из апикальной части выступа к основанию коры и формирование так называемой "рифтовой подушки". Изостатическое поднятие связано с образованием "подушки", а время, необходимое для миграции расплава из выступа астеносферы к подошве коры, отвечает промежутку между началом рифтогенеза и началом поднятия [27, 28].

Хотя усиление темпа вертикальных и горизонтальных движений произошло в плиоцене, фактически начало данного этапа рифтогенеза следует относить к позднему миоцену, когда резко изменился кинематический режим. Следующая перестройка, приведшая к становлению современной ("мгновенной") кинематики, произошла, очевидно, в совсем недавнее время. Вероятнее всего, это событие следует связывать со значительным тектоническим эпизодом в позднем плейстоцене (0.1 млн. л.). По данным В.Д. Маца [29], к этому времени приурочены резкие вертикальные движения, смещения по сбросам, углубление некомпенсированного бассейна. Изменение тектонического режима в недавнее время с поворотом вектора растяжения по часовой стрелке предполагается также российско-американской группой исследователей [22, 26].

ВЫВОДЫ

1. На раннем этапе развития Байкальской рифтовой системы (олигоцен–ранний плиоцен) в центральных частях Южной и Центральной котловин накапливалась монотонная толща серых неяснослоистых глин с редкими линзовидными

прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Эта толща, скорее всего, является фациальным аналогом угленосных отложений прибортовой части депрессии.

2. Образование Северной котловины началось в позднем миоцене и активно продолжалось в позднем плиоцене–антропогене. Сухопутный барьер Академического хребта – Святого Носа был разрушен в позднем миоцене. Трансгрессия полностью перекрыла Академический хребет в позднем плиоцене.

3. Позднемиоценовый этап отвечает резкому изменению ориентировки вектора растяжения с юго-юго-восточного направления на субширотное. До этого рифтовая система включала Тункинский, Южно-Байкальский, Центральнo-Байкальский грабены. С позднего миоцена началось образование Северо-Байкальского грабена, а также, по-видимому, грабенов западной и восточной периферии рифтовой системы. Последующее вращение вектора к его нынешнему положению (135°, юго-восток) произошло, скорее всего, в позднем плейстоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 180 с.
2. Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С. 80 - 91.
3. Белова В.А. Растительность в бассейнах Байкальского рифта в позднем кайнозое. М.: Наука, 1985. 142 с.
4. Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. Обнажения миоценовых осадков на дне озера Байкал и время сбросообразования (по наблюдениям с подводных обитаемых аппаратов "Пайсис") // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 931 - 933.
5. Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 435 - 475.
6. Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 2. С. 63 - 77
7. Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И., Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В.Д., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов "Пайсис" // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 1. С. 84 - 88.
8. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 157 - 203.
9. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки: раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 208 с.
10. Лозачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения депрессий Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18 - 20.

11. *Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.А., Базаров Д.Б. и др.* Нагорья Прибайкалья и Забайкалья // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974. 358 с.
12. *Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Шерман С.И.* Геодинамика континентальных рифтов // Геология и геофизика. 1982. № 12. С. 13 - 12.
13. *Логачев Н.А., Флоренсов Н.А.* Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19 - 29.
14. *Лут Б.Ф.* Геоморфология Байкала // Геоморфология дна и берегов озера Байкал. М.: Наука, 1964. С. 5 - 123.
15. *Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской депрессии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: ИГУ, 1987. 42 с.
16. *Мерклин Л.Р., Милановский В.Е., Галкин В.И., Захаров М.В.* Строение осадочной толщи и рельеф фундамента // Геологические, геофизические и подводные исследования на озере Байкал. М.: Наука, 1979. С. 104 - 110.
17. *Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120 - 129.
18. *Николаев В.Г.* Развитие Байкальской впадины в неогене // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 29 - 36.
19. *Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В.* Структура осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. 1985. Т. 60. № 2. С. 48 - 58.
20. *Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.Р., Шимарева М.К., Кульчитская А.А., Воробьева Г.А., Климанова В.М., Кононов Е.Е.* Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона. Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.
21. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские депрессии Байкальского региона. Москва - Ленинград: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
22. *Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д.* Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989) // Геология и геофизика. 1993. № 10, 11. С. 25 - 36.
23. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 461 - 464.
24. *Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В.* Тектоника и вулканизм юго-запада Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
25. *Deverchere J., Houdry F., Diament M.* Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal Rift // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 18. P. 1099 - 1102.
26. *Hutchinson D.R., Golmshtok A.Ya., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D.* Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. Vol. 20. P. 589 - 592.
27. *Kazmin V.G.* Two types of rifting: dependence of the condition of extension // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. P. 85 - 92.
28. *Kazmin V.G.* The position of continental flood basalts in the rift zones and its bearing on the model of the rifting // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 375 - 387.
29. *Mats V.D.* The Structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Rev. 1993. Vol. 38. P. 81 - 118.
30. *Wernicke, B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth. Sci. 1985. Vol. 22. P. 108 - 125.
31. *Wong H.K., Anton K., Haugwitz W. et al.* Abschlussbericht zum Prospect "Geologische Entwicklung und das resente Sedimentationsregime in Baikalsee" // Forderungshennzeichen BMFT MFG. 0081/6. Ferderungsdauer, 1991. 112 p.
32. *Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Tarutyanov E.K.* Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. 1989. Vol. 168. P. 327 - 337.

New Data on Baikal History: Observation Results from Submersibles

L. P. Zonenshain, V. G. Kazmin, M. I. Kuzmin

Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk

In 1990 - 1991, geologists of the Institute of Oceanology (Russian Academy of Sciences) and Institutes of Zymology, Earth Crust and Geochemistry (Siberian Division, Russian Academy of Sciences) studied the underwater geology of the Baikal rift lake using submersibles "Pisces" (16 dives) to observe the Posol'skaya Bank, Bugul'dei Saddle, and Academician Ridge.

The southern 800-m-high fault scarp of the Posol'skaya Bank is composed by monotonous gray clays with unclear (probably very thin) lamination and rare lensing interlayers of siltstones and fine-grained sandstones. Palynological data revealed the Pliocene age of the clays grading at the base into the Upper Miocene deposits.

Until the Late Miocene, the Academician Ridge and Svyatoi Nos block served as a northern barrier of the North Baikal graben, which formed the rift system together with the South Baikal, Tunka, and Barguzin grabens. The land barrier destruction and graben formation in the northern Baikal and between the Academician Ridge and Svyatoi Nos block was initiated in the Late Miocene, and lasted during the Late Pliocene-Antropogene. The transgression entirely covered the Academician Ridge in the Late Pliocene. The change in tectonic environments was related to the anticlockwise rotation of extension vector from the south-southeastern to sublittoral direction.

УДК 551.263.037(571.661)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ЭФФУЗИВНО-КРЕМНИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ КУЮЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 1995 г. В. Н. Григорьев, С. Д. Соколов, К. А. Крылов, В. В. Голозубов, И. Е. Пральникова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.12.93 г.

В чешуях серпентинитового меланжа Куюльского офиолитового террейна (запад Корякского нагорья) заключены многочисленные блоки и отдельные пластины триасово-юрских отложений. Они формировались в разных по геодинамическим и фациальным условиям участках дна Мезоокеана. Среди поздне триасово-байосских комплексов выделяются два фациальных типа, связанных со срединными центрами. Один типичен для современных срединно-океанических хребтов с глубинами выше уровня карбонатной компенсации, другой отвечает условиям большей глубинности. Среди бат-позднеюрских отложений также выделено два фациальных комплекса. Первый, наиболее распространенный, формировался в пределах абиссальной равнины, с проявлениями внутриплитного вулканизма. Вторым, кремнисто-туфовый, накапливался на окраине океанической плиты, в области сноса островодужного материала. Допускается, что все комплексы были связаны с единой раннемезозойской плитой, разные участки которой оказались сближены при ее аккреции. О времени формирования Куюльской аккреционной структуры косвенно свидетельствует приуроченный к одной из тектонических чешуй горизонт терригенного меланжа, содержащий обломки поздне триасовых радиоляритов и берриасских известняков с остатками бужий.

ВВЕДЕНИЕ

Около четверти века назад офиолитовые пояса континентов стали объектом детальных исследований не только петрологов и рудников, но прежде всего тектонистов. Это связано с тем, что офиолиты отражают многие моменты истории развития крупных регионов, связанных с глобальными перестройками и движениями плит. Офиолитовыми массивами Корякского нагорья занимались многие исследователи [2 - 4, 6, 7, 8 - 14]. Одним из наиболее изученных является хорошо доступный Куюльский офиолитовый массив, расположенный на юге Таловско-Майнской зоны Корякского нагорья (рис. 1). Однако проводимые с 1988 г. в пределах массива исследования авторов вместе с другими сотрудниками Геологического Института РАН и Дальневосточного Геологического Института ДВО РАН показали, что отдельные черты его строения оставались слабо освещенными или совсем не затронутыми, а иногда базирующимися на неверных представлениях. К числу последних относится и долгое время, начиная с работы Г.П. Авдейко [1], господствовавшая точка зрения на возраст и строение отложений, относимых к кингивеевской свите. После изучения разрезов кингивеевских фрагментов в пределах южной половины Куюльского массива авторы пришли к нескольким принципиально важным выводам [5, 16]. Во-первых, все изученные выходы кингивеевской свиты, считав-

шиеся прежде титон-неокомскими, содержат более древние остатки микрофауны (главным образом, радиолярии). Во-вторых, петрохимические особенности эффузивов, характер осадочной составляющей разрезов и многочисленные палеонтологические определения позволяют рассматривать их как разновозрастные (от среднего триаса до раннего титона) фрагменты океанической коры, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. В-третьих, само понятие кингивеевской свиты при гетерогенном наборе включенных в нее отложений перестает отвечать требованиям, предъявляемым стратиграфическим кодексом к понятию свиты.

Продолжение изучения кингивеевских отложений, в том числе в пределах северных районов Куюльского массива, дало дополнительный материал относительно их состава и возраста, в целом подтвердивший перечисленные выводы. Основная цель предлагаемой статьи заострить внимание на геодинамических и, соответственно, фациальных типах "кингивеевских" образований разных стратиграфических уровней в интервале от позднего триаса до поздней юры, поскольку фрагменты разрезов отложений этого возраста особенно часто встречаются в серпентинитовом меланже Куюльского террейна. При этом рассмотрены наиболее распространенные типы "кингивеевских" отложений, в отношении которых

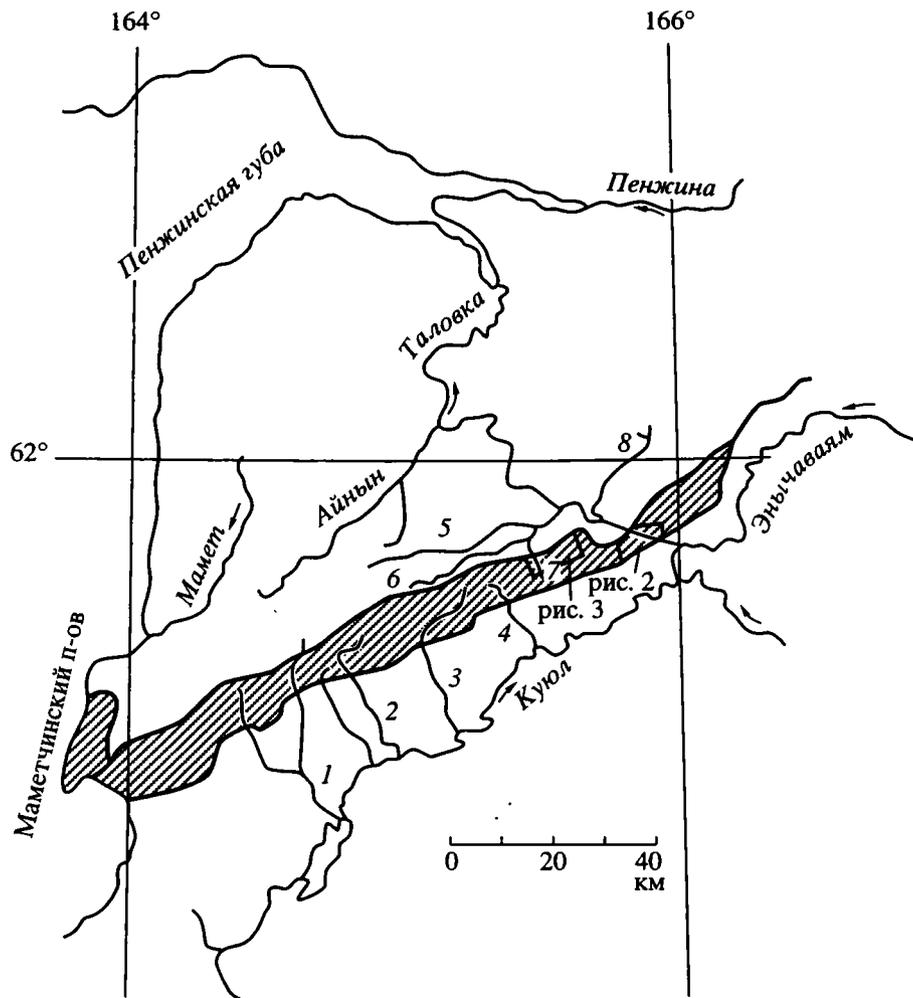


Рис. 1. Географическое положение Кулюльского террейна (заштрихован). Цифрами на карте обозначены реки: 1 – Виайраваяя, 2 – Веселаяя, 3 – Ганкуваяя, 4 – Гальмоваяя, 5 – Лекасын, 6 – Мьялкасын, 7 – руч. Встречный, 8 – Ганычалан.

