

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2002



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2002 Май–Июнь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), 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, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“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; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук РАН.
Геологический институт, 2002 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2002

Поверхность геоида и глубинное строение запада Восточно-Европейского кратона <i>Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев, И. В. Данкевич</i>	3
Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита <i>Н. П. Чамов, В. В. Костылева, В. И. Горбачев, И. С. Грибова, О. А. Есипко, Ю. Б. Коновальцев, С. И. Филин</i>	9
Бородулинские гляциодислокации (Русская плита) и их значение для познания механизмов структурообразования <i>М. Г. Леонов, О. Г. Эпштейн</i>	22
Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии <i>Ю. А. Зорин, В. В. Мордвинова, Е. Х. Турутанов, В. Г. Беличенко, А. М. Мазукабзов, Г. Л. Косарев, С. Ш. Гао</i>	40
История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) <i>В. В. Голозубов, Г. Л. Амельченко, Донг-У Ли, Е. Б. Вольнец, В. С. Маркевич</i>	53
Активные разломы Северо-Восточного Сахалина <i>Р. Ф. Булгаков, А. И. Иващенко, Ч. У. Ким, К. Ф. Сергеев, М. И. Стрельцов, А. И. Кожурин, В. М. Бесстраинов, А. Л. Стром, Я. Сузуки, Х. Хуцуми, М. Ватанабе, Т. Уеки, Т. Шимамото, К. Окумура, Х. Гото, Я. Кария</i>	66
Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики <i>А. О. Мазарович, С. Ю. Соколов</i>	87

Хроника

Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (итоги научного совещания) <i>Е. В. Скляров, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, И. К. Козаков</i>	95
---	----

Contents

No. 3, 2002

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Geoid Surface Topography and the Deep Structure of the Western East European Craton <i>R. G. Garetskii, G. I. Karataev, and I. V. Dankevich</i>	3
New Data on the Molokovo Basin Formation Mechanism (Russian Platform) <i>N. P. Chamov, V. V. Kostyleva, V. I. Gorbachev, I. S. Gribova, O. A. Esipko, Yu. B. Konoval' tsev, and S. I. Filin</i>	9
Borodulino Glacioidislocations (Russian Plate) and Their Significance for Understanding Structure-Forming Mechanism <i>M. G. Leonov and O. G. Epshtein</i>	22
New Geophysical Data on Thrust Faults in the Baikal Region, Western Transbaikalia, and Central Mongolia <i>Yu. A. Zorin, V. V. Mordvinov, E. H. Turutanov, V. G. Belichenko, A. M. Mazukabzov, G. L. Kosarev, and S. S. Gao</i>	40
Evolution of the Alchan Epicontinental Basin of Cretaceous Age (Northwestern Primorie) <i>V. V. Golozubov, G. L. Amel'chenko, Dong Wu Li, E. B. Volynets, and V. S. Markevich</i>	53
Active Faults in Northeastern Sakhalin <i>R. F. Bulgakov, A. I. Ivashchenko, Ch. U. Kim, K. F. Sergeev, M. I. Strel' tsov, A. I. Kozhurin, V. M. Besstrashnov, A. L. Strom, Y. Suzuki, H. Tsutsumi, M. Watanabe, T. Ueki, T. Shimamoto, K. Okumura, H. Goto, and Y. Kariya</i>	66
Northwest-Trending Fracture Zones in the Central Atlantic Ocean <i>A. O. Mazarovich and S. Yu. Sokolov</i>	87

Chronicle

Supercontinents in the Precambrian Geological Evolution (Review of the Scientific Conference) <i>E. V. Sklyarov, D. P. Gladkochub, T. V. Donskaya, and I. K. Kozakov</i>	95
--	----

УДК 551.1:551.241(47-15)

ПОВЕРХНОСТЬ ГЕОИДА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2002 г. Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев, И. В. Данкевич

*Институт геологических наук Национальной академии наук Беларуси
220141, Минск, ул. Купrevича, 7, Беларусь*

Поступила в редакцию 21.12.2000 г.

Для территории запада Восточно-Европейского кратона по астрономо-геодезическим, гравиметрическим и спутниковым данным по методике корреляционного прогнозирования построена карта высот геоида. Установлена тенденция прогибания поверхности геоида в восточном направлении. Отмечена хорошая корреляция поверхности геоида с поверхностью кристаллического фундамента, разделом Мохо и подошвой литосферы: поднятиям геоида в большинстве случаев соответствуют участки положительных структур, мощной земной коры и толстой литосферы, опусканиям геоида – участки отрицательных структур, утоненной земной коры и более тонкой литосферы. Сделан вывод, что поверхность геоида обусловлена глубинными плотностными неоднородностями в земной коре и литосфере, связанными с платформенными и докембрийскими структурно-вещественными перестройками земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Аномалии геоида (колебания высот геоида), будучи физически выраженными потенциалом силы тяжести, ярче, чем наблюдаемые ускорения силы тяжести, отражают глубинные плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии. Эту особенность интересно проследить в западной части Восточно-Европейского кратона, где имеется большое разнообразие структур доплатформенного и платформенного этапов развития. Здесь находится еще мало изученная зона сочленения трех докембрийских сегментов кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии – с автономной историей развития каждого [7]. Генетически межсегментные шовные зоны (сутуры) представлены различными типами коллизионных и аккреционных взаимодействий, имевших место между частями сегментов кратона. Субширотные трансформные разломные зоны: Полоцко-Курземская и Припятско-Брестская – предопределили первичное стабильное положение Белорусской антеклизы. Сутурные зоны в рифее подверглись процессам внутриконтинентального рифтогенеза с последующим прогибанием впадин и синеклиз. Наиболее существенная деструкция коры этого периода – заложение Воыно-Оршанско-Централнорусской рифтогенной системы, а в позднем девоне – Припятского палеорифта.

Морфология поверхности геоида является важной дополнительной информацией о границах и глубинных неоднородностях этих структур и, в первую очередь, о зоне сочленения сегментов Восточно-Европейского кратона.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ГЕОИДА

Геоид описывается изопотенциальной поверхностью силы тяжести, совпадающей с не возмущенной ветровыми течениями и приливными явлениями поверхностью мирового океана и сообщающихся с ним морей, продолженной под континенты по закону постоянства потенциала силы тяжести, $W = \text{const}$. Масса геоида и скорость его вращения равны соответствующим величинам Земли в целом. В качестве поверхности относимости геоида принят нормальный эллипсоид, гравитационный потенциал которого $U = \text{const}$. Масса и скорость вращения эллипсоида равны таковым геоида. Оси вращения центра масс эллипсоида и геоида совпадают, а их поверхности охватывают равновеликие области. В настоящее время поверхность геоида изучается с помощью спутниковой альтиметрии, по астрономо-геодезическим и гравиметрическим данным. Для территории запада Восточно-Европейского кратона мы имеем возможность исследовать поверхность геоида по гравиметрическим данным.

Остановимся на основных положениях гравиметрической теории геоида [3,4]. При переходе с поверхности геоида на поверхность нормального эллипсоида совершается работа, равная $W - U = \Delta W = \gamma\zeta$, где ΔW – возмущающий потенциал, ζ – высота геоида над эллипсоидом, γ – ускорение силы тяжести. На основании этого получено дифференциальное уравнение, связывающее аномалии силы тяжести с возмущающим потенциалом. Решением этого уравнения является формула Стокса, по которой возможно вычисление высот

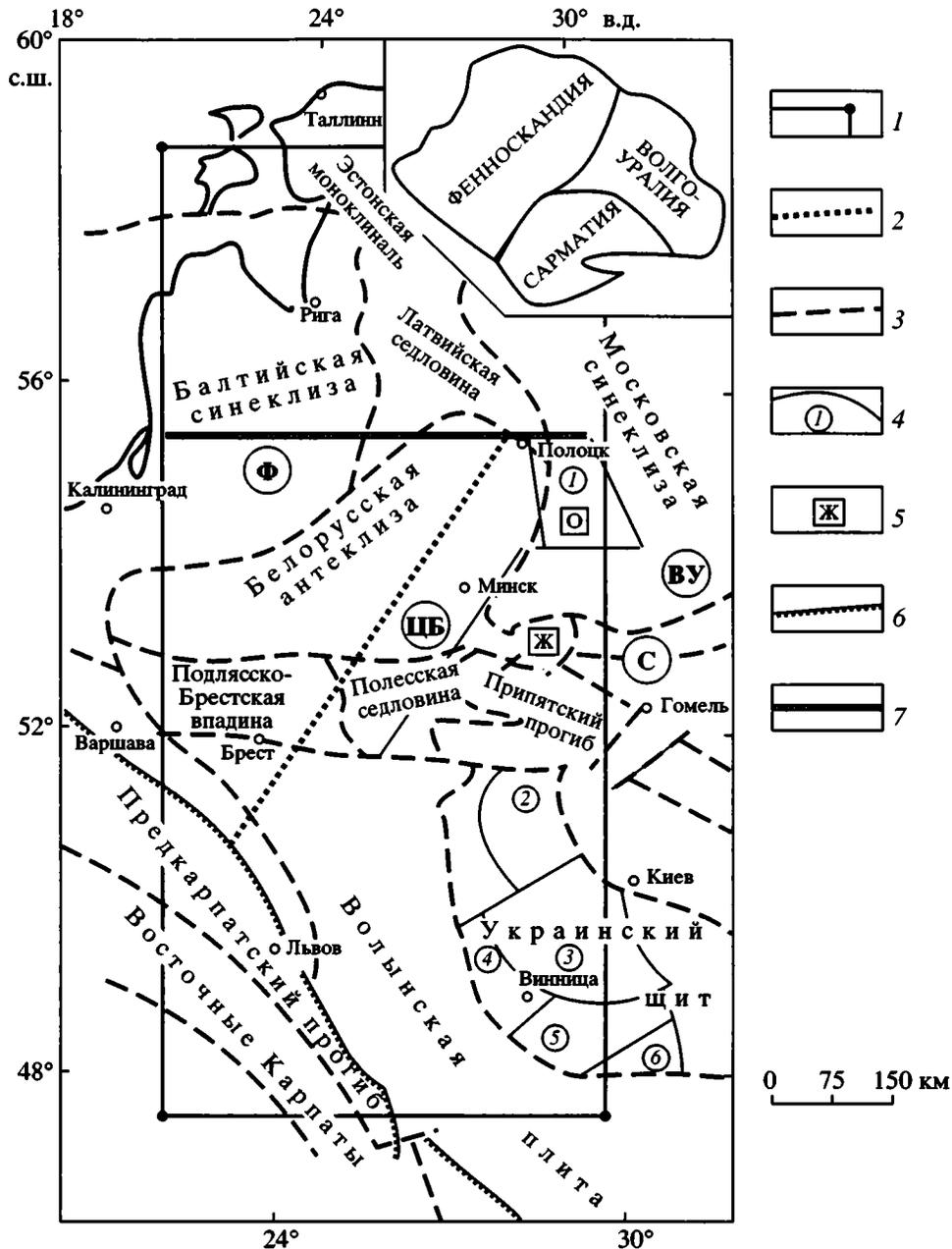


Рис. 1. Тектоническая схема запада Восточно-Европейского кратона и область изучения геоида.