имеется надежная информация о возрастах, типах разрезов, составах пород¹.

ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Степень изученности “кингиевских” фрагментов океанических комплексов позволяет провести их сравнение в пределах всего офиолитового террейна на двух стратиграфических мегауровнях: верхнетриасово-байосском и батско-нижнетитонском.

Верхнетриас-байосские отложения

В пределах Кулюльского террейна установлено два фациальных типа отложений этого возраста.

¹ Из бывших “кингиевских” фрагментов в данной работе не приводится большой новый материал относительно специфики состава и возраста дайково-эффузивного комплекса, входящего в состав офиолитового разреза Ганкуваяяской пластины [16]. Этот материал и его генетическая интерпретация требуют отдельной статьи.

Первый фациальный тип представлен разрезом, в основании которого залегают базальтоиды, перекрывающиеся мраморизованными толстоплитчатыми светлыми известняками (мощность 10 - 15 м) с остатками конодонтов и радиолярий. Для известняков характерны вытянутые вдоль напластования линзовидные тела коричневатых кремней постседиментационного происхождения. Известняки выше сменяются толщей красных плитчатых яшм (мощность до 25 м), которые богаты остатками радиолярий, обычно плохой сохранности. Переход от известняков к яшмам постепенный через пачку чередования красноватых известняков, богатых остатками радиолярий и красных яшм. Мощность слоев тех и других обычно менее десяти сантиметров. Общая мощность переходной пачки в разрезе одного из блоков, вскрытого на правом берегу р. Таловки около метра (рис. 2, точка Г-926).

Фрагменты этого разреза в наиболее полном виде сохранились в виде блоков и пластин среди



Рис. 2. Геологическая схема строения района устья р. Милутваям.

1 – серпентинитовый меланж с блоками пород “кингивеемского” комплекса; 2 – серпентинитовый меланж с блоками амфиболитов, габбро-амфиболитов; 3 – а – серпентинитовый меланж с блоками терригенного меланжа, б – серпентинитовый меланж с блоками келловейско-берриасских кремнисто-туфо-терригенных отложений; 4 – метаморфические сланцы ильпинейского комплекса; 5 – а – отложения мялекасынской свиты, б – их блоки в серпентинитовом меланже; 6 – тектонические контакты: а – надвижки, б – разломы; 7 – места находок бухий; 8 – места находок: а – конодонтов, б – радиолярий; 9 – точки наблюдения.

серпентинитового меланжа на правом берегу р. Веселой, откуда протягиваются на юг до р. Вайраваям (левые притоки р. Куяул). В северной части Куяольского террейна блоки этого разреза тяготеют к нижней пластине серпентинитового меланжа, вскрытой в бортах р. Таловка, выше устья р. Милутваям (рис. 2). Повсюду маркирующими для разреза, относимого к первому фациальному типу являются известняки, которые скалистыми глыбами выступают в рельефе. Во всех блоках отложения сложно дислоцированы. Часто это шевронные складки с крутопадающими шарнирами. Детальное изучение выходов на правом берегу р. Веселой (рис. 1) позволило прийти к выводу, что все они связаны с разбитой на блоки единой пластиной, представлявшей крупную лежачую складку, последовательно смятую в двух взаимноперпендикулярных направлениях.

В послонно опробованном блоке известняков на правом берегу р. Таловка (точка J-42, рис. 2) при травлении образцов были выделены обильные водяно-прозрачные и мутноватые остатки конодонтов разной сохранности, среди которых встречены *Epigondolella abneptis* (?) (Huckriede), типичные для уровня верхний карний-норий (оп-

ределение Н.Ю. Брагина). “Цветной индекс” конодонтов свидетельствует о том, что они испытали нагрев более 300°C [19]. Остатки радиолярий, выделенные из известняков и яшм, часто имеют очень плохую сохранность из-за перекристаллизации. Из них были определены радиолярии: *Canoptum* sp., *Livarella* sp., *Triassocampe* sp.².

Из яшм, аналогичного разреза на правом берегу р. Веселой, установлены три последовательных комплекса радиолярий.

Норийский комплекс представлен остатками *Betraccium deweveri* Pessagno et Blome; *B. yakounense* Pessagno et Blome; *Palaeosaturnalis* gen. et sp. indet.; *Eptingium* sp.; *Sarla vizcainoesis* Pessagno cf. Комплекс близок ассоциации подзоны *Betraccium deweveri* Аляски [18].

Слой геттанг-плинсбахского возраста охарактеризованы остатками: *Parahsuum simplum* Yao; *Pantanellium inornatum* Pessagno, Poisson; *Protopsiium ispartaence* Pessagno et Poisson, *Syringocapsa* sp. С. of Yao и др. Ассоциация близка таковой зоны *Parahsuum simplum* Центральной Японии [24].

² Все определения радиолярий не оговоренные в тексте выполнены И.Е. Пральниковой.

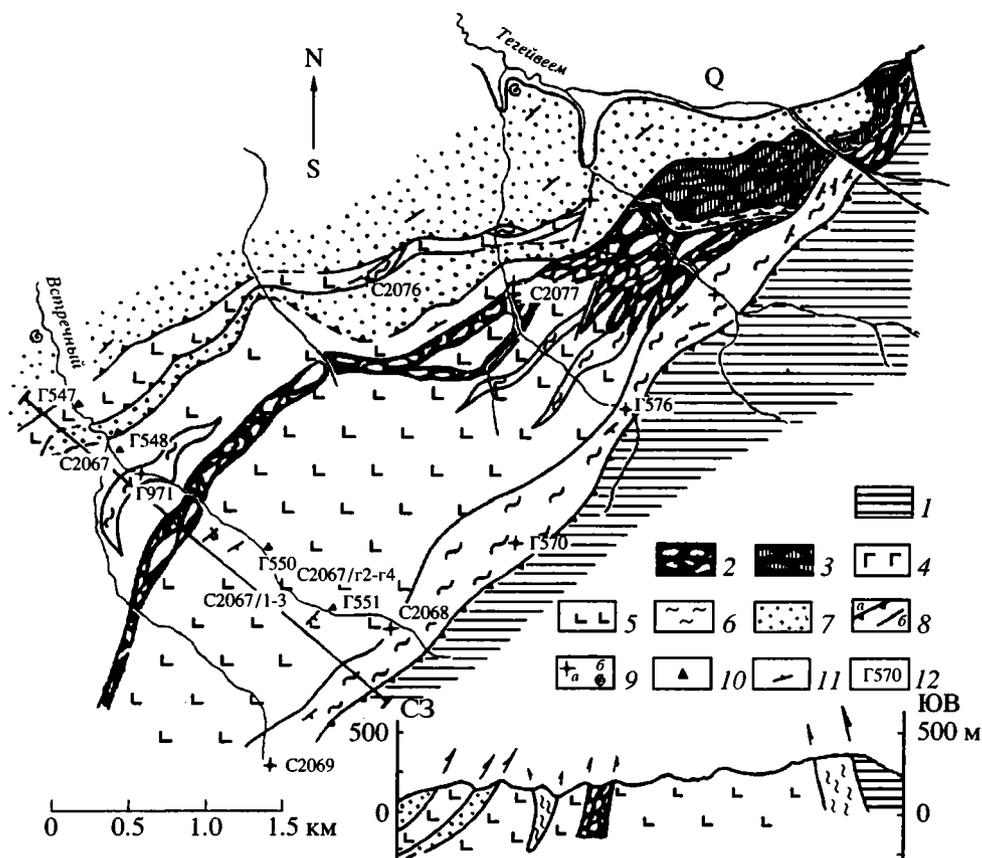


Рис. 3. Геологическая схема строения района верховьев ручьев Встречный и Тегейвеем.

1 – серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 2 – серпентинитовый меланж с блоками пород “кингивеемского” комплекса; 3 – серпентинитовый меланж с блоками амфиболитов, габбро-амфиболитов, габбро, мраморов; 4 – габбро; 5 – 6 – “кингивеемский” комплекс: 5 – базальты, 6 – кремнистые породы; 7 – терригенные породы готеривского возраста; 8 – тектонические контакты: а – надвиги, б – разломы; 9 – места находок фауны: а – радиоларии, б – моллюски; 10 – места опробования базальтов; 11 – элементы залегания, 12 – точки наблюдения и опробования.

Кроме того, был встречен комплекс ааленбайосских радиоларий содержащий: *Hsuum matsukai* Isozaki and Matsuoka; *H. maxwelli* Pessagno cf.; *Napora* aff. *cosmica* Pessagno, Whalen, Yeh; *Spongocapsula* sp.; *Gorgansium* sp.; *Praeconocaryomma* sp. По составу он близок комплексу зоны *Laxtorum jurassicum* Центральной Японии [24].

Слагающие нижнюю часть рассматриваемого фациального типа базальтоиды представлены тектонически раздробленными, катаклазированными и зеленокаменно измененными разностями, мало пригодными для восстановления петрохимического типа. Их мощность в единых разрезах с перекрывающими известняками и яшмами не превышает нескольких метров. Более нижняя часть эффузивного разреза, по-видимому, сохранилась в меланже в виде изолированных блоков базальтов, по петрохимическому составу близки нормальным океаническим толейтам [16].

Второй фациальный тип одновозрастных отложений сложен преимущественно эффузивами. Нами он изучен в верховьях руч. Встречного, являющегося правым притоком р. Мялекасын (рис. 1, 3). Полоса выходов аналогичных отложений протягивается от долины руч. Встречного далее на юг, в бассейн правого борта руч. Конгломератовый и верховьев р. Гальмоваям.

По берегам долины верховьев руч. Встречного вскрыта единая пластина базальтов, перекрытая кремнистыми породами, охарактеризованными остатками поздне триасовых радиоларий. В толще наблюдается несколько крутых складок. В западной части пластины сильно перемяты красные яшмы приурочены к ядру синклинальной складки. В ядре смежной антиформы прослеживается узкая полоса подстилающего базальты серпентинитового меланжа. Восточнее по запрокинутым элементам залегания в подушечных разностях устанавливаются складки в базальтовой

толще. На востоке полосы горизонт верхнетриасовых кремней вместе с подстилающими базальтами падает под серпентиниты Куюльского массива. С запада на базальты надвинуты песчаники, относимые к верхам талыкрыльской свиты. Последняя охарактеризована остатками брахиопод и разнообразных пелеципод, среди которых из наших сборов В.П. Похиалайненем были определены позднеготеривские *Coloniceramus colonicus* (And.). Вдоль контакта песчаников тылаккрыльской свиты с базальтами среди последних прослеживается тектонически зажата сравнительно маломощная чешуя аналогичных песчаников.

Основную часть разреза составляют афировые базальты, часто с хорошо выраженной подушечной отдельностью. Мощность потоков изменяется от первых метров до 10 метров. Структура периферической части подушек тонкозернистая метельчатая, переходная к вариолитовой, в центральной – микродолеритовая. Отдельные пластовые тела базальтов имеют офитовую структуру. С базальтами ассоциируют редкие линзы кремнистых пород с остатками радиолярий плохой сохранности.

Основание горизонта перекрывающих базальты верхнетриасовых кремнистых пород представлено в ядре синформы красными перекристаллизованными радиоляриевыми яшмами, интенсивно смятыми в мелкие складки с субвертикальными осями, имеется много мелких внутрипластовых сдвигов. Это затрудняет оценку первичной мощности горизонта яшм и проведение последующего его опробования. Наблюдается мощность яшм в этой структуре не превышает 10 метров. Из отдельных образцов удалось выделить остатки познетриасовых радиолярий: *Betraccium* sp., *Livarella* sp., *Orbiculiforma* sp., *Pantanellium* sp., *Paronaella* sp., *Vernullius* sp., *Canoptum* sp., *Triassocampe* sp. (Г-971, рис. 3).

На восточном крыле пластины, видимо этот же кремнистый горизонт сложен зеленовато-серыми кремнями. Сохранность радиолярий в них тоже плохая, вероятно в результате наложения вторичных процессов. Из кремней были определены верхнетриасовые: *Paronaella* sp., *Canoptum* sp. (С-2068, С-2069, рис. 3).