1 – контур области исследования геоида; 2 – Фенноскандинавско-Сарматская сутурная зона; 3 – контуры структур платформенного чехла; 4 – контуры блоков фундамента и их названия (1 – Витебский, 2 – Коростенский, 3 – Белоцерковский, 4 – Винницкий, 5 – Гайсинский, 6 – Ананьевский); 5 – названия структур: О – Оршанская впадина, Ж – Жлобинская седловина, Ф – Фенноскандинавский, С – Сарматский, ВУ – Волго-Уральский сегменты, ЦБ – Центрально-Белорусская шовная зона; 6 – зона Тейссьера-Торнквиста; 7 – Полоцко-Курземская зона разломов. На врезке показаны контуры главных сегментов фундамента Восточно-Европейского кратона по С.В. Богдановой [7].

геоида ζ по аномалиям силы тяжести Δg , детально заданным на всем земном шаре. К сожалению, гравитационное поле всей Земли изучено (в смысле применения формулы Стокса) еще недостаточно. Поэтому для определения высот геоида на ограниченной территории, каковой является западная часть Восточно-Европейской платформы,

мы применили методику интегрального корреляционного прогнозирования геологических характеристик по геофизическим данным, изложенную в монографии [5]. Суть ее в следующем. Формула Стокса аппроксимируется соотношением

$$\zeta(r) = \int \Delta g(r') P(r-r') dr' \quad (1)$$

с неизвестной весовой функцией $P(r - r')$. Последняя определяется на некоторой (эталонной) области R^3 , где одновременно задано и поле силы тяжести, и высоты геоида. Весовая функция $P(r - r')$ в интегральном выражении (1) – это тот закон, по которому поверхность геоида проявляется в наблюдаемом аномальном поле силы тяжести. Весовые функции в подобных линейных интегральных соотношениях определяются по априори заданным корреляционным свойствам сопоставляемых величин, в нашем случае высот геоида $\zeta(r)$ и аномалий силы тяжести $\Delta g(r)$. Методикой предусмотрено, что вместо корреляционных свойств сопоставляемых по (1) величин можно задавать непосредственно высоты геоида и аномальное поле силы тяжести, известные на области R^3 . И тогда неизвестную весовую функцию $P(r - r')$ можно найти из корреляционного соотношения

$$\left\| \zeta^3(r) - \int \Delta g(r') P(r - r') dr' \right\| \leq \varepsilon_0, \quad (2)$$

где $\zeta^3(r)$ – известные по спутниковым и астрономо-геодезическим данным значения высот геоида (эталонные значения), ε_0 – допустимая ошибка аппроксимации теоретической формулы Стокса корреляционным соотношением (1).

В качестве эталонных данных для определения параметров весовой функции $P(r - r')$ взята детальная карта поверхности геоида, построенная с высокой точностью А. Лишковичем [9] для территории Польши по астрономо-геодезическим, спутниковым и гравиметрическим данным (использована гравиметрическая карта масштаба 1 : 500 000 по [8]). Кроме того, для территории Белоруссии имелись отдельные астрономо-геодезические пункты, в которых были определены высоты поверхности геоида.

Используя программный комплекс GEIA [6], по этим эталонным данным было решено неравенство (2) относительно искомой весовой функции $P(r - r')$. При этом интегральное соотношение (1) было преобразовано в дискретный вид и выполнялось численное интегрирование. Исходная эталонная область была покрыта равномерной сеткой размером 10–10 км. Для каждого узла этой сети составлялось уравнение погрешности согласно (2). Была получена переопределенная система из более 12000 уравнений с 15 неизвестными коэффициентами. Последовательность этих коэффициентов определяет весовую функцию в дискретном виде. Система уравнений погрешностей решалась методом наименьших квадратов.

В конечном итоге на эталонной области была построена модель вида (1), описывающая связь высот геоида и поля силы тяжести. Ошибка модели составила ± 0.25 м. Затем, используя аппарат теории распознавания образов, входящий в программный комплекс GEIA, эту модель применили для прогноза значений высот геоида на всей тер-

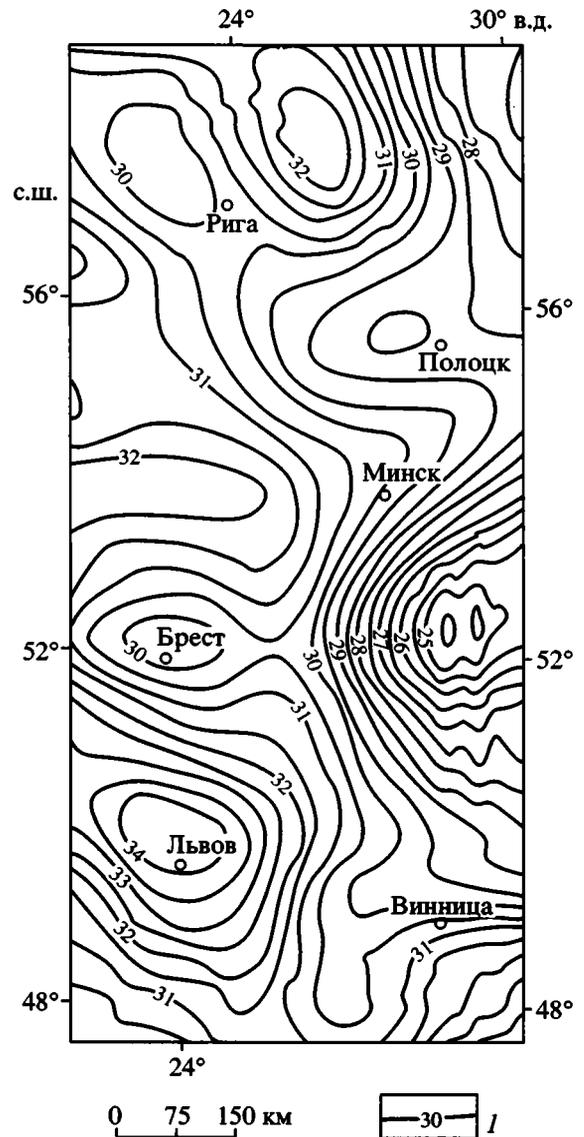


Рис. 2. Карта рельефа поверхности геоида запада Восточно-Европейского кратона. l – изогипсы поверхности геоида, м.

ритории запада Восточно-Европейского кратона (рис. 1), для которой была построена карта поверхности геоида, изображенная на рис. 2.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ГЕОИДА

Поверхность геоида (далее просто геоида) на западе Восточно-Европейского кратона существенно варьирует. Высоты геоида изменяются от 24 до 35 м, образуя поднятия и впадины. Видна общая тенденция прогибания геоида в восточном направлении. Фенноскандийский сегмент характеризуется разнообразием форм поверхности геоида (здесь и высокоградиентные склоны, чере-

дование относительно небольших поднятий и впадин в основном северо-западного и субширотного простираний), Волго-Уралья и Сарматия – крупными впадинами геоида с крутыми бортами. Достаточно заметна Полоцко-Курземская субширотная зона глубинных разломов, выраженная линейно вытянутой впадиной геоида, в которую с севера упираются две аномалии геоида северо-западного простирания. На карте геоида находят отражение крупные структурно-тектонические элементы: Белорусская антеклизы характеризуется субширотным поднятием геоида, Подляско-Брестская впадина – локальной впадиной геоида субширотного простирания, Любинско-Львовский прогиб – замкнутым крупным поднятием геоида северо-западного направления.

В восточной части территории зафиксирована крупная впадина геоида амплитудой до 5 м. Она охватывает Припятский прогиб, Жлобинскую седловину, частично Оршанскую впадину, Коростенский плутон, однако центральная наиболее выраженная, локализованная часть впадины в виде округлой мульды приурочена к Припятскому прогибу. Южной части Украинского щита соответствует крупное поднятие поверхности геоида, к северу от которого лежит пологий склон, направленный в сторону Припятского прогиба. В более детальном поведении изолиний высот геоида в обобщенном виде прослеживаются тектонические элементы Украинского щита. Так, Коростенский и Белоцерковский блоки характеризуются прогибанием поверхности геоида; Винницкий, Гайсинский и Ананьевский блоки – поднятием. На западе Украинского щита, в области перехода к Предкарпатскому прогибу, прослеживается прогибание поверхности геоида субмеридионального простирания в виде структурного залива, идущего от обширной впадины с центром в Припятском прогибе.

ОТРАЖЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕГМЕНТОВ В РЕЛЬЕФЕ ПОВЕРХНОСТИ ГЕОИДА

На карте геоида можно проследить зоны сочленения основных сегментов Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралья. Так, контакт Фенноскандии и Волго-Уралья отмечается склоном поверхности геоида в восточном направлении с высоким градиентом – от 30 до 27 м на расстоянии 75 км и проявлением под Полоцком четко выраженной небольшой локальной мульды. Сочленение Волго-Уралья и Сарматии, по-видимому, следует проводить по северному краю структурного выступа геоида северо-восточного простирания, разделяющему крупные впадины геоида и расположенному между Минском и Полоцком. Этот структурный нос геоида соответствует в фундаменте Витебскому

гранулитовому массиву (в платформенном чехле – Оршанской впадине), который следует отнести еще к Сарматии, а его северный край приходится на Полоцко-Курземскую зону разломов широтного простирания и ее продолжение на восток.

Сочленение Фенноскандии и Сарматии, тектонически выраженное Центрально-Белорусской зоной, четко фиксируется высокоградиентным склоном поверхности геоида в восточном направлении от 31 до 28 м на расстоянии 75 км.

Таким образом, поверхность геоида несет в себе информацию об особенностях глубинного строения западной части Восточно-Европейского кратона.

СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ГЕОИДА С МОЩНОСТЬЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Для оценки глубинности плотностных источников аномалий геоида сопоставим карту геоида с данными о мощности земной коры (рис. 3) и мощности литосферы (рис. 4). Методика построения этих карт описана в работах [2, 6]. В этих же работах, а также в работе [1] было показано, что вариации мощности земной коры значительно лучше коррелируются с блоками земной коры, формировавшимися на докембрийской стадии развития, чем с платформенными структурами, а мощность литосферы, наоборот, отражает, главным образом, платформенный этап развития земной коры.

Поверхность геоида, по степени ее дифференцированности, занимает промежуточное положение между более сильно изменяющимися значениями мощности земной коры и относительно плавными колебаниями мощности литосферы. И, таким образом, несет в себе информацию как о докембрийском, так и о платформенном этапах развития земной коры.

Так, в общем плане поверхности геоида, фундамента, Мохо и подошвы литосферы на западе Восточно-Европейского кратона показывают значительное сходство между собой: поднятиям геоида в большинстве случаев соответствуют участки положительных структур, мощной земной коры и толстой литосферы, опусканиям геоида – участки отрицательных структур, утоненной земной коры и более тонкой литосферы. Это подтверждает сделанный ранее [1, 2] вывод о том, что современное распределение мощностей земной коры и литосферы соответствует платформенным тектоническим элементам кратона, т.е. отмеченная закономерность связи между мощностями земной коры и литосферы сформировалась, главным образом, в течение платформенного этапа развития кратона.

Тем не менее, можно найти и значительные отклонения от указанной закономерности. Так, ло-

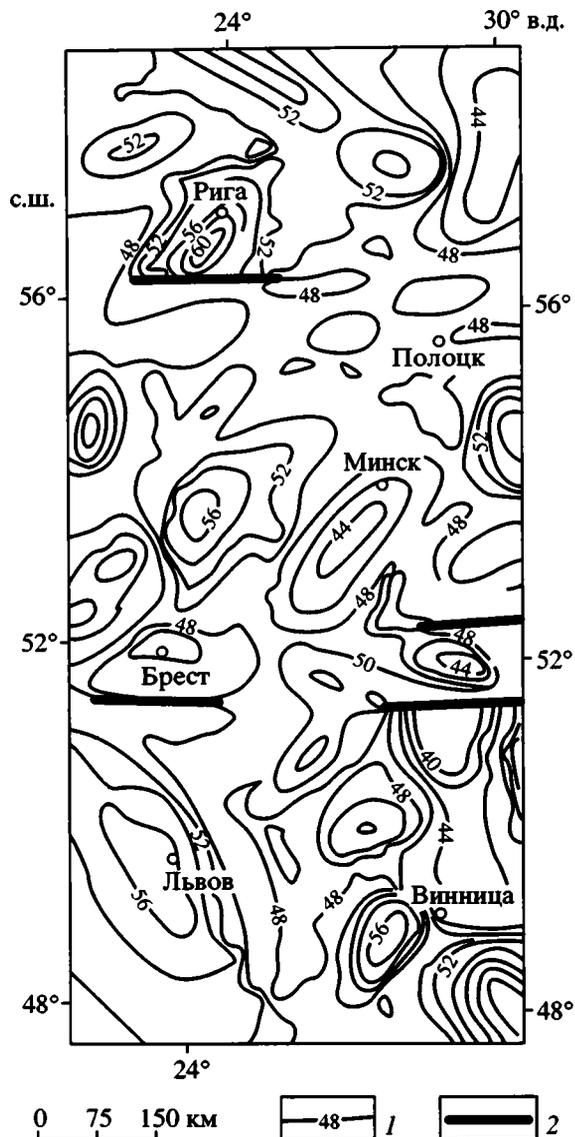


Рис. 3. Карта мощности земной коры запада Восточно-Европейского кратона.

1 – мощность земной коры (поверхность Мохо), км; 2 – зоны крупных ступеней в разделе Мохо.

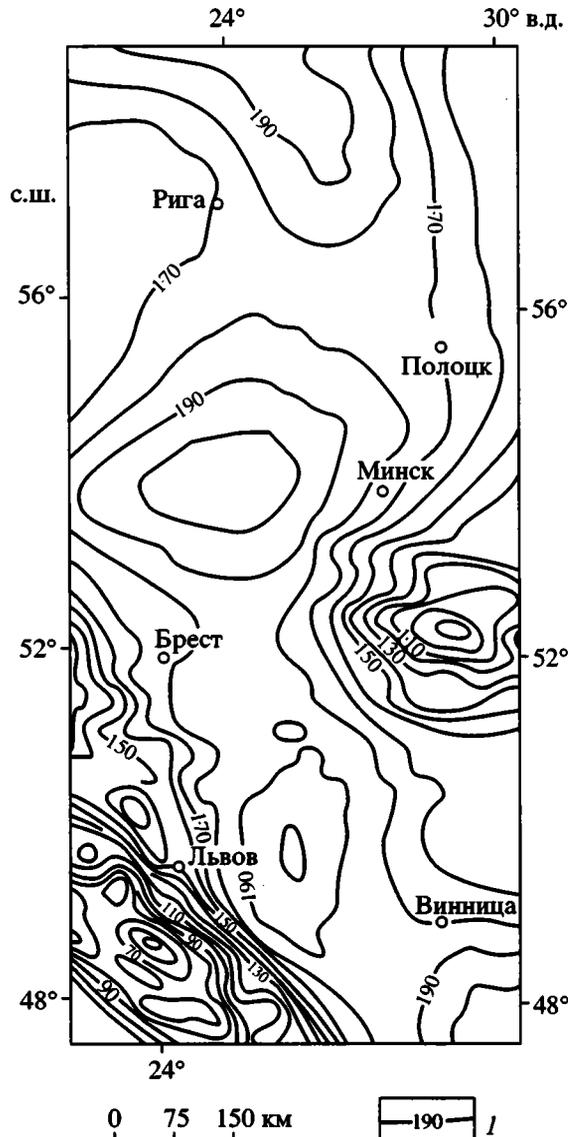


Рис. 4. Карта мощности литосферы запада Восточно-Европейского кратона.

1 – мощность литосферы, км.

кальные поднятия поверхности Мохо отображены в поверхности геоида либо впадинами, либо попадают в зоны интенсивных градиентов изменения высот геоида, на участки склонов при переходе от поднятий к впадинам. Отклонения отмечены и при сопоставлении других рассматриваемых карт и платформенных тектонических элементов. Это говорит о том, что поверхность геоида характеризуется не только платформенный, но и раннедокембрийский этапы формирования, что и позволяет выявить ряд отмеченных ранее особенностей глубинного строения фундамента, в частности, зоны сочленения Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя приведенные данные, можно сделать вывод, что поверхность геоида обусловлена глубинными плотностными неоднородностями в земной коре и литосфере и отражает структурно-вещественные перестройки как на платформенном, так и на докембрийском этапах развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гарецкий Р.Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43. № 1. С. 88–91.

2. *Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И.* Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // *Геотектоника*. 1996. № 6. С. 58–67.
3. *Грушинский Н.П.* Основы гравиметрии. М.: Наука, 1983. 351 с.
4. *Грушинский Н.П.* Теория фигуры Земли. М.: Наука, 1976. 511 с.
5. *Каратаев Г.И.* Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Наука, 1966. 134 с.
6. *Каратаев Г.И., Гирин Р.Э., Данкевич И.В. и др.* Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. 187 с.
7. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyk M.I.* Riphean rifting and major Paleoproterozoic boundaries in the East European Craton: Geology and geophysics // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 1–21.
8. *Krolkowski C., Petecki Z.* Gravimetric Atlas of Poland. Warszawa. Druk Zaklad Produ Poligraficznej PAE S.A; Zlec. D-25. 1995.
9. *Lyszkowicz A.* The Geoid for the Area of Poland // *Artificial Satellites*. Warszawa: Institute of Planetary Geodesy. 1993. V. 28. № 19. P. 75–150.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, Ю.Г. Леонов

Geoid Surface Topography and the Deep Structure of the Western East European Craton

R. G. Garetskii, G. I. Karataev, and I. V. Dankevich

Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Belarus, ul. Kuprevicha 7, Minsk, 220141 Belarus

Abstract—A geoid topography map of the western East European Craton was compiled on the basis of astrogeodetic, gravimetric, and satellite data using correlative forecasting technique. A tendency of the eastward downwarping of the geoid is recognized. The geoid surface topography correlates well with the surface topography of the crystalline basement, Moho discontinuity, and the base of the lithosphere: geoid surface highs mostly correspond to positive tectonic structures and the thickened crust and lithosphere, while depressions coincide with negative structures and thinned crust and lithosphere. A conclusion is made that geoid surface topography is guided by deep-seated density anomalies in the crust and the lithosphere related to structural and petrologic crustal transformation events during the platform stage and the Precambrian evolution.

УДК 551.242.5(476.2)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ МОЛОКОВСКОГО БАССЕЙНА, РУССКАЯ ПЛИТА

© 2002 г. Н. П. Чамов¹, В. В. Костылева¹, В. И. Горбачев², И. С. Грибова²,
О. А. Есипко², Ю. Б. Коновальцев³, С. И. Филин³

¹Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7

²ФГУП НПЦ “Недра”, Ярославль, 150000, ул. Свободы, 8/38

³ГПП “Центргеофизика”, Экспедиция № 2, Эммаус, 170530, Калининский район Тверской области

Поступила в редакцию 18.04.2001 г.

Проанализированы новейшие сейсмические и буровые данные о строении Молоковского бассейна. Показано несоответствие наблюдаемых параметров условиям симметричного растяжения. Предположена определяющая роль простого сдвига при образовании бассейна. Установлены два этапа развития бассейна, последовательно сменявшихся во времени по мере нарастания интенсивности растяжения. Предположено, что развитие бассейна происходило в составе Молоковско-Торжокско-Тверской системы положительных и отрицательных структур, возникшей на границе рифея и венда в результате относительных перемещений отдельных блоков Русской плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские структуры цоколя Московской синеклизы – линейные грабен-прогибы или авлакогены – относятся к ряду объектов, важнейших для понимания геологической истории Восточно-Европейской платформы и оценки ее промышленного потенциала.

В то же время труднодоступность этих объектов стала причиной серьезных пробелов в их изучении. Вопросы расчленения и корреляции осадочных комплексов остаются наиболее сложными, поскольку авлакогены состоят из тектонически обособленных сегментов (осадочных бассейнов), имеющих различную историю развития. В настоящее время отсутствуют непротиворечивые представления о механизмах формирования этих структур. Геологическая история и условия накопления в них осадочных комплексов изучены в самых общих чертах. Сами комплексы не имеют ясной стратиграфической принадлежности. Нет единого мнения о геотектонической природе выделяемых комплексов пород. Так, одни и те же толщи рассматриваются разными исследователями как предшествовавшие (предрифтовые) или сопутствовавшие (синрифтовые) заложению структур растяжения.