Остатки познетриасовых радиолярий в рассматриваемом горизонте кремней за пределами долины руч. Встречного не установлены. По простиранию в бассейне руч. Тегейвеем из образцов Г-570 и Г-567 (рис. 3) В.С. Руденко был выделен комплекс среднеюрских радиолярий, вероятнее всего, нижней половины средней юры. Таким образом, можно предполагать, что на восточном крыле пластины горизонт кремней соответствует интервалу от позднего триаса до низов средней юры включительно. Однако, для более обоснованного расчленения этого кремнистого разреза

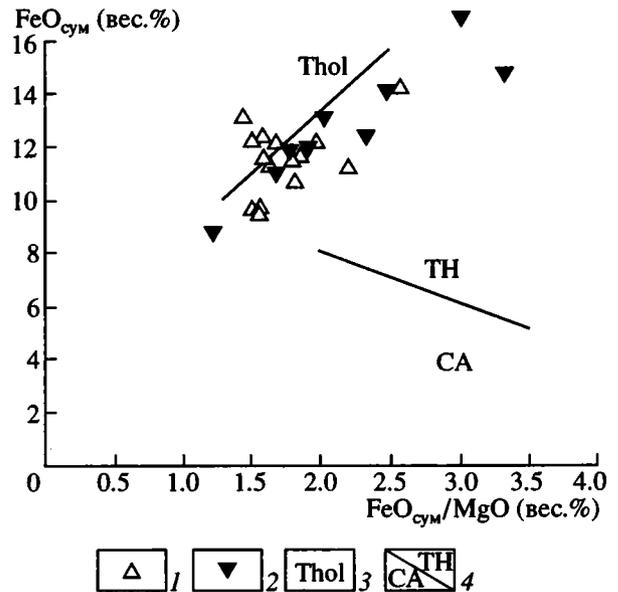


Рис. 4. Соотношения $FeO_{\text{сум}}-FeO_{\text{сум}}/MgO$ в базальтах "кингивеевского" комплекса на диаграмме А. Миширо [21].

1 – триасовые базальты из бассейна руч. Встречный; 2 – байосско-раннетитонские базальты; 3 – линия толеитового тренда; 4 – граница толеитовой и известково-щелочной серий.

необходимо более детально опробование. Мощность кремнистого горизонта не более первых десятков метров, а общая видимая мощность эффузивно-кремнистого разреза в бассейне руч. Встречного оценивается в пределах 200 - 300 м.

Рассмотренная верхнетриасово-юрская пластина по простиранию структуры в северо-западном направлении сменяется полосой серпентинитового меланжа (рис. 3), в нижней пластине которого с блоками базальтов встречены красные яшмы. Из яшм выделен комплекс синемюр-тоарских радиолярий: *Sphaerostylus* sp., *Vagotum* sp., *Canoptum* aff. *dixonii* Pessagno et Whalen, *C. aff. poissoni* Pessagno, *Parvicingula* aff. *gigantocornis* Kishida et Hisada (С-2077, рис. 3).

По содержанию петрогенных элементов базальты эффузивной части разреза рассматриваемой толщи – это частично альбитизированные разности, близкие к океаническим толеитам с величиной железистости (f), варьирующей в пределах 45 - 50. Слабо фракционированный характер основной массы базальтов проявлен на диаграмме $FeO_{\text{сум}}-FeO_{\text{сум}}/MgO$ (рис. 4). Более фракционированные разности со значениями $f > 50$ и, соответственно, более низкими величинами Mg-номера, а также повышенными содержаниями TiO_2 сосредоточены у восточной границы пластины. Вероятно, такая тенденция обусловлена тем, что высокожелезистые и высокотитанистые базальты, сходных с Fe-Ti-толеитами океанов тяготеют к

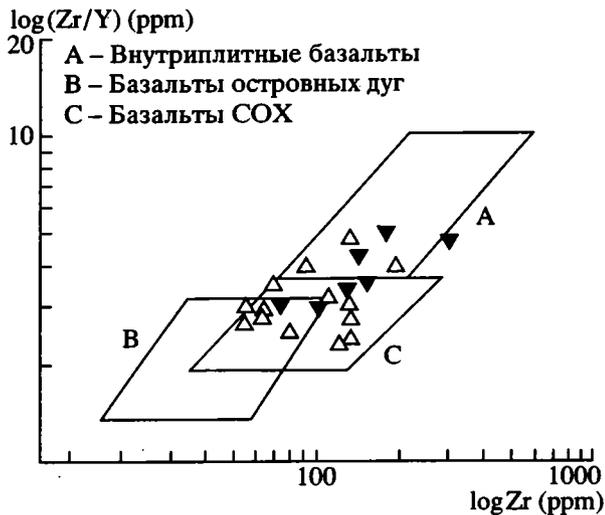


Рис. 5. Соотношения $Zr/Y-Zr$ в базальтах "кингвеемского" комплекса на диаграмме Д. Пирса [23]. Принятые обозначения см. рис. 4.

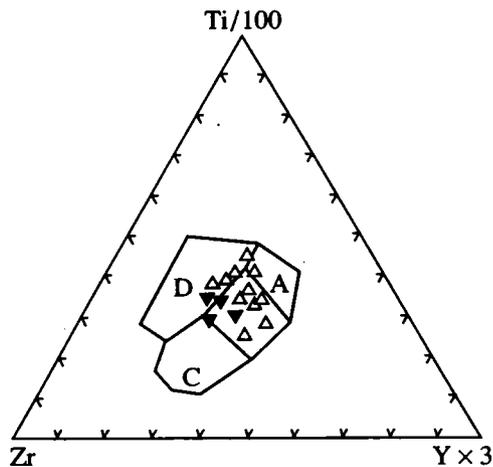


Рис. 6. Соотношения $Ti-Zr-Y$ в базальтах "кингвеемского" комплекса на диаграмме Д. Пирса [22]. Поля на диаграмме: D – внутриплитные базальты, АВ – низкокалиевые толеиты, В – базальты океанического дна; ВС – известково-щелочные базальты. Остальные обозначения см. на рис. 4.

верхам эффузивного разреза, вскрытого в рассматриваемой пластине. К выводам о разной степени фракционирования триасовых базальтов приводит анализ расположения фигуративных точек на двухкомпонентной диаграмме корреляции TiO_2 с коэффициентом f (или Mg -номером). На предложенных Пирсом диаграммах [22, 23] для показа соотношения высокозарядных элементов (Zr , Ti , Y) в разных типах базальтов большинство проб сосредоточено в границах полей базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) и лишь отдельные попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 5, 6). Характер распределе-

ния РЗЭ (рис. 7), а именно истощенность в легкой части спектра и, как правило, низкие отношения $La/Sm < 1$, указывают на участие в магмогенерации существенно деплетированной мантии, близкой к обычно предполагаемой при формировании нормальных толеитов СОХ.

Таким образом, среди верхнетриасово-байосских отложений по представлениям авторов намечается два фациальных типа, близких по геодинамическим условиям формирования. Первый из них характеризуется типичной для срединно-океанических хребтов последовательной сменой основных эффузивов пелагическими карбонатами и выше по разрезу бескарбонатными отложениями, что отражает последовательное углубление. Второй бескарбонатный тип, по-видимому, также формировался в пределах спрединговых зон СОХ, но осадконакопление протекало на более погруженных участках ниже уровня карбонатной компенсации. Судя по малой мощности осадочной составляющей в обоих типах разрезов, при весьма значительном временном интервале их накопления (около 30 млн. лет), они оба характеризуют удаленные от континента участки с медленной скоростью седиментации.

Батско-нижнетитонские отложения

Среди отложений этого возраста в пределах Куюльского террейна можно выделить по крайней мере два фациальных типа.

Первый фациальный тип представлен чередованием потоков базальтовых лав (мощность до 10 м) и менее мощных горизонтов красных радиоляриевых яшм. Наиболее южный выход отложений этого фациального типа изучался нами на правом берегу р. Веселой, там же где и описанные выше верхнетриасово-байосские отложения первого фациального типа. Однако от последних рассматриваемые отложения отделены зоной дробления. Нет уверенности в том, что по ней контактируют фрагменты некогда единого разреза.

Севернее аналогичные отложения этого же возраста изучались в верховьях р. Гальмоваям. В обоих районах эти отложения смяты в крутые складки и рассечены зонами срывов, катаклазированы и иногда рассланцованы, что затрудняет оценку их истинной мощности. Базальты в этих зонах интенсивно хлоритизированы, а яшмы перекристаллизованы. При этом остатки радиолярий в них практически исчезают. Более мелкие фрагменты этого фациального типа батско-нижнетитонских отложений, по-видимому, широко представлены в нижних пластинах серпентинитового меланжа Куюльского террейна. В частности, яшмы с остатками радиолярий этого возраста выявлены на левом берегу р. Таловка выше устья р. Милутваяма (рис. 2) и в бассейне руч. Тегейве-ем (рис. 3).

Наиболее полно остатками радиолярий в указанном интервале охарактеризованы отложения в бассейне р. Гальмоваям. Из них самые древние слои яшм охарактеризованы остатками батско-келловейских (?) радиолярий: *Paronaella* sp.; *Parvicingula* aff. *vera* Pessagno et Poisson; *Ultranapora aculeata* Blome; *U.* aff. *mulleri* Blome.

Из более высоких слоев были выделены келловейско-оксфордские радиолярии: *Acanthocircus* aff. *suboblongus* Yao; *Archaeodictyomitra* sp.; *Hsuum* sp.; *Paronaella* (?) *purissimaensis* Pessagno; *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoka; *Ristola* aff. *khabakovi* (Zhamoida); *R.* aff. *altissima* (Rust.).

Наиболее молодой, киммеридж(?)—раннетитонский, комплекс радиолярий представлен остатками: *Orbiculiforma mclaughlina* Pessagno; *Pantanellium riedeli* Pessagno; *Praeconocaryomma* sp. Из яшм на правом берегу р. Веселой были выделены только остатки радиолярий келловейско-оксфордского уровня: *Acanthocircus suboblongus* Yao; *Andromeda* cf. *violae* Baumgartner; *Tetratrabs* aff. *gratiosa* Baumgartner; *Hsuum* sp.

Из блока яшм, вскрытого на левом берегу р. Таловка, вблизи от скалы верхнетриасовых известняков выделен комплекс келловейско-раннетитонских радиолярий, представленный следующими формами: *Acanthocircus dicranacantos* Squinabol, *A.* *suboblongus* Yao, *Gorgansium* sp., *Pantanellium* spp., *Pseudoaulophacus* sp., *Triactoma blakei* Pessagno, *Archaeodictyomitra apiara* Rust, *A.* sp. *Bagotum* aff. *zhamoidai* Vishnevskaya, *Canutus* sp.?, *Dictyomitra* aff. *formosa* Squinabol, *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel, Sanfilippo), *E.* *pyramis* Aita, *Hsuum* aff. *basovi* Vishnevskaya, *H.* aff. *inexploratum* Blome, *Mirifusus mediodilatatus* cf. Rust, *Napora* sp., *Obesacapsula pacifica* Vishnevskaya, *Parvicingula* aff. *aculeata* Carter, *P.* *dhimenaensis* Baumgartner, *P.* *vera* Pessagno et Whalen, *Pseudodictyomitra minoensis* Mizutani, *P.* *okamuzai* Mizutani, *Stichocapsa japonica* Yao, *Stichocapsa* sp. F. of Kishida et Sugato, *S.* spp., *Zhamoidellum ovum* Dumitrica (M-911, рис. 2).

В бассейне руч. Тегейвеем остатки келловейско-оксфордских радиолярий были выделены из яшм среди базальтов, небольшая чешуя которых зажата среди талькрыльских песчаников вблизи их контакта с пластиной триасово-нижнеюрских образований (С-2076, рис. 3). Были определены следующие формы: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust.); *A.* sp.; *Eucyrtidiellum unumaensis* (Yao); *Eucyrtidiellum ptyctum* Riedel, Sanfilippo; *Cinguloturris carpatica*; *Mirifusus* sp.; *Xitus* sp.

Содержание свободного кремнезема в яшмах из бассейна р. Веселой, рассчитанное по содержанию глинозема, варьирует от 82% до 93%. Это типичные пелагические образования с малой примесью обломочного алюмосиликатного материала.

Почти все образцы базальтов рассматриваемого стратиграфического уровня из разреза в

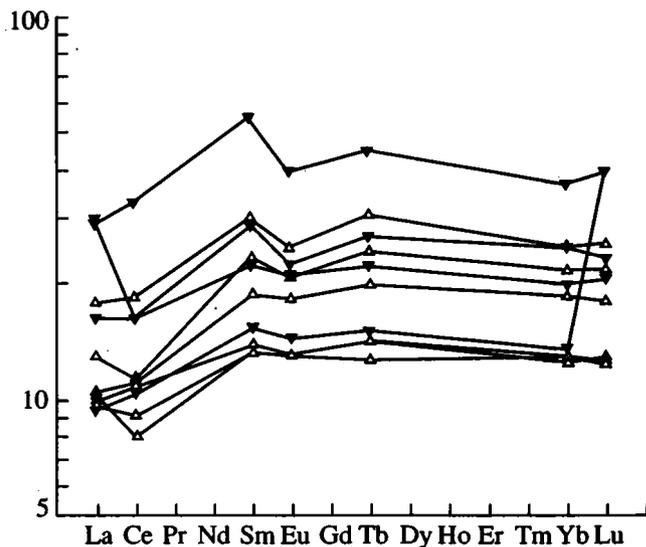


Рис. 7. Распределения РЗЭ в базальтах “кинговеемского” комплекса, нормированные по хондриту. Принятые обозначения см. рис. 4.

верховьях р. Гальмоваям, правобережья р. Веселой, и с Тегейвеема характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и более высокой железистостью ($f > 50$). Их фигуративные точки на диаграмме $FeO_{\text{сум}}-FeO_{\text{сум}}/MgO$ (рис. 4) располагаются вдоль толеитового тренда дифференциации. По сравнению с триасовыми базальтами в них гораздо отчетливее проявлен фракционированный характер распределения точек составов, отражающий накопление титана и железа. Наиболее обогащенные железом и титаном разности характеризуют Гальмоваямский разрез. Однако отдельные образцы базальтов с высоким содержанием TiO_2 при высокой величине Mg-номера и соответственно низкой железистости трудно объяснить фракционированием базальтовых расплавов, типичным для срединно-океанических хребтов. Скорее их можно объяснить существованием расплавов, первично обогащенных высокозарядными элементами. Появление таких пород может быть признаком проявления внутриплитного магматизма. Кроме того, некоторые из наиболее высокожелезистых и высокотитанистых базальтов одновременно характеризуются и повышенным содержанием K_2O , P_2O_5 , и РЗЭ, что также указывает на плавление более глубоких мантийных источников по сравнению с предполагаемыми для толеитов срединно-океанических хребтов.

По сравнению с составом океанических базальтов N-типа большинство проанализированных образцов обогащено крупноионными литофильными элементами, что сближает их по своим характеристикам с внутриплитными океаническими базальтами. В то же время, верхнеюрские

базальты характеризуются составами, деплетированными в легкой части спектра распределения РЗЭ (рис. 7), что отличает их от внутриплитных, связанных с плавлением первичных обогащенных мантийных источников. Ближе всего эти базальты к океаническим базальтам переходного типа (Т-типа). На диаграммах Пирса по соотношению содержаний Zr, Ti, Y фигуративные точки позднеюрских базальтов расположены в поле базальтов СОХ и на соседних участках поля внутриплитных базальтов (рис. 5, 6).

Можно предположить, что рассмотренный фациальный тип позднеюрских эффузивно-кремнистых отложений был сформирован на абиссальных участках океанической плиты, удаленных от зон спрединга. В пределах этих участков проявился магматизм с более низкими степенями плавления мантийного вещества и очагами магмогенерации, располагавшимися на большей глубине, чем это предполагается в срединных хребтах для океанических толеитов N-типа.

Второй фациальный тип. Особого анализа заслуживает толща, фрагменты которой, по-видимому, характеризуют низы нижней пластины серпентинитового меланжа, вскрытого по р. Таловка выше устья р. Милутваям (рис. 2). Наиболее крупный блок представлен отдельными выхода-

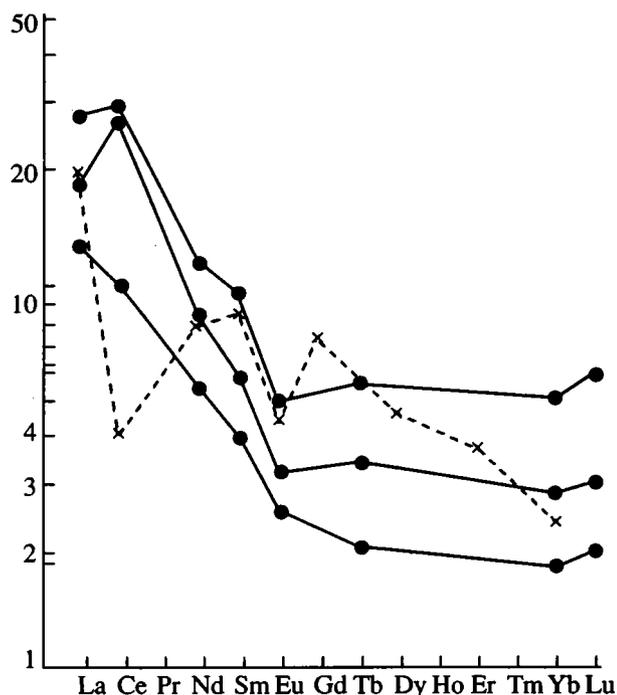


Рис. 8. Распределения РЗЭ в глинистых яшмах кремнисто-туфово-терригенного комплекса (3 обр.), нормированные по составу примитивной мантии. Пунктиром показан характер распределения РЗЭ, типичный для пелагических глубоководных яшм из верхнемелового яранайского океанического комплекса Корякского нагорья.

ми на протяжении 800 метров по левому берегу р. Таловка напротив устья руч. Тылпынтыхлявям (в некоторых работах руч. Серп). На геологических картах эта толща относится к мялекасынской свите. На профиле, составленном А.Д. Чеховым ее возраст указан как волжско-берриасский, на основании остатков бухий [17]. Толща сложена темными зеленовато-серыми обломочными породами: алевролитами, алевропелитами, песчаниками. Обломки представлены вулканомиктовым материалом: зернами средних, реже кислотных эффузивов, как стекловатых, так и полнокристаллических, а также зернами плагиоклазов, иногда кварца. Обломки пород совершенно не окатанны, часто с кавернозной поверхностью. Возможно часть из них является переотложенной тефрой. Форма зерен плагиоклаза и кварца угловатая, часто сохраняется первичная форма лейст. Среди песчаников по структурным особенностям выделяются две разновидности: вакки — плохо сортированные, содержащие большое количество базального пелитового цемента, и арениты, в которых широко развито конформное сочленение зерен.

Особый интерес вызывают пласты красных глинистых яшм и кремнистых аргиллитов, обычно содержащие остатки радиолярий. Мощность таких пластов находится в пределах нескольких метров. В отдельных образцах яшм наряду с криптозернистой глинистой примесью содержатся более крупные зерна тех же пород, что слагают вмещающие песчаники. Это свидетельствует в пользу того, что описываемые яшмы являются составной частью первичного разреза.

Грубые оценки состава глинистых яшм и кремнистых аргиллитов по глинозему, дают содержание в них свободного кремнезема в пределах 20 - 70%. Характер распределения РЗЭ, прежде всего отсутствие цериевого минимума (рис. 8), резко отличает эти породы от обогащенных металлоносной гидрогенной примесью пелагических глубоководных яшм из некоторых других океанических аккретированных комплексов Корякского нагорья. Редкоземельный спектр в рассматриваемых породах обусловлен главным образом вулканомиктовой обломочной примесью.

Из многих образцов яшм выделены богатые комплексы радиолярий хорошей сохранности, позволяющие отнести вмещающие отложения с разной широтой привязки к верхнеюрскому разрезу, иногда включая и келловей. Наиболее полный комплекс радиолярий, характерных для оксфорда-нижнего титона выделен из образца Г-478 (рис. 2). *Acanthocircus suboblongus* Yao, *Acanthosphaera* sp., *Triactoma blakei* (Pessagno), *Eucyrtidellim ptyctum* (Riedel, Sanfilippo), *Hsuum ex gr. maxwelli* Pessagno, *Mirifusus* sp., *Parvicingula dhime-naensis* Baumgartner, *P. cf. elegans* Pessagno, Whalen,

P. khabakovi Zhamoida gr., P. vera Pessagno et Whalen, Zhamoidellum cf. ovum Dumitrica. На вероятное присутствие в разрезе келловейских отложений указывают остатки радиолярий из образца J-54 (рис. 2), среди которых отмечают: *Archaeodictyomitra rigida Pessagno, Cinguloturris carpatica cf. Dumitrica, Eucyrtidiellum ptyctum Riedel, Sanfilippo; Hsuum ex gr. maxwelli Pessagno, Parvicingula dhimenaensis Baumgartner, P. khabakovi Zhamoida, Zhamoidellum mikamense Aita.*

Таким образом, в той части рассматриваемой толщи, которая включает горизонты глинистых яшм, наиболее обоснован ее позднеюрский возраст. Иными словами, несомненно ее частичное возрастное соответствие рассмотренной выше эффузивно-кремнистой толще, но представлена она иным фаціальным типом отложений.

Не до конца ясно соотношение описанной части разреза, вмещающей глинистые яшмы, с пластами алевропелитов, содержащих остатки бухий, хотя в ряде мест контакт между ними хорошо обнажен. Это связано с тем, что вся толща в пределах рассматриваемого блока сильно тектонизирована и содержит многочисленные зоны срывов, оценить потери стратиграфических объемов в которых не представляется возможным. Наиболее ярко они проявлены на границе пород разной компетенции, в частности, на границе алевропелитов с яшмами. Первоначально авторы склонялись к представлению о тектоническом сдвиге разновозрастных и разнофациальных отложений: туфово-яшмовых "кингвеевского" облика и терригенных с бухиями, относящихся к мялекасынской свите. Уточнение возраста яшм и сходство обломочного материала в породах всей толщи дают основание рассматривать ее как тектонизированный фрагмент первоначально единого разреза, имеющего возраст от келловей до берриаса, возможно и валанжина, включительно. Формирование всей толщи, вероятнее всего, происходило в предостроводужной геодинамической обстановке.

Таким образом особенностью рассмотренной толщи является не только отличный от первого фациальный тип отложений, но и то, что последние наращиваются в разрезе более молодыми комплексами, вместе с которыми попали в Куюльский меланж. Эта толща отделена от вмещающих серпентинитов пачкой своеобразного микстита, в алевропелитовом цементе которого много затертых обломков зеленых кремней, туфов, красных яшмовидных пород, размером от галек до мелких глыб, в том числе и с остатками радиолярий. В одном из образцов яшм установлены плохой сохранности остатки верхнетриасовых радиолярий: *Bernullius sp., Gorgansium sp., Livarella sp., Orbiculiforma sp., Pantanellium sp., Plafkerium aff. cochleatum Nakaseko et Nishimura,*

Staurodoras (?) sp., Katroma sp.?, Syringocapsa aff. sp. C. of Yao. (Г-1039, рис. 2).

Рядом с этим обломком встречена небольшая глыба зеленых туфопесчаников с карбонатной конкрецией, содержащей тот же туфогенный материал и остатки *Buchia cf. inflata (Lah.)*. По заключению В.П. Похилайнена эта форма характерна для раннего валанжина, приграничных слоев с берриасом. Все перечисленные обломки пород в алевропелитах имеют поверхности, покрытые хлоритовой рубашкой. Представляется, что тектонизированный микстит является терригенным меланжем, по-видимому, возникшим в зоне сочленения рассматриваемой толщи с более ранними аккреционными фрагментами, включающими триасовые океанические комплексы. Сопутствующая аккреции тектонизация всей толщи превратила ее в типичный "нарушенный комплекс" (broken formation).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенный фактический материал показывает, что выделяемая ранее кингвеевская свита представлена различными по возрасту и составу отложениями. Их можно рассматривать как самостоятельные структурно-вещественные комплексы (СВК) [15]. Они образовались в разных фациальных и геодинамических обстановках. Более древние верхнетриасово-байосские комплексы сложены океаническими образованиями, сформированными в зонах спрединга. Причем первый фациальный тип (СВК р. Веселой) в осадочной части сопоставим с типичными разрезами срединно-океанических хребтов, а второй фациальный тип (СВК руч. Встречный), вероятно характеризует более глубоководные участки тех же хребтов или зон спрединга, слабо отразившихся в поднятиях дна.

Особого внимания заслуживает структурно-вещественный комплекс р. Веселой, который может служить тектонотипом палеоокеанической коры срединного хребта Мезопацфики. Ранее подобный тип отложений этого возраста не был известен в Корякско-Камчатском регионе.

Среди батско-нижнетитонских комплексов различаются типично океанические образования с элементами внутриплитного вулканизма (СВК р. Гальмовая), формировавшимися в пределах абиссальных котловин и отложения, накапливавшиеся вдоль конвергентной границы плит вблизи желоба (СВК руч. Тыпынтыхлявая). Первые по своему строению близки с батско-келловейской толщей, вскрытой глубоководной скв. 801 (DSDP) в Восточно-Марианской впадине [20]. Об относительной близости формирования вторых к островной вулканической дуге свидетельствует состав кремнистых пород, содержащих

в отличие от эвпелагических яшм примесь туфогенного материала.