Появившиеся в последние годы новые буровые и геофизические данные позволили с новых позиций рассмотреть возможные механизмы формирования и историю развития одного из сегментов Среднерусского авлакогена – Молоковского осадочного бассейна. В статье предлагается комплексная геолого-геофизическая модель Молоковского бассейна, основанная на анализе сейсмо-разведочных (ОГТ и КМПВ) данных и материалов

бурения ФГУП НПЦ “Недра” Северо-Молоковской параметрической скважины, которая в осевой части бассейна вскрыла наиболее полный разрез рифея (1429 м), вошла в фундамент на глубине 3185 м и была остановлена на отметке 3313 м.

ПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ МОЛОКОВСКОГО БАССЕЙНА

Молоковский осадочный бассейн является элементом Среднерусского авлакогена. Последний, в свою очередь, представляет стержневую структуру Центральнорусской трансплатформенной зоны северо-восточного простирания (рис. 1). Считается, что по сравнению с другими крупными сегментами Восточно-Европейской платформы в целом под Центральнорусской трансплатформенной зоной кора относительно утонена [1, 5]. По мнению ряда исследователей, Центральнорусская трансплатформенная зона наследует территорию древней “межи”, разделявшей архейские блоки Восточно-Европейской платформы [1, 6]. В настоящее время эта зона отделяет Балтийский мегаблок от Воронежского и Волго-Уральского мегаблоков.

В современной структуре платформы Молоковский бассейн хорошо выражен в поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 1). Бассейн представляет собой грабенообразную структуру северо-восточного простирания, ограниченную на северо-западе Ладужской моноклиной, на юго-востоке – Торжокским выступом кристаллического фундамента. С северо-востока бассейн ограничен Рыбинским разломом. Юго-западным ограничением бассейна служит Бологоевская ступень кристаллического фундамента, отделяющая

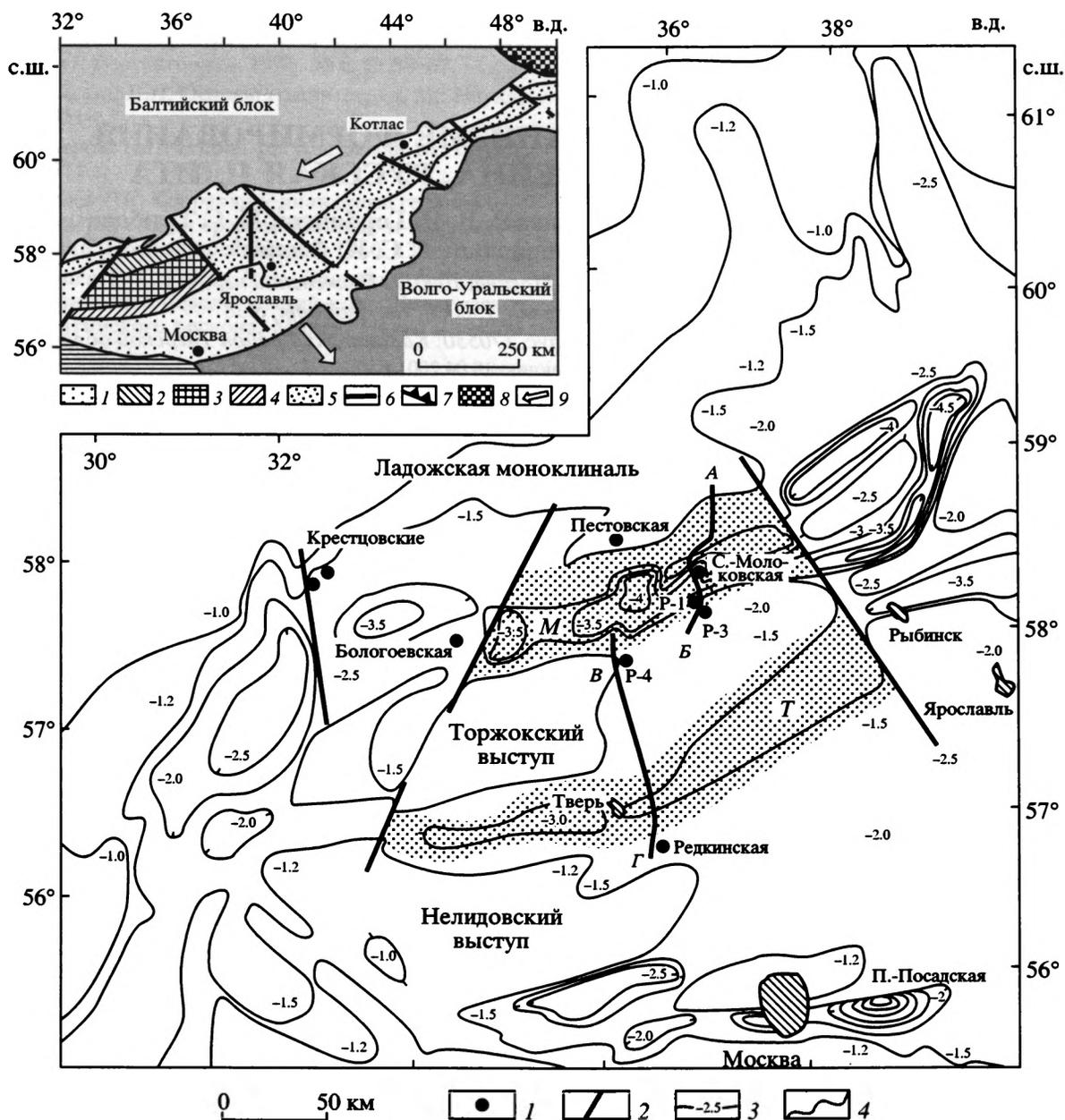


Рис. 1. Схема поверхности кристаллического фундамента западной части Московской синеклизы масштаба 1 : 1000000, по [3], с изменениями и дополнениями.

На врезке: 1 – Центральнорусская трансплатформенная зона; 2–4 – Молоковско-Торжокско-Тверская система сопряженных структур; 2 – Молоковский бассейн, 3 – Торжокский выступ кристаллического фундамента, 4 – Тверской бассейн; 5 – структуры Среднерусского авлакогена; 6 – поперечные нарушения; 7 – западная граница Тиманской гряды, 8 – Тиманская гряда; 9 – направления перемещений земной коры (по [5]).

На карте: 1 – скважины; 2 – крупные тектонические нарушения; 3 – глубина залегания поверхности кристаллического фундамента (км); 4 – изолинии поверхности кристаллического фундамента. М – Молоковский и Т – Тверской бассейны; А–Б и В–Г – положение разрезов, показанных на рис. 2 и 3.

его от смежного сегмента Среднерусского авлакогена – Болгоевского бассейна.

Протяженность Молоковского бассейна составляет немногим более 200 км при ширине до 70 км и максимальной глубине предвентской структуры около 2 км. Борта бассейна осложне-

ны рядом уступов. Северо-западный борт пологий (углы падения сбросов от 10 до 16°), юго-восточный борт более крутой (углы падения сбросов около 20°) (рис. 2).

Обращает внимание асимметричность строения бассейна. Пробуренная в 70-е годы XX в. на



Рис. 2. Глубинный разрез, составленный по линиям А-Б и В-Г (см. рис. 1), с использованием сейсмических разрезов ОГТ 029301 и 029302.

1, 2 – кристаллический фундамент со скоростями прохождения сейсмических волн: 1 – 6.0–6.2 км/с, 2 – 4.9–5.7 км/с; 3, 4 – осадочное выполнение позднерифейских осадочных бассейнов: 3 – сероцветы со скоростями прохождения сейсмических волн 4.5 км/с, 4 – красноцветы; 5 – поздневендско-палеозойский чехол Московской синеклизы.

южном борту прогиба разведочная скважина М-1 на глубине 2855 м вошла в породы кристаллического фундамента, предварительно вскрыв около 100 м вендских и около 1360 м рифейских пород. Скважина М-3 на северной кромке Торжокского поднятия вскрывала кристаллический фундамент на глубине 1926 м. Отложения рифея здесь не установлены; породы венда залегают непосредственно на породах фундамента. Эти наблюдения подтверждены и в скважине Р-4 (Максатихинской), расположенной несколько западнее (см. рис. 1, 2). Здесь кристаллический фундамент вскрыт на глубине около 1985 м. Эти данные свидетельствуют о том, что южный борт Молоковского бассейна (Торжокское поднятие) испытывал воздымание и являлся эрозионным выступом по крайней мере до позднего венда.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРЫ И НИЗОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Непосредственно под Молоковским бассейном земная кора не утонена; мощность ее составляет около 42 км. Подъем поверхности Мохоровичича установлен в 40–50 км к югу от оси Молоковского бассейна под Торжокским поднятием, где сейсмические исследования указывают на существование пологой (около 15°) зоны сквозькорового срыва юго-восточного падения [5].

Консолидированная кора Центральнорусской трансформированной зоны на некоторых участках состоит из двух частей. Верхняя часть коры мощностью около 350 м ограничена сверху поверхностью Ф, которая хорошо прослеживается методом ОГТ. Эта поверхность всегда принималась за границу кристаллического фундамента Московской синеклизы. Нижняя поверхность устанавливается только методом КМПВ и недо-

ступна изучению методом отраженных волн. Детальный анализ сейсмических материалов по профилю Пестово–Максатиха–Редкино показал наличие в фундаменте двух частей, различных по геофизическим свойствам (см. рис. 2). Пластовая скорость прохождения сейсмических волн от кровли фундамента до глубины около 350 м ниже его кровли не превышает 5.3 км/с. Небольшая плотность (от 2.5 до 3.15 г/см³ при среднем 2.77 г/см³) пород этой низкоскоростной части фундамента подтверждена и нашими прямыми исследованиями керна Северо-Молоковской скважины, пройденной в осевой части Молоковского бассейна. Сходная картина наблюдается и в параллельном Молоковскому Тверском прогибе, где скорости близ кровли фундамента составляют всего 4.9–5.0 км/с. Скорости прохождения волн на бортах прогибов, в частности, в породах Торжокского поднятия, и под низкоскоростным пластом фундамента составляют около 6–6.2 км/с. Анализ сейсмических разрезов профилей КМПВ прошлых лет (60–70-е гг.) показал, что эти наблюдения справедливы для территории всей Московской синеклизы. Как правило, на временных сейсмических разрезах участки с пониженными граничными скоростями обнаруживают стратифицированный характер записи. Пространственные эти участки тяготеют к грабенам.

Следует обратить особое внимание на сходство Молоковского и Тверского прогибов. Помимо единого простирания и наличия в этих структурах низкоскоростного комплекса фундамента, прогибы сходны по строению нижних частей осадочного разреза. По данным МОВ ОГТ, в основании осадочного выполнения обоих прогибов установлены комплексы с высокой (около 4.5 км/с) для осадков скоростью прохождения сейсмических волн, что подразумевает значительную плот-

ность среды (см. рис. 2). Действительно, исследование керна из Молоковского бассейна показали, что плотность этих пород достигает 2.86 г/см^3 . Описание соответствующих этому высокоскоростному комплексу верхнерифейских осадочных пород приведено ниже (пачка 13 и нижняя половина пачки 12).

СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА МОЛОКОВСКОГО БАСЕЙНА

Описание разреза Молоковского бассейна основано на материалах бурения ФГУП НПЦ "Недра" Северо-Молоковской параметрической скважины. В составе осадочной части докембрийского разреза установлено 14 пачек пород, слагающих несколько толщ, границы между которыми отчетливо прослеживаются по комплексу признаков (таблица).

Верхний венд

Вендская часть разреза представлена сероцветной толщей мощностью 155 м (пачки 1–5).

Толща сложена зеленовато-серыми глинистыми алевролитами с прослоями зеленовато-серого глинистого песчаника (пачка 1); зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми глинистыми плохо-среднесортированными песчаниками и алевролитами с горизонтальной, волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью и текстурами оползания (пачка 2); неслоистыми пятнистыми аргиллитами и алевролитами (пачка 3); темно-серыми горизонтальнослоистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с прослоями песчаников с мелкой косой слоистостью и текстурами оползания (пачка 4) и светло-серыми или зеленоватыми плохосортированными глинистыми массивными песчаниками с включением гравия, гальки и мелких валунов (пачка 5).

Фациальные признаки отложений характерны для обстановок эпиконтинентального моря и отражают в целом трансгрессивный режим осадконакопления. Отложения толщи накапливались вдали от побережья при участии слабых придонных течений (пачки 1, 3, 4), на открытом подвижном мелководье (пачка 2) и в прибрежной зоне (пачка 5).

В песчано-глинистых отложениях пачек 3 и 4 широко распространены оползневые осадочные текстуры. Кроме того, в тонкозернистых отложениях пачки 3 отмечен наклон горизонтальной слоистости до 20° к горизонтали¹.

Плотность пород варьирует от 2.0 до 2.6 г/см^3 .

¹ Данные инклинометрии свидетельствуют о субвертикальном положении ствола на всей глубине скважины.

Верхний рифей

В рифейской части разреза выделяются две согласно залегающие толщи: верхняя красноцветная и нижняя сероцветная. Постепенный переход от красноцветных песчаных к сероцветным глинистым породам выражен чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов (пачки 10 и 11) и сопровождается ростом значений КС, ГК, ПС (положительная амплитуда), а также величин кавернообразования.

Верхняя толща (мощность 715 м, пачки 6–9) представлена неплотными пестрыми горизонтально- и косоволнистыми средне-мелкозернистыми глинистыми песчаниками с прослоями алевролитов и текстурами оползания (пачка 6); бурыми мелко-среднезернистыми, иногда слабогравелитистыми песчаниками (пачка 7); серыми и бурыми горизонтально- и косоволнистыми мелко-среднезернистыми глинистыми песчаниками (пачка 8); красно-бурыми разнозернистыми, гравелитистыми косослоистыми или массивными песчаниками, рыхлыми в верхней части (пачка 9).

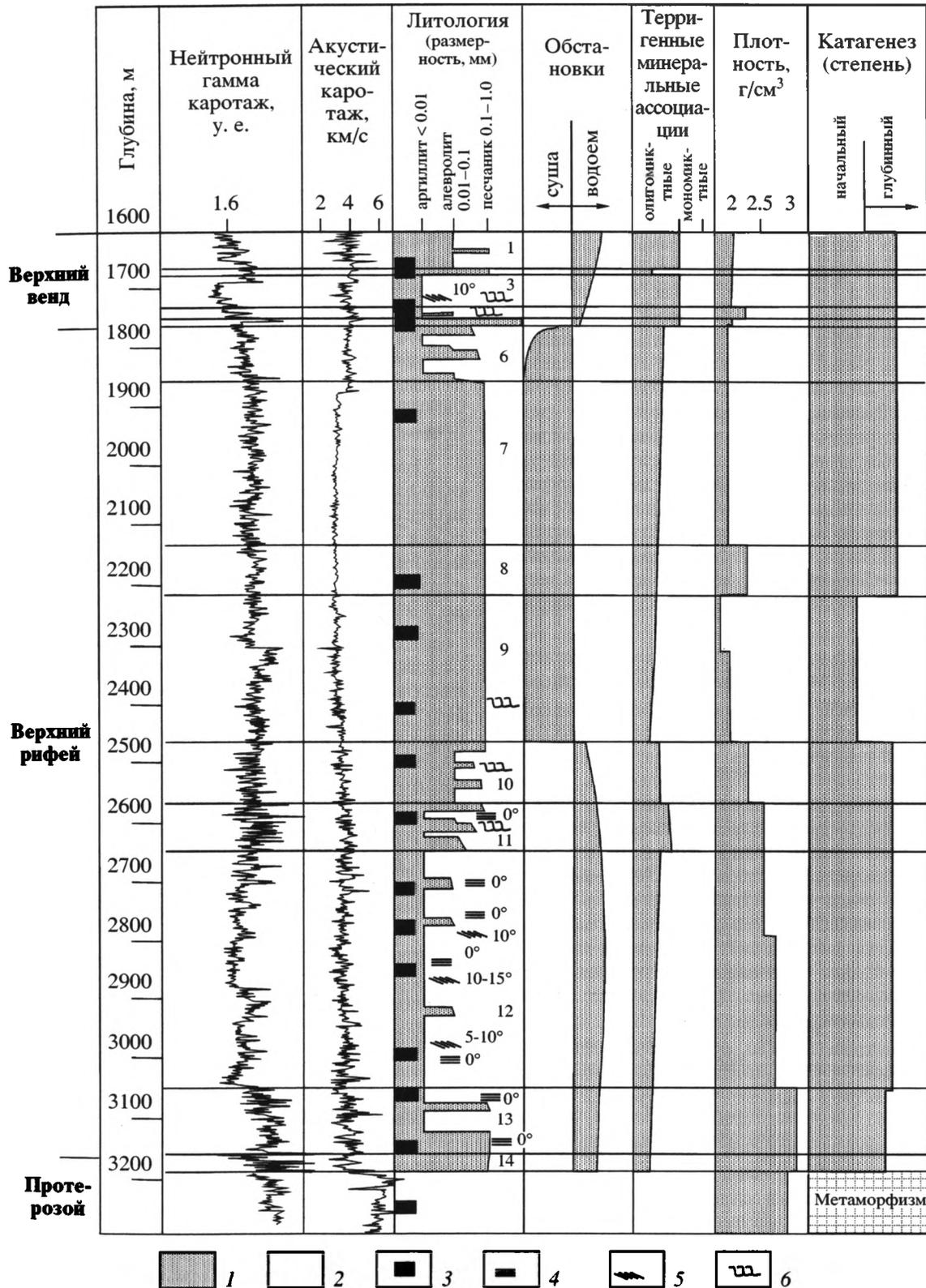
Отложения толщи демонстрируют фациальные признаки, характерные для континентальных пролювиально-аллювиальных (пачка 9), озерных или, возможно, прибрежно-равнинных обстановок (пачки 6–8). В песчаных отложениях пачки 9 отмечены оползневые осадочные текстуры. Плотность пород составляет около 2.2 г/см^3 .

Нижняя толща (мощность 703 м, пачки 10–13) представлена средне-мелкозернистыми горизонтальноволинистыми и косослоистыми песчаниками и алевролитами с мелкими оползневыми структурами (пачка 10); косоволнистыми и линзовиднослоистыми песчаниками, алевролитами и плотными темно-серыми горизонтальноволинослоистыми аргиллитами, иногда с оползневыми текстурами (пачка 11); плотными темно-серыми, редко бурыми слабоалевритистыми, неслоистыми или горизонтально- и линзовиднослоистыми аргиллитами с тончайшими прослойками битумов (пачка 12); темно-серыми слабоалевритистыми аргиллитами с прослоями косо- и линзовиднослоистых разнозернистых, иногда гравелитистых песчаников и "мусорных" алевролитов (пачка 13).

Фациальный облик пород свидетельствует о существовании в прошлом контрастных гидрологических режимов. Осадки накапливались как в условиях подвижного мелководья (пачки 10, 11), так и в относительно глубоководных условиях при сильно расчлененном рельефе дна (пачки 12 и 13). Трансгрессивно-регрессивный характер осадочного разреза, вероятно, отражает определяющую роль тектонических движений в смене режимов осадконакопления.

В песчаных и алевро-песчаных отложениях пачек 10 и 11 широко распространены оползневые осадочные текстуры. Также отмечено заприкиды-

Сводная характеристика разреза Молоковского бассейна по результатам бурения Северо-Молоковской параметрической скважины



Примечания: 1 – величина параметра в условном масштабе; 2 – кристаллический фундамент; 3 – интервал отбора керна; 4 – горизонтальная слоистость; 5 – наклон горизонтальной слоистости к оси керна; 6 – текстуры оползания.

вание изначально горизонтальнослоистых аргиллитов и алевролитов под углами от 5 до 15°. Это особенно характерно для пород 12-й пачки.

Плотность пород резко возрастает к основанию от 2.5 до 2.86 г/см³. Особенностью толщи является присутствие в породах камуфлированного тонкого пеплового материала, содержание которого также возрастает вниз по разрезу. Наиболее очевидно присутствие пеплового материала в 13-й и нижней части 12-й пачек. Для этого интервала характерна и наименьшая вещественно-структурная зрелость отложений.

В аргиллитах пачки 12 установлена представительная ассоциация микрофоссилий (определения А.Ф. Вейса, ГИН РАН). В ее состав входят акритархии *Chuaria circularis* Walcott, emend. Vidal, Ford; *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, L. minutissima (Naum.), *Navifusa majensis* Pjatiletov, *Spumosina rubiginosa* (Andreeva), сложно построенные образования ex gr. *Pseudotawuia*, ассоциирующие с лахандинской микробиотой Учуро-Майского региона Восточной Сибири, где находится гипостратотип рифея. Лахандинскую микробиоту по микрофитологическим и геологическим данным коррелируют с бедеришинской микробиотой зильмердакской свиты Южного Урала, которая совместно с более древней нугушской микробиотой залегает в основании типовой для верхнего рифея каратауской серии.

Пачка 14 мощностью 11 м выделена условно по характеру каротажной диаграммы. Керном не охарактеризована.

Фундамент

Вскрытые бурением до глубины 3313 м метаморфические породы характеризуют верхнюю "аномальную" часть фундамента с низкими скоростями прохождения сейсмических волн и стратифицированным характером записи. В целом породы "аномальной" части фундамента соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В составе "аномального" фундамента отчетливо выделяются две группы пород: бластомилониты и мигматиты.