Горизонты микститов с цементом из гемипелагического материала содержат как обломки океанических яшм, так и пород, сносившихся с внутреннего островодужного склона желоба: зеленые кремни, туфосилициты, туфы, туфопесчаники, карбонатные конкреции с бухиями. Сами микститы, многочисленные зоны рассланцевания в них и соседних блоках, вероятно, образовались вследствие деформаций, возникающих в геодинамической обстановке над погружающейся плитой в основании аккреционной призмы.

К сожалению, по заключенным в серпентинитовом меланже фрагментам пока нельзя восстановить начальное положение плит и последующее их движение. Основываясь только на фациальных характеристиках проанализированных выше разновозрастных океанических отложений, можно предположить, что намечается тенденция в появлении среди более молодых образований СВК более удаленных от зон спрединга, в том числе приближенных к конвергентной границе. Такая тенденция может свидетельствовать в пользу того, что разные в геодинамическом отношении, но разделенные сейчас тектоническими нарушениями в меланже блоки поздне триасово-байосских и батско-раннетитонских отложений представляют собой фрагменты разных участков некогда единой океанической плиты, перемещавшейся к конвергентной границе.

Следует подчеркнуть, что в современной структуре перечисленные комплексы находятся в составе меланжа. Они слагают или самостоятельные крупные тектонические пластины или отдельные разрозненные блоки. В ряде мест удалось проследить, как по простиранию пластины сменяются зонами меланжа с блоками тех же самых пород. Более того, детальное картирование позволило обнаружить определенную упорядоченность в пространственном размещении блоков и пластин. На рис. 2 и 3 отчетливо видны полосы серпентинитового меланжа с блоками метаморфических пород, терригенных меловых пород и разнотипных структурно-вещественных комплексов "кингивеевского типа". Прослеживается полоса меланжа с различными по размеру блоками, включающими туфо-кремнистые верхнеюрские отложения (СВК, руч. Тылпынтыхляваям). Необходимо отметить, что наличие тектонических пластин в Куюльском меланже отмечалось многими исследователями, которые рассматривали их как следствие дезинтеграции офиолитовой ассоциации [2, 3, 17]. Наши данные о гетерогенных структурно-вещественных комплексах свидетельствуют скорее о тектоническом их совмещении. Это привело к тектоническому расслаиванию литосферы, сопровождавшему формирование

аккреционной континентальной окраины. Подобный тип меланжей отмечался нами и среди других подобных образований в Корякском нагорье [15]. Представляется целесообразным выделять их в самостоятельный класс структурированных меланжей.

ВЫВОДЫ

1. Заключенные в серпентинитовом меланже Куюльского террейна фрагменты отложений, ранее относимые к кингивеевской свите, оказались разновозрастными и более древними, чем поздне триасово-неокомские. Их возраст – поздняя пермь - поздняя юра.

2. Среди наиболее распространенных в составе меланжа фрагментов поздне триасово-байосского и батско-раннетитонского возраста присутствуют вулканогенно-осадочные океанические комплексы, формировавшиеся в разных геодинамических и фациальных обстановках: спрединговых зон с разной глубиной по отношению к уровню карбонатной компенсации, более удаленных от центров спрединга участков абиссальных равнин, а также участков плит, приближенных к конвергентной границе.

3. Фрагменты разных по возрасту и фациальному типу кингивеевских отложений в Куюльском террейне тяготеют к разным пластинам меланжа. Такая структурированность, по-видимому, одна из характерных особенностей меланжей аккреционного типа.

Работа закончена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9126).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 136 с.
2. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
3. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105 - 120.
4. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. М.: Наука, 1974. 264 с.
5. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Е. Проблема кингивеевской свиты (Корякское нагорье) // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С. 89 - 95.
6. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов // ДАН СССР. 1974. Т. 216. № 6. С. 1386 - 1386.
7. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки // ДАН СССР. 1965. Т. 160. № 1. С. 196 - 199.

8. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджан С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30 - 70.
9. Михайлов А.Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолиздат, 1960. С. 409 - 412.
10. Михайлов А.Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 73. С. 111 - 132.
11. Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа // Геотектоника. 1971. № 5. С. 37 - 44.
12. Некрасов Г.Е. Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 679 - 683.
13. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с.
14. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. М.: Наука, 1973. 320 с.
15. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1988. 35 с.
16. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: Изд-во ДВГИ ДВО АН СССР, 1990. 106 с
17. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70 - 106.
18. Blome C.D., Reed K.M., Tailleur I.L. Radiolarian biostratigraphy of the Otuc Formation in and near the National Petroleum reserve in Alaska // Geology and exploration of the National petroleum reserve in Alaska, 1974-82. U. S. Geological Survey Professional, 1988. Pap. 1399. P. 725 - 776.
19. Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont color alteration - An index to organic metamorphism // U. S. Geol. Surv. Prof. 1977. Pap. 995. 27 p.
20. Larson R.L., Lancelot Y. et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 129: Colloge Station, TX (Ocean Drilling Programm).
21. Miyashiro A. Volcanic rock serie in island arcs and active continental margins // Am. Journ. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321 - 355.
22. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and planet sci. Letters. 1973. Vol. 19. № 2. P. 290 - 300.
23. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineral and Petrol. 1979. Vol. 69. № 1. P. 33 - 47.
24. Sashida K., Tonishi K., Igo H. Lower Jurassic radiolarian from the Takarazawa area of Itsukaichi Town, Tokyo Prefecture, Central Japan // News of Osaka Micropaleontologists. 1986. spec. vol. № 7. P. 35 - 43.

Geodynamic Typification of the Triassic-Jurassic Volcanic-Siliceous Complexes of the Kuyul' Terrane (Koryak Range)

V. N. Grigor'ev, S. D. Sokolov, K. A. Krylov, V. V. Golozubov, I. E. Pral'nikova

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The serpentinite melange of the Kuyul' ophiolite terrane (the western Koryak Range) contains abundant blocks and sheets of the Triassic-Jurassic deposits formed in various facial zones of the Mesozoic Pacific under different geodynamic conditions. Two facial types related to spreading centers were recognized among the Late Triassic-Bajocian complexes. One of them was formed above CCD, like in the present mid-ocean ridges, the other is of a more deep origin. The Bathonian-Late Jurassic deposits also are divided into two facial complexes. The more abundant first complex originated under environments of an abyssal plaine with the intraplate volcanic activity. The second complex of siliceous and tuffaceous rocks was accumulated on the oceanic plate margin, in an area near to the convergent boundary and an island arc served as the provenance. It is suggested that all the complexes were related to the same plate of the Early Mesozoic time, different parts of which were juxtaposed during the accretion. The formation time of the Kuyul' accretionary structure indirectly is indicated by a tectonic sheet beating the terrigenous melange horizon with fragments of the Late Triassic radiolarites and Berriasian limestones enclosing Buchia remnants.

УДК 551.248.2(234.9)

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС НА КАВКАЗСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

© 1995 г. С. А. Несмеянов

*Производственный и научно-исследовательский институт
по инженерным изысканиям в строительстве, Москва*

Поступила в редакцию 15.09.93 г.

При помощи усовершенствованной методики определения высоты и корреляции древних береговых линий уточнена местная стратиграфическая схема плейстоценовых черноморских террас. Получены достоверные материалы об их тектонических деформациях. На фоне регионального своеобразного воздымания выявлены локальные блоковые и складчатые структуры. В новейшее время отмечается снижение дифференцированности структур и нарастание скоростей воздыманий. Это противоречит существовавшему ранее представлению о монолитном воздымании обширных побережий Черного моря. По мере детализации исследований и для других областей альпийской орогении возможно выявление разрывных, флексурных и складчатых молодых деформаций.

ИСТОРИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Черноморское побережье Кавказа наиболее представительная территория России по степени изученности морских террас.

Новейшие и четвертичные деформации речных террас Кавказского орогена стали выявляться уже в 60-х годах [5, 7, 26]. Проведенная тогда же П.В. Федоровым корреляция черноморских террас не позволила ему зафиксировать их локальные деформации [20 - 22]. Поэтому он утверждал, что "поднятые морские террасы отражают восходящие движения крупных участков земной коры, возможно целых континентов" [22, с. 663]. В дальнейшем эту же позицию по принципиальным соображениям отстаивал Дж.И. Мамаладзе [6].

Первые сведения о существовании между городом Анапой и пос. Лазаревское поперечных преимущественно разрывных зон, нарушавших высоты четвертичных береговых линий с амплитудами от нескольких до 70 м, были получены А.Б. Островским в конце 60-х годов [14]. Затем возглавляемый им коллектив выделил отрицательные неотектонические структуры типа грабенов [15, 16]. Деформации морских террас южнее города Адлер отмечал Б.Л. Соловьев [18]. Однако, морфология тектонических структур, а соответственно и характер деформаций, еще не были надежно установлены. Для этого понадобилось детальное неоструктурное районирование, совершенствование методики фиксации древних уровней моря и, наконец, увеличение количества надежно скоррелированного фактического материала. Такая работа была проведена в 80-х годах в связи с сейсмическим районированием данной

территории и инженерно-геологическими исследованиями [2, 10 - 12, 29].

Детальное неотектоническое районирование позволило выявить на Черноморском побережье Кавказа сложную иерархию блоковых и складчато-блоковых структур, разделенных сбросами и флексурами [9 - 11, 13]. Анализ строения и расположения абразионных и аккумулятивных форм рельефа и фаций береговой зоны показал, что реальная погрешность оценок высоты древних береговых линий не меньше $\pm 2 - 5$ м (табл. 1). Поэтому существование некоторых молодых структур (например, Вуланская и Пшадская зоны, по А.Б. Островскому [14]) было поставлено под сомнение [12]. Для увеличения количества анализируемого материала был осуществлен переход от корреляции разрозненных фаунистически охарактеризованных обнажений морских террас к сопоставлению их профилей, т.е. сечений всего ряда плейстоценовых террас (рис. 1). Это позволило привлечь к корреляции как фаунистически не охарактеризованные аккумулятивные, так и абразионные террасы. Использование инструментальных (теодолитных и нивелирных) измерений повысило точность определения абсолютных высот древних береговых линий. Кроме того, анализ обширного бурового материала позволил в ряде районов обнаружить под единым чехлом покровных отложений несколько морских террас (рис. 2).

Применение данной методики, которая разрабатывалась автором совместно с И.П. Балабановым, Я.А. Измайловым и А.П. Щегловым [12, 29], позволило установить существование как региональных, так и локальных морских террас [11].

Таблица 1. Точность определения высоты древней береговой линии (палеоуровня моря) по абразионным и аккумулятивным образованиям морских террас

Типы элементов строения террас	Формы рельефа и типы осадков		Точности в (м) для разных типов акваторий	
			неприливные	приливные
Абразионные	Клиф	Формы растворения известняка	до -1 - 2 м	до десятков метров
		Основание волноприбойной ниши	0 = -1.5	
		Подощва клифа или тыловой шов платформы	0 = -3	-4
	Платформа	Абразионные котлы, ниши подтачивания и др. абразионные скульптурные формы	+10	+20
Аккумулятивные	Поверхность любых прибрежных морских отложений		-(2 - 5)	-
	Осадки пляжа и верхней части подводного склона		от -7 до +5	-
	Бич-рок (сцементированные карбонатным материалом пляжевые осадки тропической и субтропической зон), формирующихся в приливной зоне		до -2	±10 м?
	Осадки приливно-отливных равнин: мелкие пески, алевриты, глины, отлагавшиеся между низшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды		±1?	±5?
	Лагунные и лиманные осадки – тонко и мелкокослоистые илы, карбонаты, соль и т.п.		+1 - 3 иногда до +10	+2 - 5?
	Торф, накапливающийся выше среднего уровня малой воды		0 - 1	-
	Оолиты тропических и субтропических мелководий		-	+10 - 15

Региональные террасы отвечают главным палеогеографическим этапам и фазам развития Черноморского бассейна [28] и самостоятельны в тектонически стабильных зонах (рис. 1), а локальные формируются при расщеплении региональных уровней в тектонически активных зонах (рис. 2). Такие зоны, протяженностью обычно в несколько десятков километров, характеризующиеся своеобразным набором и обликом террас, рассматриваются в качестве самостоятельных страторайонов. Их на описываемой территории шесть (рис. 3). Границы большинства страторайонов представлены сбросами, поднятия по которым обуславливают расщепление тех или иных террас.

Стратотипы, на которые опирается выделение основных этапов и фаз плейстоценового развития Черноморского бассейна, расположены в Керченско-Таманской области [21, 28], существенно отличающейся от Кавказского побережья строением террасового ряда. Последнее поэтому должно обладать самостоятельной (региональной) стратиграфической схемой террасового ряда с местными парастратотипами. С учетом выделенных ранее парастратотипов [14, 16] местная стратиграфическая схема, по мнению автора [11], должна иметь вид, предложенный в табл. 2.