Бластомилониты. По составу породы представлены биотит-роговообманковыми гнейсами. Плотность пород сильно варьирует от 2.3 до 3.07 г/см³.

Породы демонстрируют характерные признаки механического давления и нагревания, что выражается в появлении сланцеватых и очковых текстур, разрушении крупных зерен с образованием мозаичных структур и перекристаллизации. Для этих пород характерны микрополосчатость и обилие катаклазированных зерен кварца.

Реликты первичной породы представлены порфиробластами измененных калиевых поле-

вых шпатов и плагиоклазов, сходных с таковыми в нижележащих мигматитах. Среди новообразованных минералов преобладает микроклин, который встречается как в порфиробластах, так и в основной массе. Кристаллы микроклина неизменные, без включений.

Характерно высокое содержание эпидота, который распространен неравномерно и тяготеет к темноцветным минералам. Примечательны как свойства кристаллов эпидота, так и его взаимоотношения с другими минералами. Кристаллы эпидота не несут следов растворения и демонстрируют четко оформленные грани. Эпидот идиоморфен по отношению к роговой обманке и биотиту. Часто округлые или сильно изъеденные фрагменты роговой обманки или биотита включены в кристаллы эпидота. В то же время на контактах с кварцем и плагиоклазами в эпидоте присутствуют заливные границы. Такое взаимоотношение указывает на порядок кристаллизации: роговая обманка + биотит-эпидот-кварц + полевой шпат.

Мигматиты. Макроскопически массивные породы представлены главным образом кварцем и полевыми шпатами. Присутствуют биотит и роговая обманка. Характерны крупные (до 2.5 см) порфиробласты полевых шпатов (микроклина и плагиоклаза). Плотность пород варьирует от 2.6 до 3.15 г/см³.

Широкое развитие гранобластовых структур основной массы указывает на преобладание процессов плавления при образовании мигматитов. В то же время присутствие оторочек гранулированного кварца по краям крупных кристаллов кварца и полевых шпатов отражает влияние динамометаморфизма. Кроме того, по сравнению с бластомилонитами содержание эпидота уменьшается. С одной стороны, эти наблюдения указывают на снижение влияния процессов динамометаморфизма на мигматиты при удалении от их контакта с бластомилонитами. С другой стороны, они указывают на то, что ко времени проявления процессов динамометаморфизма мигматиты уже существовали, что хорошо согласуется с наблюдениями о сходстве реликтов первичных пород в бластомилонитах с мигматитами.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Несмотря на разнообразие обстановок осадконакопления, существовавших под влиянием различных тектонических режимов и на протяжении длительного интервала времени – с позднего рифея по венд (1050–570 млн. лет), кластогенный каркас пород в разрезе оставался относительно постоянным: аркозвая ассоциация песчаников

неизменна по всему разрезу. Другими словами, на протяжении всей истории, предшествовавшей заложению и на ранних стадиях существования Московской синеклизы, источники кластики не менялись. При этом отмечено некоторое вызревание материала во времени. Накопление нижней осадочной толщи верхнего рифея связано с первым циклом седиментации, т.е. с разрушением магматических и метаморфических пород. Особенно важную роль сыграло разрушение пород "аномальной" части фундамента, прежде всего, бластомилонитов.

Среди породообразующих кластогенных минералов доминирует катаклазированный кварц. Среди калиевых полевых шпатов преобладает неизменный микроклин, сходный с таковым в бластомилонитах (см. выше). Характернейшей чертой базальных частей осадочного разреза является большое количество кластогенного эпидота. Кристаллы эпидота не несут следов растворения или окатанности, сохраняя четко оформленные грани, характерные для идиоморфных кристаллов в бластомилонитах. Учитывая крайнюю химическую и механическую нестойкость эпидота, следует предположить, что образование эпидота в бластомилонитах фундамента, их разрушение и захоронение происходили синхронно в геологическом масштабе времени. Из этого следует, что бластомилониты выводились непосредственно в обрамление палеодепрессий и подвергались быстрому разрушению, что способствовало сохранению эпидота.

Начиная со времени формирования верхней красноцветной толщи верхнего рифея, возросла роль процессов переотложения (рециклирования) осадочных пород. Процесс этот хорошо отражен в вещественном составе пород, прежде всего, за счет разрушения нестойких натровых плагиоклазов в ходе литогенеза. Очень показательным является поведение отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Независимо от типа пород оно превышает значение 0.5 в породах фундамента, сохраняется на уровне 0.5 в сероцветных осадках верхнего рифея и, начиная с рифейских красноцветов, обнаруживает резкое и закономерное сокращение вверх по разрезу.

Несмотря на общую тенденцию к увеличению степени зрелости пород со временем, отмечено периодическое появление грауваккового материала. Так, в некоторых горизонтах (пачки 9, 12 и 13), приуроченных к основаниям циклов седиментации, в составе терригенно-минеральной ассоциации появляются обломки пород кристаллического фундамента, диабазов, катаклазитов, внутриформационных алевролитов и аргиллитов, что связано с активизацией тектонических процессов.

Конформно-регенерационные структуры, отражающие длительное воздействие на породы значительных давлений, проявлены во всех тол-

щах. Следовательно, преобразование пород в целом соответствует стадии глубинного катагенеза. Исключение составляют два интервала, в которых структуры растворения под давлением развиты заметно слабее (пачка 13) или отсутствуют вообще (пачка 9). Важным представляется тот факт, что обе пачки приурочены к основанию доплитных циклов седиментации.

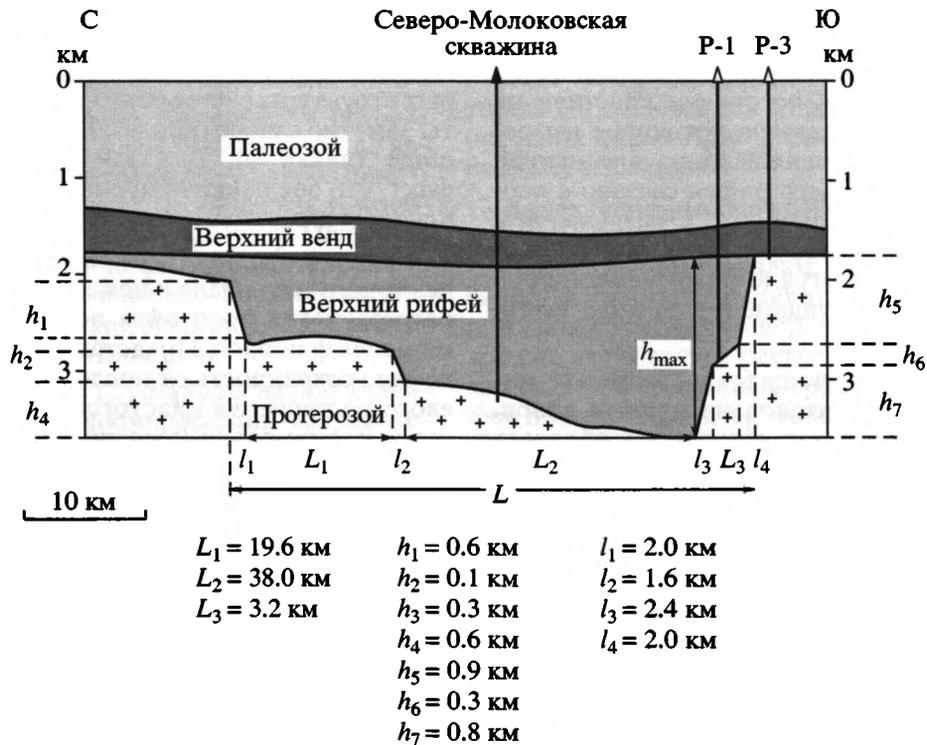
Быстрая и полная раскristаллизация тонкого пеплового материала и цементация осадков низов разреза могли произойти под воздействием термальных флюидов. Представляется, что это обеспечило сохранность от последующего внутрислоевого растворения кластогенного эпидота и привело к аномально высокой плотности пород. Кроме того, это предохранило породы пачки 13 от влияния литостатической нагрузки и препятствовало массовому развитию структур растворения под давлением.

Отсутствие структур растворения в основании пачки 9 связано с интенсивным ранним окварцеванием пород, что мешало передаче литостатического давления. Это окварцевание могло быть связано либо с элизионными, либо с термальными процессами. Вопрос этот требует специального рассмотрения, однако в нижележащих породах (пачки 10–12) явных следов влияния повышенного теплового потока не установлено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Традиционно, вслед за Н.С. Шатским, авлакогены цоколя Восточно-Европейской платформы рассматриваются как континентальные палеорифты, связанные с начальными стадиями раскрытия океанов, однако не завершившие своего развития. Генерация этих структур связывается с механизмом чистого сдвига, или симметричного растяжения [13]. При чистом сдвиге, который, наиболее вероятно, инициируется динамической активностью мантии и иногда называется "активным рифтогенезом", происходит симметричное расхождение некогда смежных частей коры относительно субвертикальной зоны нарушения. Это крупномасштабный процесс, приводящий к расколу всей литосферы. Процессу сопутствуют подъем поверхности Мохоровичича под осевой зоной системы растяжения, утонение консолидированной коры, плутоническая и вулканическая активность, высокий тепловой поток, гидротермальная деятельность и накопление мощных толщ осадков.

Приведенные выше геолого-геофизические данные о строении Молоковского бассейна отражают ряд явных несоответствий традиционным представлениям о его генезисе и не позволяют связать его образование с механизмом симметричного растяжения.



Начальная ширина бассейна $L_0 = 61$ км
 Современная ширина прогиба $L = 69$ км
 Абсолютное растяжение $\Delta L = L - L_0 = 8$ км
 Интенсивность растяжения $\beta = L/L_0 = 1.13$ км
 Максимальная глубина прогиба $h_{\max} = 2$ км

Рис. 3. Геометрия Молоковского бассейна в сечении по профилю А–Б (положение разреза см. на рис. 1).

Во-первых, отсутствуют геофизические данные о существовании под Молоковским бассейном крупных сквозькоровых нарушений. Во-вторых, кора под бассейном не утонена. Кроме того, поскольку конечная ширина бассейна (около 70 км) превышает мощность коры (около 42 км), погружение в нем не могло быть обусловлено только растяжением. Слабое, в целом, преобразование осадков указывает на отсутствие высокого теплового потока, который должен был иметь место в случае активного рифтогенеза, что также свидетельствует не в пользу симметричной модели формирования структуры. Отсутствуют как продукты синхронного осадконакопления внутрибассейнового вулканизма, так и очевидная гидротермальная проработка осадочных толщ [8].

Углы падения ограничивающих Молоковский бассейн нарушений не характерны для нормальных сбросов: полевые наблюдения и результаты экспериментальных аналоговых исследований показывают, что средний угол нормального сброса составляет 62° , обратного – 25° . В Молоковском бассейне углы падения нарушений варьируют от 10 до 16° на северном и до 20° на южном бортах.

Молоковский бассейн не только асимметричен, но и обнаруживает разные направления движений бортов в предвендское время. Данные бурения скважин М-1 и М-3 на южном борту Молоковского бассейна (Торжокское поднятие) показывают, что он испытывал воздымание и являлся эрозионным выступом по крайней мере до позднего венда (см. рис. 2). Напротив, северный борт представлен рядом ступеней, испытывавших последовательное погружение по мере развития бассейна.

Оценки параметров растяжения не соответствуют условиям для осадочных бассейнов симметричного растяжения. По падению поверхностей сбросовых уступов Молоковский бассейн относится к синтетическим структурам, для которых существует условие, что относительное растяжение ε не должно превышать удвоенную максимальную глубину авлакогена $2h_{\max}$, отнесенную к его начальной ширине L_0 , т.е. $\varepsilon \leq 2h_{\max}/L_0$ [2]. В сечении, проходящем через Северо-Молоковскую скважину, $2h_{\max}$ не превышает 4 км (рис. 3). Следовательно, предельное расчетное относительное растяжение ε_r , которое должно было бы

иметь место в случае образования Молоковского бассейна только за счет симметричного растяжения литосферы, составляет (4 км/61 км) 0.06. Наблюдаемое же относительное растяжение ϵ , определяемое как отношение приращения ширины (абсолютное растяжение) авлакогена к его начальной ширине ($\Delta L/L_0$), составляет (8 км/61 км) 0.13. Кроме того, абсолютное растяжение при симметричном расхождении бортов прогиба для этого типа структур не должно превышать его удвоенную глубину [2]. Это условие также не соблюдается, поскольку ΔL составляет 8 км, что вдвое превышает $2h$, равное 4 км.

Таким образом, для Молоковского бассейна не выполняются условия, описывающие формирование подобных структур только за счет симметричного растяжения. Приведенные количественные оценки расчетного и наблюдаемого относительного растяжения показывают, что симметричное растяжение могло отвечать не более чем за половину ширины Молоковского бассейна.

Рассмотренный выше комплекс литолого-фациальных и минералого-петрографических данных, в том числе очевидная роль бластомилонитов как источников кластогенного материала при заложении структуры бассейна, показывает, что отложения сероцветной толщи (пачки 12 и 13) являются безусловным синрифтовым комплексом. Отсутствие предрифтового чехла и вообще отложений древнее позднерифейских в осадочном выполнении Молоковского бассейна, по всей видимости, свидетельствует о гипсометрически высоком положении территории, на которой и произошло заложение структуры. Следует отметить, что отсутствие предрифтовых отложений не характерно для рифтов в целом и не является закономерностью для структур цоколя Московской синеклизы. Так, наши исследования в Павлово-Посадском грабене показали наличие мощного и хорошо обособленного от вышележащих отложений предрифтового чехла [4]. Следовательно, особенности строения осадочного выполнения Молоковского бассейна должны быть связаны с особенностями его тектонической истории.

Рассмотренные противоречия приводят к необходимости искать альтернативный симметричному механизму образования Молоковского бассейна. Такой альтернативой является механизм асимметричного растяжения, или простого сдвига. Этот механизм, наиболее вероятно, инициируется кинематическими внутрикоровыми процессами и часто определяется как "пассивный рифтогенез". Расхождение блоков коры по механизму простого сдвига может привести к образованию широких осадочных бассейнов без утонения коры под ними.

Механизм простого сдвига, этапы и эволюция структур

Под простым сдвигом понимается расслоение реологически различных частей коры по пологой поверхности внутрикорового срыва (как правило, на границе верхней и средней коры, т.е. на глубинах около 10–15 км) [13–15]. Пологую поверхность скалывания, вдоль которой происходят взаимодействие пород верхней и средней коры, вырождение крутопадающих разломов, компенсация зияний от подворотов блоков, принято называть *детачментом* (дословно – расоприкосновение). С физической точки зрения данная поверхность является границей областей хрупких (вверху) и пластичных (внизу) деформаций.

Поскольку механизм простого сдвига вовлекает в движение крупные объемы земной коры, он является достаточно сложным процессом, состоящим из последовательных, но разных по энергетике и выражению этапов. Существуют два этапа континентального растяжения, причем один является предпосылкой другого [11]. В ходе первого этапа происходит нарушение верхней коры, что приводит к появлению серии крутопадающих плоских разломов, проникающих на глубину до 15 км и сопровождающихся крупноамплитудными сейсмическими событиями. Этот этап отвечает за 39–40% растяжения. Второй этап начинается после достижения некоторой величины "критического" растяжения хрупкой верхней коры и может привести к поднятию и экспозиции зоны срыва динамометаморофизованных пород детачмента и глубинных пород (комплекса ядра) средней и нижней коры.

Величина критического растяжения определяет, вероятно, условия для частичного плавления вязкой коры. О принципиально важной роли расплава для инициации воздымания глубоких частей коры свидетельствуют и результаты аналогового моделирования в двухслойной хрупкой и пластичной среде, имитированной песком и силиконом [9]. Так, в моделях, сложенных только гомогенными песком и силиконом, гравитационное растекание приводит к появлению монотонной картины в разной степени запрокинутых блоков. Поверхность раздела песок–силикон остается плоской. Никаких местных подъемов вязкого слоя, которые можно было бы связать с комплексом ядра не возникает. Подобие наблюдаемым в природе структурам с комплексами ядер достигается после введения на границе сред песок–силикон третьего компонента, имитирующего локальный ослабленный участок. Вязкость этого компонента подбирается так, чтобы имитировать присутствие в пластичной коре частично расплавленной фазы гранитного состава, что соответствует наблюдаемой в природе тесной ассоциации комплексов ядер с гранитами и мигматитами.

Вывод комплекса ядра и сопутствующие этому деформации приводят к появлению ряда сопряженных с ним осадочных бассейнов на поверхности – в лежащем и висячем блоках [9, 10]. Разница между этими бассейнами определяется их положением относительно антиформы и состоит в том, что бассейн лежащего блока последовательно углубляется по мере прогрессирующего растяжения, тогда как выполнение бассейна висячего блока нарушается сбросами и образующиеся блоки перемещаются на поверхность детачмента. Подъем поверхности Мохоровичича (и, соответственно, утонение коры) проявляется не под осевой частью области главного погружения, а под зоной антиклинального поднятия, то есть смещается в сторону висячего крыла.

Перечисленные выше признаки достаточно ясно показывают, что проявление простого сдвига может иметь характерное отражение как в морфоструктуре области растяжения, так и в составе комплексов пород. Сопоставим важнейшие из них с имеющимися данными о Молоковском бассейне.

Признаки детачмента в Молоковском бассейне

Известные зоны срывов – детачменты – представляют собой протяженные зоны интенсивного динамометаморфизма, образованные в условиях хрупко-пластичного течения пород. Зона срыва концентрирует высвобождающиеся в ходе динамометаморфизма флюиды, причем данные по изотопии кислорода однозначно указывают на коровое происхождение этих флюидов [7]. В зависимости от исходного типа пород и степени выраженности начальных директивных структур образующиеся при динамометаморфизме бластомилониты варьируют по облику. Однако общей тенденцией является рассланцевание, тектоническое разлинзование, сепарация первичного материала по степени компетентности слагающих компонентов на тонкоразвальцованный матрикс и заключенные в него реликтовые и/или новообразованные порфиробласты.

Структурно-текстурные признаки вскрытых Северо-Молоковской скважиной бластомилонитов позволяют рассматривать их как вещественное выражение детачмента, образованного на границе вязких и упругих сред коры в процессе простого сдвига. Кроме того, рассмотренные выше минеральные ассоциации в бластомилонитах фундамента Молоковского бассейна, прежде всего, взаимоотношения эпидота, роговой обманки и биотита, позволяют оценить термо-барические условия, в которых происходило формирование детачмента.

Эпидот широко распространен в породах, образованных в ходе динамометаморфизма. Иссле-

дования последних десятилетий показали роль плавления при образовании эпидота. Так, эпидот является главным поздним магматическим минералом в тоналитах и гранодиоритах в поясе мезозойских аккрецированных террейнов между северной Калифорнией и юго-восточной Аляской [16]. В экспериментах с плавлением синтетического гранодиорита эпидот кристаллизовался вместе с биотитом и плагиоклазом при давлении 8 кбар в интервале 600–700°C, в зависимости от содержания воды [12]. Этот интервал оказался полем стабильности эпидота в магматических условиях. При этом был установлен узкий (30°C) температурный интервал, в котором эпидот и роговая обманка сосуществуют, причем последняя растворяется, а количество эпидота нарастает.

Сходная картина наблюдается в бластомилонитах фундамента Молоковского бассейна. Структурные взаимоотношения эпидота, роговой обманки и биотита указывают на то, что эпидот кристаллизовался в присутствии расплава при одновременном растворении роговой обманки и биотита. Учитывая сходство минеральных ассоциаций в бластомилонитах Молоковского бассейна и синтетических гранодиоритах при экспериментальном плавлении, можно допустить и сходство термо-барических условий формирования пород.

Параметры экспериментального плавления [12] соответствуют условиям границы верхней и средней коры, т.е. глубинам около 10–15 км. Как уже отмечалось, при простом сдвиге эти глубины являются характерным уровнем заложения пологих поверхностей срыва – детачментов. Следовательно, структурно-текстурный и минеральный состав бластомилонитов Молоковского бассейна, с одной стороны, указывает на их принадлежность зоне палеодетачмента, а с другой – позволяет связать его заложение с характерными для простого сдвига глубинами в области раздела хрупкой верхней и вязкой средней коры.

Двухэтапность растяжения

Строение разреза, генезис и состав осадочных пород Молоковского бассейна отражают его полигенную эволюцию. Можно выявить два принципиальных этапа развития территории, закономерно сменяющихся во времени.

На первом этапе произошло заложение Молоковского бассейна, связанное с выводом в зону размыва бластомилонитов детачмента. Разрушение этих пород и быстрое захоронение кластики определило накопление сероцветных осадков первого цикла седиментации. Сбросообразование способствовало появлению контрастного рельефа. На отсутствие значительного выветривания подвергшихся эрозии пород и их непосредственной

близости к депоцентру указывает большое количество зерен кластогенного эпидота и структурно-вещественная незрелость отложений в целом. Многочисленные внутрiformационные угловые несогласия в породах сероцветной толщи свидетельствуют о синхронности тектоники и осадко-накопления (см. таблицу).