Важно отметить, что абсолютная датировка выделяемых подразделений не может считаться

однозначной из-за необходимости уточнения (или отбраковки) многих опубликованных радиоуглеродных датировок [1], а также и из-за неоднозначности возможных межрегиональных корреляций местных стратиграфических подразделений [27].

Тем не менее в большинстве вариантов местной стратиграфической схемы [11, 14, 16, 27] опознаются аналоги средиземноморского террасового ряда [17, 23 - 25]: чаудинские террасы коррелируются соответственно с раннесицилийской (сицилий I) и позднесицилийской (милацкой – сицилий II) террасами, криницкая – с палеотирренской (тиррен I), пшадская – с мезотирренской (тиррен II), а весь комплекс карангатских террас (включая ашейские, отвечающие тобечикской фазе карангатского этапа [28]) соответствует неотирренским (тиррен III) террасам.

ДЕФОРМАЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРАС И БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ

Региональная корреляция древних береговых линий наглядно подтверждает неравномерность имеющегося фактического материала для разных страторайонов (рис. 3). Эта неравноценность обусловлена, во-первых, разной средней плотностью анализируемых сечений террасового ряда, а

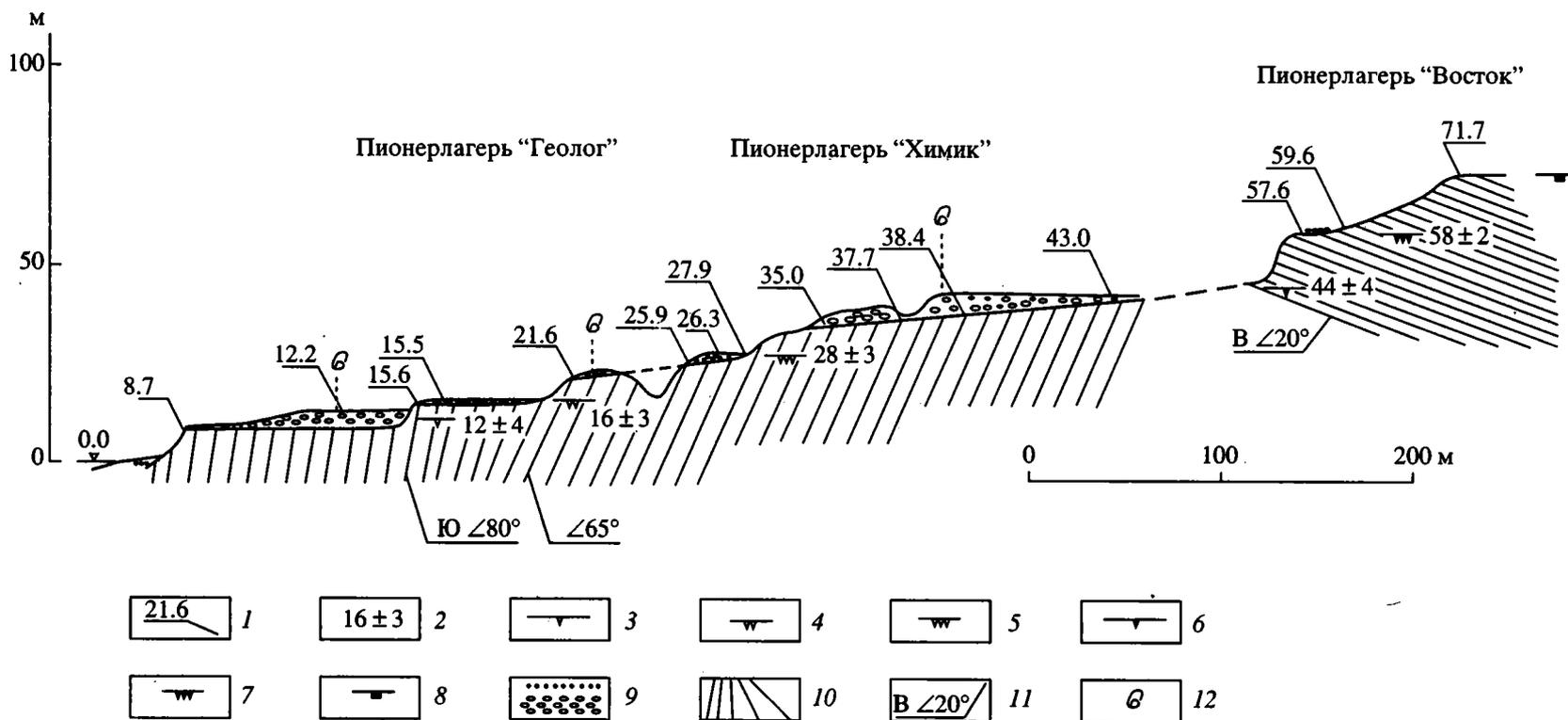


Рис. 1. Плейстоценовый террасовый ряд у пионерлагеря "Геолог" на междуречьи Шапсуго и Нечепсуго в Джубгинском страторайоне (№ 7 в секторе Д на рис. 3). 1 – инструментально определенные абсолютные высоты (в м); 2 – высоты (и точности их определения в м) древних береговых линий для террас; 3 – агойской – Ag (12 ± 4), 4 – шахейской – Sh (16 ± 3); 5 – ашейской – Ash (28 ± 3); 6 – пшадской – Psh (44 ± 4); 7 – криницкой – Kp (58 ± 2); 8 – позднечаудинской – Ch₂ (80 ± 10); 9 – аккумулятивный чехол морских террас; 10 – наклон слоев в цоколе террас; 11 – падение слоев; 12 – места находки морской фауны. В отложениях агойской, шахейской, ашейской и пшадской террас содержится фауна морских моллюсков.

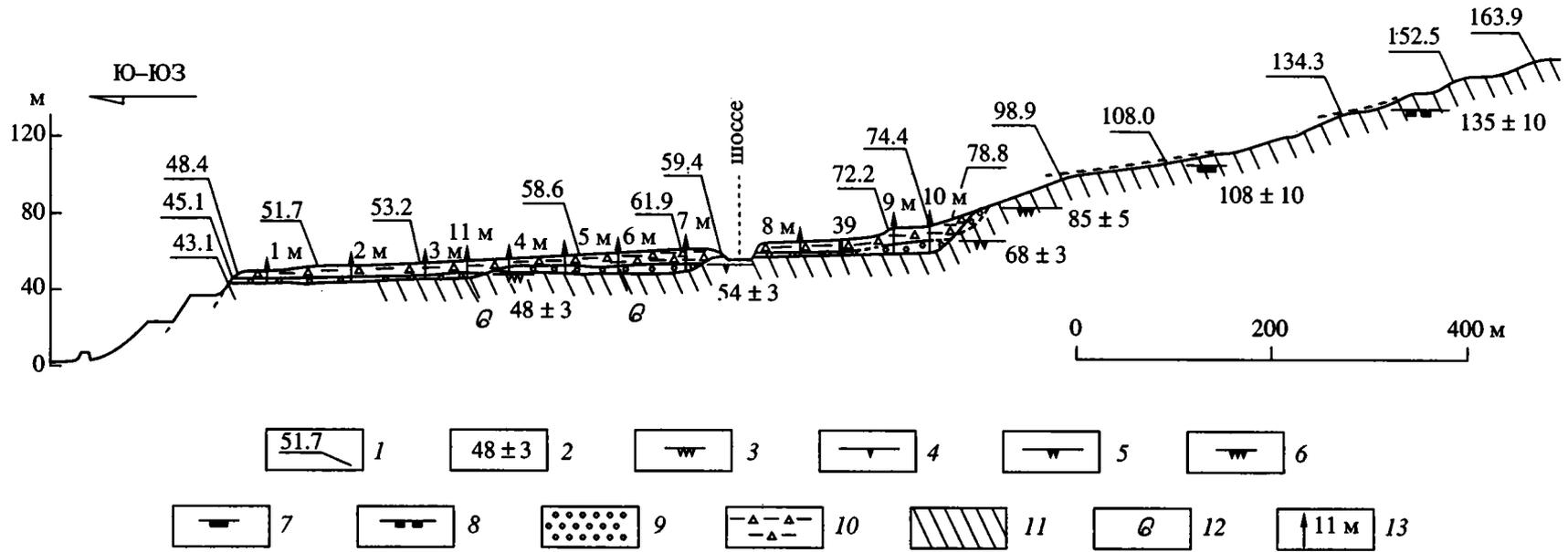


Рис. 2. Морские плейстоценовые террасы к юго-востоку от г. Туапсе между пос. Вишневка и Макопсе в Лазаревском страторайоне (13 в секторе Л на рис. 3). Здесь под единым чехлом покровных отложений бурением и дорожными выемками установлены фаунистически охарактеризованные террасы. 1 – инструментально определенные высоты (в м); 2 – 8 – высоты (и точности их определения в м) древних береговых линий для террас; 3 – раннеашейской – Ash₁ (с высотой береговой линии 48 ± 3 м); 4 – позднепшадской – Psh₂ (54 ± 3); 5 – раннепшадской – Psh₁ (68 ± 3); 6 – криницкой – Kr (85 ± 5); 7 – позднечаудинской – Ch₂ (108 ± 10); 8 – раннечаудинской – Ch₁ (135 ± 10); 9 – морские отложения; 10 – покровные субаэральные отложения; 11 – цоколи террас; 12 – места находки морской фауны; 13 – скважины и их номера.

Таблица 2. Стратиграфическая схема Черноморского побережья

Побережье Кавказа		Основные этапы и фазы развития Черноморского бассейна (по А.Л. Чепалыге, К.Д. Михайлеску, Я.А. Измайлову и др. [28])				
Абс. даты (тыс. лет)	Стратиграфические подразделения		Этапы и фазы	Данные по датировкам (абс. даты в тыс. лет)	Коррелятные подразделения Альпийской шкалы	
	Черноморские отложения					
Интервал 9 - 25	Новоэвксинские отложения		Новоэвксинский этап		W	
	Сочинская терраса (Sch)		Тарханкутский этап	31.3 ± 6.7; 62.7 ± 2.1		
Интервал 33 - 67	Агойская терраса (Ag)		Карангатский этап	Позднекарангатская фаза	RW	
Интервал 70 - 115	Шахейская терраса (Sh)			Эльтигенская фаза		
124 ± 3.5	поздняя	Ашейские (Ash)		Тобечикская фаза		Палеомагнитный эпизод "Блейк" (около 100); Шкурлатский фаунистический комплекс; 146 ± 7
139 ± 4	ранняя					
	Пшадская (узунларская) терраса (Psh)		Узунларский этап	166 ± 7; Хазарская фауна; палеомагнитный эпизод "Ямайка" (220 - 230)	R	
	Криницкая (древнеэвксинская) терраса (Kr)		Древнеэвксинский этап	Лихвинская (гуньковская) фауна	MR	
	Позднечаудинская терраса (Ch ₂)		Чаудинский этап	Поздняя фаза	Тираспольская (колкотовская) фауна	M

во-вторых, разным стратиграфическим интервалом деформируемых террас.

Детальность определяется средним расстоянием (интервалом) между анализируемыми сечениями террасового ряда. Разница достигает величин от 1.7 км в Лазаревском страторайоне до 20 км в Новороссийском. Но в пяти страторайонах диапазон различий двукратно – 1.7 - 3 км. Поэтому на большей части побережья деформации террас и береговых линий могут выявляться с более или менее равной детальностью.

Анализируемый стратиграфический интервал определяется количеством плейстоценовых террасовых уровней и колеблется от 6 до 10. Из-за неполноты набора террас на северо-западе региона (Новороссийский и Пшадский страторайоны) не могут быть выявлены послериссвюрмские структуры и движения, а на его юго-востоке (Адлерский страторайон) – неунаследованные древнеплейстоценовые.

Фактический материал по Новороссийскому страторайону позволяет фиксировать только общую сводоподобную деформацию и недостаточен для выявления Новороссийского и Геленджикского грабенов, занятых одноименными бухтами (рис. 3). Пшадский страторайон представлен

двумя структурными ступенями, разделенными Беттинским сбросом. Террасы обладают уклоном, встречаемым по отношению к общей деформации мегасвода [2]. Страторайон ограничен с запада Краснощельским, а с востока Устьвуланским сбросами. В Джубгинском страторайоне в основном по ранне-среднеплейстоценовым уровням выявляются как блоковые, так и пликативные деформации. Здесь активны Североджубгинский, Нижнешапсугский и Восточночайкинский сбросы, а граница с Лазаревским страторайоном проходит по Восточнокуйбышевскому сбросу. На юге страторайона пликативные деформации нижнеплейстоценовых (чаудинских) уровней достигают 10 м. В Лазаревском страторайоне активны Кипарисовый, а также Головинский и Шаханский сбросы, ограничивающие Устьшахейский грабен, в котором располагается пос. Головинка. На северо-западе страторайона выявлен синклиналиеобразный изгиб нижнеплейстоценовых уровней, а в его центре у пос. Лазаревское – среднеплейстоценовых. В Сочинском страторайоне установлена положительная деформация южного борта Ахунско-Бытхинского поднятия, осложненная Южноахунским сбросом между городом Сочи и пос. Хоста. Весьма активны и стабильны молодые движения

по поперечному Видненскому сбросу, являющемуся границей Сочинского и Адлерского страторайонов. В последнем фиксируется синклиналеобразный изгиб верхнеплейстоценового (шахейского) уровня.

Таким образом, в изученном регионе очевидно сосуществование как общих поднятий, определяющих периклинальное замыкание новейшего мегасвода Большого Кавказа, так и локальных дифференцированных блоковых и складчатых структур разных порядков. При этом с увеличением густоты сечений террасового ряда сначала выявляются региональные сводообразные изгибы палеоуровней, затем локальные разрывные и наконец, перекосы блоков и пликративные деформации. Следует отметить, что пликративные структуры, вплоть до флексурных, гораздо отчетливее проявляются в смежных с мегасводом Индоло-Кубанском, Туапсинском прогибах и в Керченско-Таманской области [4, 10, 19]. Сопоставление перечисленных локальных четвертичных разрывов с описанными ранее новейшими [2, 10, 11] отражает далеко не повсеместное обновление новейших структур мегасвода в плейстоцене. Это свидетельствует о тенденции нарастания консолидации локальных структур, а также об усилении роли блоковых деформаций, т.к. севернее города Адлера сочленения и крылья неогеновых складок начинают осложняться плейстоценовыми флексурами и сбросами. Появление здесь поперечных (Геленджикский, Шахейский) и продольных (Новороссийский) грабенов свидетельствует, по-видимому, о тафрогенном воздействии активно развивающейся Черноморской депрессии.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В качестве показателей дифференцированных (относительных) движений используются: а – суммарные деформации для всего рассматриваемого побережья, б – суммарные деформации в пределах отдельных страторайонов, в – суммарные и поэтапные разрывные деформации.

Максимальные для рассматриваемого региона суммарные деформации (вертикальные амплитуды смещения) отдельных древних береговых линий могут превышать высоты соответствующих террас (рис. 3). Максимальные величины плейстоценовых деформаций для отдельных страторайонов обычно в 2 - 3 раза меньше суммарных для региона, а для большинства страторайонов – в 2 - 3 раза меньше максимальных в отдельных страторайонах, т.е. в 3 - 5 раз меньше суммарных для региона.

Амплитуды плейстоценовых относительных разрывных вертикальных смещений соизмеримы с амплитудами пликративных изгибов в пределах

Таблица 3. Амплитуды поэтапных разрывных смещений (м)

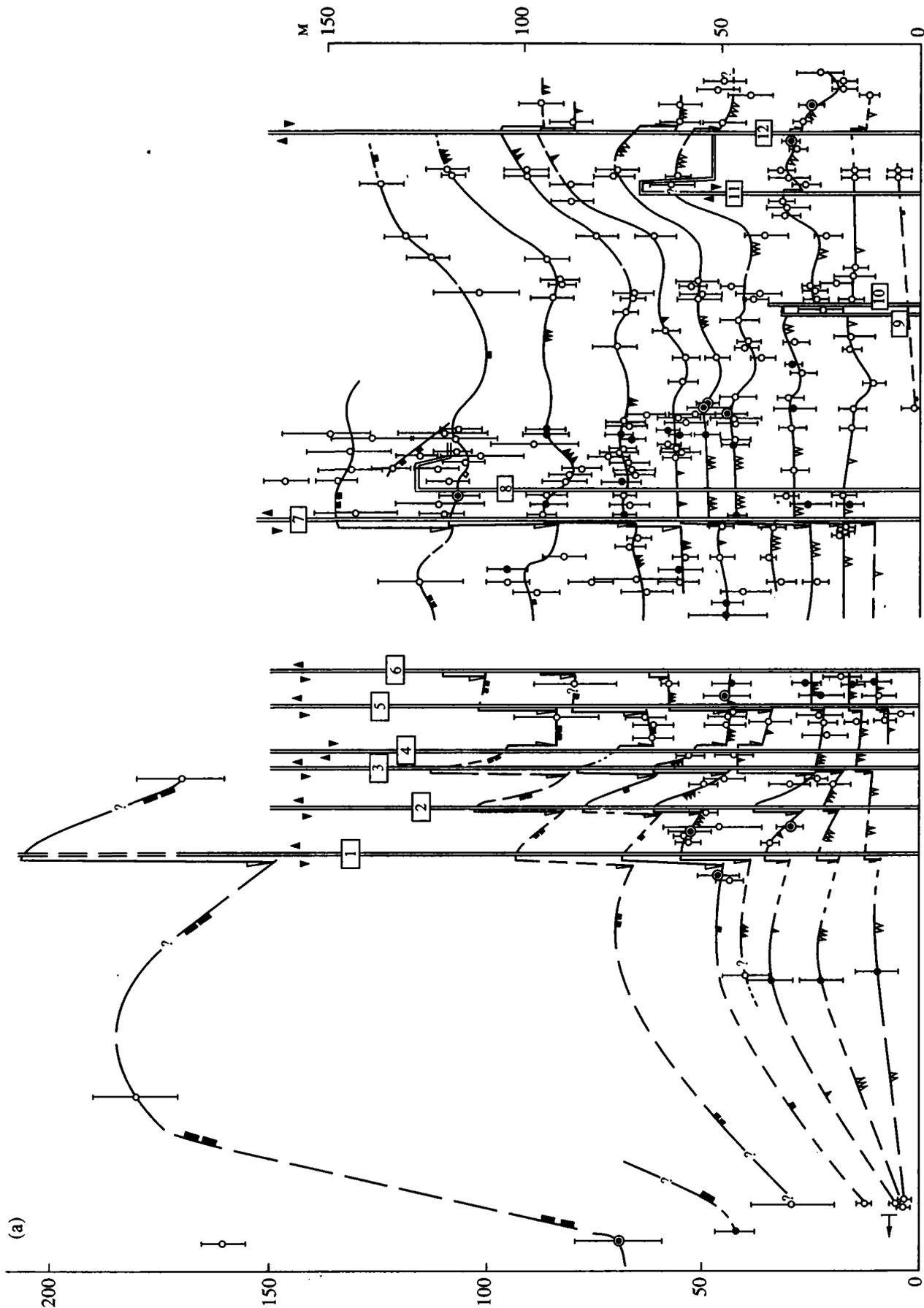
Этапы		Индексы разрывов						максимальные значения
геол. возраст	индекс	1	2	3	5	7	12	
Q _I	Ch	20	–	–	–	–	–	20
Q _{II}	Kr	8	–	–	2?	5	–	8
	Psh	10	2?	–	3?	–	–	10
	Ash	–	7	10?	8	8	2?	10
Q _{III}	Sh	–	–	2?	–	2?	3?	3?
	Ag	–	–	–	–	4	–	4

блоков. Различия в амплитудах суммарных смещений по отдельным разрывам достигают нескольких раз (максимально до полупорядка величин). Сходен диапазон различий и в поэтапных смещениях (табл. 3). Нарастание поэтапных амплитуд на более древних этапах связано, скорее всего, с увеличением продолжительности этапов и косвенно свидетельствует в пользу относительной стабильности средних скоростей смещений в плейстоцене для каждого разрыва.

АМПЛИТУДЫ И СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЭТАПНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Полученный материал позволяет анализировать средние суммарные поэтапные скорости вертикальных плейстоценовых и более древних движений. Средними они являются потому, что в пределах этапа считаются постоянными, а суммарными – потому, что используемые амплитуды движений не включают встречных, взаимокompенсирующихся перемещений [8]. Кроме того, учитывая стабильность платформенных равнин, традиционно принимается, что древние береговые линии, отвечающие максимумам плейстоценовых трансгрессий, были близки по абсолютной высоте к современному уровню моря [3, 13, 17, 25]. Только максимальный уровень главной карангатской (шахейской) трансгрессии был, по-видимому, на 5 - 7 м выше современного [24]. На точность оценок скоростей, безусловно, может повлиять несовершенство датировки стратиграфических рубежей, а соответственно и определение продолжительности анализируемых этапов.

С учетом перечисленных допущений можно принять, что современные абсолютные отметки древних береговых линий близки к суммарным амплитудам воздыманий, а разница в высоте смежных береговых линий в пределах одного тектонического блока отражает величину поэтапных вертикальных движений. Неравная дробность



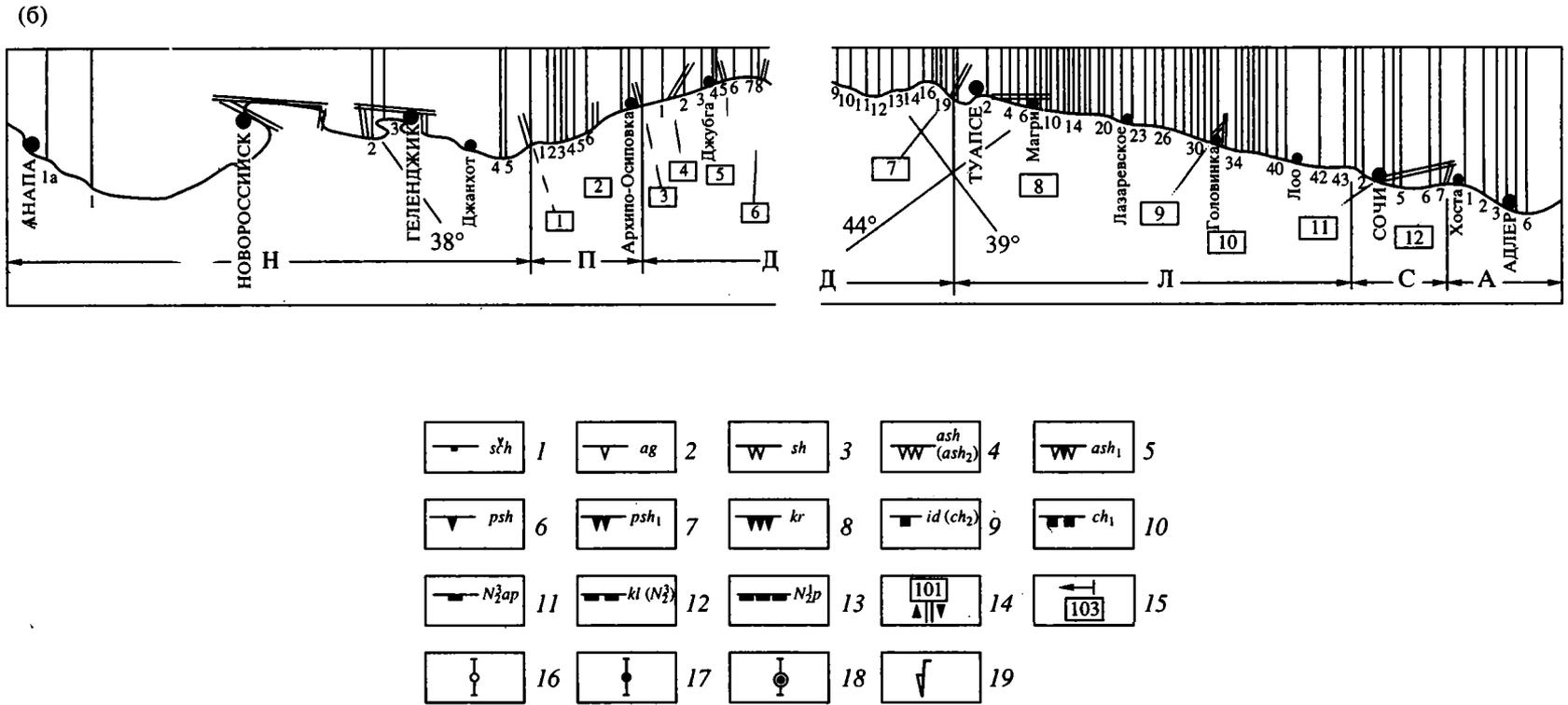


Рис. 3. Схема корреляции антропогенных и плиоценовых черноморских береговых линий кавказского побережья России. а – схема корреляции, б – расположение поперечных сечений (профилей) морского террасового ряда и их нумерация для отдельных страторайонов. Буквами обозначены страторайоны: Н – Новороссийский, П – Пшадский, Д – Джубгинский, Л – Лазаревский, С – Сочинский, А – Адлерский. 1 - 13 – древние береговые линии: 1 – сочинская (Sch), 2 – агойская (Ag), 3 – шахейская (Sh), 4 – ашейская (Ash или позднеашейская – Ash₂), 5 – раннеашейская (Ash₁), 6 – пшадская (Psh или позднепшадская – Psh₂), 7 – раннепшадская (Psh₁), 8 – криницкая (Kr), 9 – позднечаудинская (Ch₂), 10 – раннечаудинская (Ch₁), 11 – апшеронская (N₂¹ ap), 12 – акчагыльская (куяльницкая – N₂³ kl), 13 – понтическая (N₂¹); 14 – разрывы, 15 – флексуры; 16 - 18 – точки определения высот древних береговых линий: 16 – без фауны, 17 – с фауной, 18 – стратотипические; 19 – направление и амплитуда разрывных смещений. Цифрами обозначены сбросы: 1 – Краснощельский, 2 – Беттинский, 3 – Устьвуланский, 4 – Североджубгинский, 5 – Нижнешапсугский, 6 – Восточчайкинский, 7 – Восточнокуйбышевский, 8 – Кипарисовый, 9 – Головинский, 10 – Шахайский, 11 – Южноахунский, 12 – Видненский.

Таблица 4. Максимальные поэтапные амплитуды плейстоценовых поднятий по страторайонам (м)

Основные этапы	Страторайоны (индексы на рис. 3)					
	Н	П	Д	Л	С	А
Чаудинский (Ch)	50	50?	70?	70	—	—
Криницкий (Kг)	10?	20	20	30	15?	—
Пшадский (Psh)	10?	15	15	25	25	—
Ашейский (Ash)	10?	15	10?	15	25	35
Шахейский (Sh)	15?	—	10	15	25	20
Агойский (Ag)	—	—	10	15	15	10
Сочинский (Sçh)	—	—	—	13	10	—

террасового ряда в разных частях побережья, обусловленная локальным расщеплением региональных террасовых уровней, определяет дробность анализируемых этапов. Поэтому более наглядным является сопоставление максимальных амплитуд основных этапов по страторайонам (табл. 4). Максимальные для региона амплитуды воздыманий составляют для этапов: чаудинского – 70 м, криницкого – 30 м, пшадского – 25 м, ашейского – 35 м, шахейского – 25 м, агойского – 15 м и сочинского – 13 м.

Максимальные скорости поэтапных воздыманий (табл. 5) растут от 0.2 мм/год в чаудинском и криницком этапах до 0.25 мм/год в пшадском этапе, а в позднем плейстоцене они достигают 1 - 1.3 мм/год. Снижение максимальных скоростей в шахейском (0.6 мм/год) и агойском (0.4 мм/год) этапах обусловлено, по-видимому, несовершенством датировок продолжительности этих этапов. В целом же для плейстоцена характерно нарастание средних суммарных скоростей тектонических поднятий в пределах полупорядка величин с максимумом около 1 мм/год.

Эти данные согласуются с полученными ранее для западной части орогена Большого Кавказа, где также фиксируется нарастание скоростей по-

этапных новейших движений [11]. Так, скорости ранне-орогенических (олигоцен-средний миоцен) воздыманий составляли несколько сотых миллиметра в год (обычно до 0.05 мм/год), в начале позднеорогенической стадии (конец миоцена-плиоцен) они достигали нескольких десятых миллиметра в год (до 0.2 мм/год), а в плейстоцене возросли почти на порядок величин, изменяясь в интервале от 0.5 до 3 мм/год.

Свод орогена воздымался интенсивнее его краевой прибрежной части. Сходство порядков одновозрастных скоростей свидетельствует о надежности полученных оценок и подтверждает тенденции, характерные для других орогенов [8].

Следует отметить, что максимальные амплитуды дифференциальных локальных движений в несколько раз меньше максимальных поэтапных поднятий (обычно в 2 - 3 раза). Но и эти локальные движения по своим скоростям не выпадают из интервалов значений, характерных для соответствующих этапов геологического развития.

Существенно больший размах четвертичные вертикальные тектонические движения имеют на сочленении орогена Большого Кавказа с межгорными впадинами, например, с Рионской (Западная Грузия). В прибрежной полосе ее центральной части мощность четвертичных отложений достигает 0.5 км [6, 7, 21, 22, 27]. Кровля нижнеплейстоценовых чаудинских отложений располагается здесь на глубинах до 200 м, кровля среднеплейстоценовых эвксино-узунарских отложений до 120 - 140 м, а кровля карангатских – до 60 - 70 м. При этом в окрестностях пос. Малтаква в кровле узунарских отложений (аналог пшадской террасы) на глубине 121 м вскрыт торфяник, который образовался у уровня поверхности моря [27], а потом был опущен тектоническими движениями. В разрезах известны и более молодые погруженные торфяники. При таком фаціальном составе в существующем размахе высотного положения синхронных отложений террасового и бассейнового генетических комплексов очевиден приоритет тектонических движений над эвстатическими

Таблица 5. Средние суммарные поэтапные скорости плейстоценовых поднятий (мм/год)

Основные этапы	Продолжительность (тыс. лет)	Скорости в страторайонах (индексы на рис. 3)					
		Н	П	Д	Л	С	А
Чаудинский (Ch)	300 - 400	0.15	0.15?	0.2?	0.2	—	—
Криницкий (Kг)	150	0.07?	0.13	0.13	0.2	0.1?	—
Пшадский (Psh)	100	0.1	0.15	0.15	0.25	0.25	—
Ашейский (Ash)	30 - 40	0.3	0.5	0.3?	0.5	0.7	1
Шахейский (Sh)	40	0.4?	—	0.25	0.4	0.6	0.5
Агойский (Ag)	35	—	—	0.3	0.4	0.4	0.3
Сочинский (Sçh)	10	—	—	—	1.3	1	—

колебаниями уровня Черного моря, связанными с колебаниями уровня Мирового океана. Очевидно также, что амплитуды прогибаний центра прогиба в несколько раз превышают амплитуды воздыманий приморского края орогена.

Общий размах вертикальных четвертичных движений на сочленении мегасвода и межгорной впадины превышает 0.6 км, а для позднего плейстоцена и голоцена достигает 200 м. Скорости современных дифференцированных движений мегаструктур оцениваются для четвертичного периода в 0.5 мм/год, а для позднего плейстоцена и голоцена – 1.6 мм/год. Следовательно, для вертикальных движений и этих структур устанавливается прогрессирующее нарастание скоростей к современности.

ВЫВОДЫ

Уточнение местной стратиграфической схемы плейстоценовых черноморских террас Российского побережья Кавказа, повышение детальности исследований и совершенствование методики корреляции древних береговых линий позволило установить:

1 – тектоническую природу современного высотного положения плейстоценовых морских террас;

2 – сводообразный изгиб геоморфологических уровней, отражающий в первом приближении общее воздымание края мегасвода Большого Кавказа к юго-востоку;

3 – преимущество разрывных деформаций на границах обновленных в плейстоцене региональных и локальных структур с амплитудами в первые десятки метров;

4 – плейстоценовая активизация затронула не все локальные структуры, что свидетельствует об определенной консолидации новейших структур;

5 – скорости новейших воздыманий нарастают в плейстоцене от десятых до первых миллиметра в год и в несколько раз выше скоростей локальных относительных движений, как пликвативных, так и разрывных.

Таким образом, не подтвердилось существовавшее до 60-х годов представление о монолитном воздымании обширных побережий Черного моря, в том числе и Кавказского. По мере повышения густоты анализируемых сечений плейстоценового террасового ряда, последовательно выявляются разрывные, флексурные и складчатые молодые деформации разных порядков. Не исключено, что подобная ситуация характерна и для других орогенов, примыкающих к Черноморской депрессии. Применение рассмотренной выше методики позволит выявлять молодые

деформации и на орогенических побережьях других морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
2. *Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А.* Геолого-геофизические материалы для выделения сейсмогенерирующих структур Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Матер. по сейсмич. районир. Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 44 - 80.
3. *Былинский Е.Н.* Влияния гляциоизостазии на развитие рельефа Эсмли в плейстоцене. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: НИИТруда. 1988. 46 с.
4. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. I. М.: Недра, 1968. 759 с.
5. *Лилиенберг Д.А., Муратов В.М.* О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа // Вопросы географии. Сб. 74 "Рельеф горных стран". М.: Мысль, 1968. С. 81 - 97.
6. *Мамаладзе Дж.И.* Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: изд-во Мецниереба, 1975. 208 с.
7. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
8. *Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.
9. *Несмеянов С.А.* Основные черты неоструктурного районирования Северо-Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1449 - 1453.
10. *Несмеянов С.А.* Приповерхностные новейшие структуры Северо-Западного Кавказа и смежных областей // Матер. по сейсмич. районир. Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 4 - 44.
11. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
12. *Несмеянов С.А., Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Методика анализа плейстоценовых тектонических движений на побережьях внутренних морей по деформациям древних береговых линий (на примере Черного моря) // Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода. 1987. № 56. С. 27 - 35.
13. *Несмеянов С.А., Хайме Н.М., Измайлов Я.А.* Структурно-геоморфологические исследования при крупномасштабном инженерно-геологическом районировании Лазаревского участка Большого Сочи // Геоэкология. 1993. № 4. С. 31 - 48.
14. *Островский А.Б.* О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 4. С. 950 - 952.
15. *Островский А.Б.* Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 46 - 58.
16. *Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др.* Новые данные о стратиграфии и геохронологии

- плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61 - 68.
17. Паскофф Р.П., Санлавиль П., Федоров П.В. Межледниковые береговые линии Средиземного и Черного морей // Тез. докл. XI Междунар. Конгр. ИНКВА. Т. III. М.: ГИН. 1982. С. 250.
 18. Соловьев Б.Л. О строении морских четвертичных террас между городами Сухуми и Сочи // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. С. 148 - 156.
 19. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 20. Федоров П.В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа // Изв. АН СССР. 1960. № 2. С. 56 - 64.
 21. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: изд-во АН СССР. 1963. 160 с.
 22. Федоров П.В. Морские террасы Черноморского побережья Кавказа и проблема новейших вертикальных движений // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 3. С. 661 - 663.
 23. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
 24. Федоров П.В. Проблема изменений уровня Черного моря в плейстоцене // Бюлл. Московск. общ. испытат. природы. Отд. геолог. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 55 - 61.
 25. Фербенкс Р.Д. Уровень моря во время последнего межледниковья, изотопы кислорода и поднятые рифы // Тезисы докл. XI Междунар. Конгр. ИНКВА. Т. I. М.: 1982. С. 279 - 280.
 26. Хаин В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 287 - 297.
 27. Церетели Д.В., Мамацашвили Н.С. Новые данные о средне-верхнеплейстоценовых отложениях черноморского побережья Колхидской низменности (по материалам Супсинской, Патара-Потийской и Кетиларской буровых скважин) // Бюл. Комисс. по изучению четверт. периода. 1975. № 43. С. 26 - 38.
 28. Чепальга А.Л., Михайлеску К.Д., Измайлов Я.А. и др. Проблемы стратиграфии плейстоцена Черного моря. // Четвертичный период. Стратиграфия. Т. I. М.: Наука, 1989. С. 59 - 64.
 29. Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа (между г. Анапой и г. Адлером). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: изд-во Мецниереба, 1986. 25 с.

The Pleistocene Deformations of the Black Sea Terraces in the Caucasus Coast

S. A. Nesmeyanov

Industrial and Research Institute of Engineer Processing in Building, Moscow

The Pleistocene stratigraphy of Black Sea terraces is corrected by using the precise height determinations and correlation of ancient coast lines. The reliable data on tectonic deformations have shown that local block and fold structures originated here against the background of regional arching. In the recent time these structures became less differentiated in contrast to the accelerated general uplift. The data discredit the former concept suggested the monolithic rising of vast coastal areas of the Black Sea. Detailed investigations in other Alpine orogenic regions may reveal young fault, flexure, and fold deformations there.

Сдано в набор 27.01.95 г.

Подписано к печати 27.03.95 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 10.0

Усл. кр.-отт. 5.9 тыс.

Уч.-изд. л. 9.9

Бум. л. 5.0

Тираж 581 экз.

Зак. 2635

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

1. Работа должна быть представлена на русском языке. Объем статей не должен превышать 32 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
2. Текст рукописи представляется в двух экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.
3. Конструкция статьи. Как правило, статья должна содержать следующие элементы:
 - а) Заглавие.
 - б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.
 - в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.
 - г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.
 - д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.
 - е) Результаты исследования и их обсуждение.
 - ж) Заключение.
 - з) Список цитированной литературы.
 - и) Таблицы (на отдельных страницах).
 - к) Подписи к рисункам (с новой страницы).
4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.
 - б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
 - в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Требования к рисункам.
 - а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй и третий экземпляры представляются в виде ксерокопий или фотокопий.
 - б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.
 - г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.
 - д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е) Максимальный размер рисунка в журнале 17 × 23 см. Можно представить более крупные рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.
8. Авторы получают 25 оттисков опубликованной статьи.

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно
на русском и английском языках

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии*
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология*
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Radiochemistry***
*Russian Journal of Ecology***
*Russian Journal of Marine Biology***
*Russian Journal of Organic Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.