На втором этапе на фоне интенсивного роста поднятия комплекса ядра в сопряженных с ним бассейнах происходило накопление красноцветной континентальной толщи. Источниками кластики служили не только борта бассейна, но и более удаленные области, откуда поступал рециклированный обломочный материал, что привело к разрушению нестойких компонентов (в том числе эпидота) и общему повышению зрелости пород.

Наличие двух депоцентров

Если представления о связи формирования Молоковского бассейна с механизмом простого сдвига верны, то логично ожидать существование ряда сопряженных с ним структур: собственно корового комплекса и расположенного за ним второго осадочного бассейна. Рассмотрение структурных форм вкрест Центральнорусской трансплатформенной зоны по линии профиля Пестово–Максатиха–Редкино хорошо укладывается в рамки обсуждаемых построений.

Молоковский бассейн представляется областью главного погружения, ограниченной плечом лежащего блока с севера и флангом корового поднятия с юга. Геометрия бассейна хорошо согласуется с представлением о смещении висящего блока в южном направлении.

Комплекс ядра в этом случае представлен Торжокским выступом кристаллического фундамента, последовательным воздыманием которого и определялась история заложения и развития Молоковского бассейна. Отсутствие “аномального” (низкоскоростного) слоя на поверхности Торжокского поднятия согласуется с представлением о выводе на поверхность и размыве пород detachмента. Внешним по отношению к комплексу ядра оказывается параллельный Молоковскому Тверской бассейн. В пользу этого говорит ряд наблюдений. Во-первых, под обоими структурами установлен “аномальный” низкоскоростной слой, что соответствует нашим представлениям об изначальном заложении этих структур на единой зоне detachмента. Во-вторых, нижние части осадочного выполнения этих бассейнов имеют сходные геофизические свойства: скорость сейсмических волн в них достигает 4.5 км/с. В-третьих, геометрия Тверского бассейна и его параллельное Молоковскому положение хорошо согласуется с представлениями о его образовании за счет раз-

вития обратных сбросов по мере эволюции сдвиговой системы растяжения и южной миграции Торжокского поднятия комплекса ядра.

В пользу сопряженности данной системы структурных форм говорят и данные ГСЗ. Действительно, подъем поверхности Мохоровичича установлен под Торжокским выступом в 40–50 км к юго-востоку от оси Молоковского бассейна. Там же предполагается пологий (около 15°C) сквозь-коровый срыв юго-восточного падения [5].

Таким образом, представляется, что Молоковский бассейн является составным элементом системы сопряженных отрицательных и положительных структурных форм, важнейшими из которых являются Молоковский и Тверской прогибы, разделенные Торжокским поднятием. Развитие системы могло быть вызвано относительными перемещениями сопряженных по Центральнорусской трансплатформенной зоне блоков Русской плиты, в частности, сдвигом Балтийского мегаблока в юго-западном направлении под действием раздвиговых напряжений в Мезенской рифтовой системе [5].

В развитии системы намечаются несколько принципиальных этапов. С первым этапом связывается процесс внутрикорового плавления на границе хрупко-пластичного перехода, приведший к образованию мигматитов (рис. 4а). Этот этап предшествовал собственно сдвигу. Процессы мигматизации могли быть связаны с возникновением гравитационно нестабильной коры, например, за счет коллизионных процессов на границе крупных континентальных блоков. Термальное воздействие на кору обусловило снижение ее упругих свойств и тем самым предопределило возможность ее течения в дальнейшем.

На втором этапе снятие внешнего воздействия привело к растеканию гравитационно нестабильной коры. При этом происходило разрушение (тектоническая эрозия) хрупкой верхней и утонение пластичной нижней коры. Мигматизированная часть глубинных пород, представлявшая собой локальную плотностную неоднородность на границе двух сред, нагнеталась в верхние горизонты коры с образованием постепенно растущей антиформы (ядра). Этому процессу сопутствовал интенсивный динамометаморфизм, приведший к появлению бластомилонитов (см. рис. 4б).

Третий, заключительный, этап был связан с выводом на поверхность метаморфизованных пород, их интенсивной эрозией и быстрым захоронением кластики в генетически сопряженных осадочных бассейнах (см. рис. 4в). Дальнейшие глыбово-блоковые движения и эрозия завершили формирование предвендского структурного плана, который в дальнейшем был запечатан осадочным чехлом заложившейся синеклизы (см. рис. 4г). Такое представление хорошо согласуется с полу-

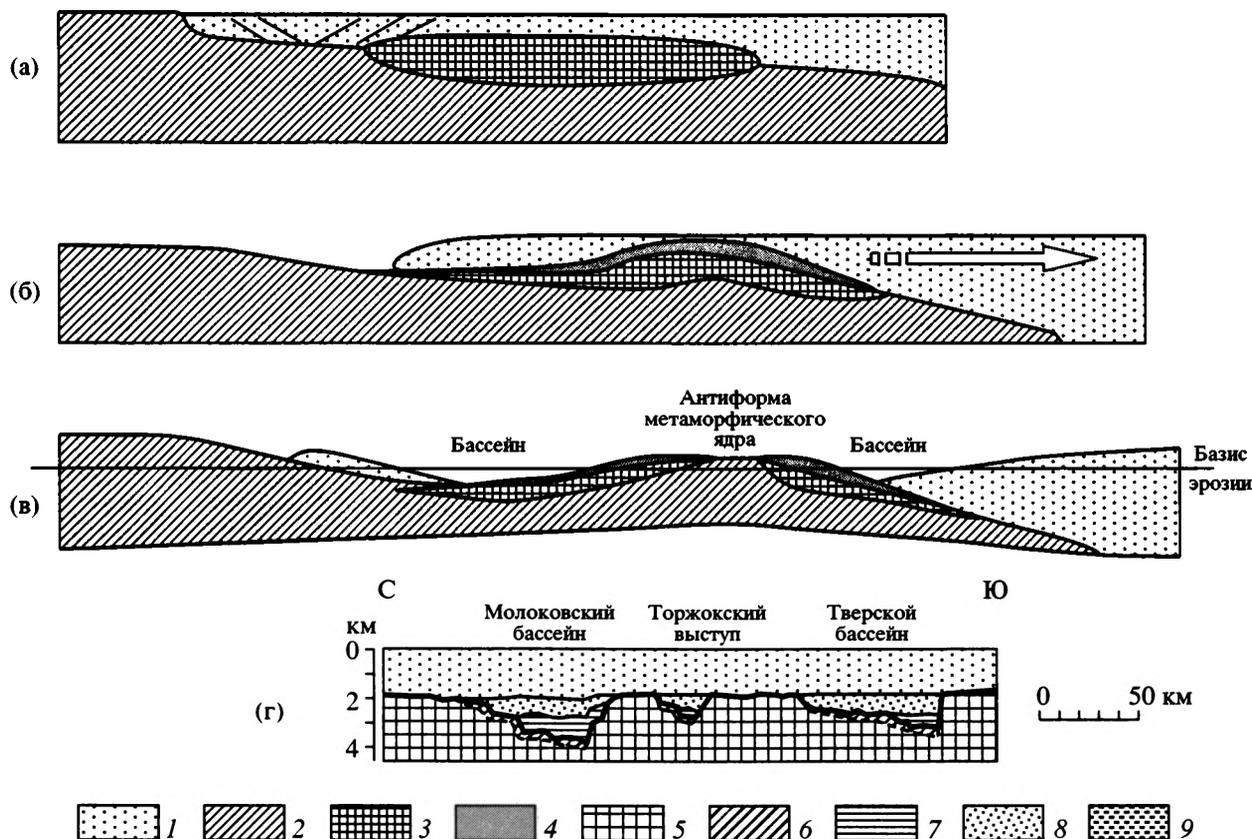


Рис. 4. Схема развития Молоковско-Торжокско-Тверской сдвиговой системы.

1, 2 – кора: 1 – хрупкая верхняя, 2 – пластичная нижняя; 3 – зоны мигматизации и мигматиты; 4 – blastsмилониты; 5, 6 – фундамент (по геофизическим данным): 5 – массивный, 6 – тектонический меланж; 7, 8 – верхнерифейские осадки: 7 – сероцветы, 8 – красноцветы; 9 – вендско-палеозойский чехол Московской синеклизы. См. объяснения в тексте.

ченными нами данными по ассоциации микрофоссилий из нижней сероцветной толщи. Они указывают на позднерифейский возраст осадков. Выше мы показали синтетектоническую природу этих осадков. Из этого следует, что вывод комплекса ядра и заложение структуры Молоковского бассейна не могут быть древнее позднерифейского времени. К позднему венду крупные тектонические движения в Центральнорусской трансформационной зоне прекратились. Молоковский бассейн достиг максимальных размеров и прекратил развитие как самостоятельная структура. Совместно с другими авлакогенами и отдельными грабен-прогибами он составил базальное осадочное основание заложившейся Московской синеклизы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше геолого-геофизические данные о строении Молоковского бассейна показывают, что его заложение и развитие не определялось симметричным растяжением коры. Комплекс данных позволяет предположить, что в образовании Молоковского бассейна значительную

роль играл механизм простого сдвига, при котором растяжение коры осуществлялось по пологой внутрикоревой зоне срыва – детачменту. Вещественным выражением этой зоны являются blastsмилониты фундамента бассейна. Появление мигматитов связано, вероятно, с внутрикоревым плавлением в начальную фазу растяжения. Внутрикоревый плутонизм должен был способствовать возрастанию пластичности коры, созданию плотностной неоднородности близ границы сред, что и предопределило формирование общего структурного плана области растяжения.

В развитии бассейна отчетливо прослеживаются два этапа, последовательно сменявшихся во времени по мере нарастания интенсивности растяжения. Вещественным выражением этих этапов являются, соответственно, сероцветная и красноцветная осадочные толщи.

Представляется вероятным, что развитие бассейна происходило в составе Молоковско-Торжокско-Тверской системы положительных и отрицательных структур, возникшей на границе рифея и венда в результате относительных перемещений отдельных блоков Русской плиты.

Авторы выражают благодарность Д.Л. Федорову за предоставленную схему поверхности кристаллического фундамента, разработанную коллективом НТЦ "Рифей"; М.В. Лучицкой и В.С. Федоровскому за консультации, замечания и советы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 98-05-64979 и 00-15-98531).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
3. Капустин И.Н., Владимирова Т.И., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Коновальцев Ю.Б., Кулаков С.И., Николаева В.И., Пряхина Е.А., Сулейманов А.К., Филлин С.И., Сапрыкин Э.В., Бурганов Р.Х., Костюченко С.Л. Гипсометрическая схема поверхности кристаллического фундамента Московской синеклизы масштаба 1 : 1 000 000. М.: НТЦ "Рифей", 1995. 2 л.
4. Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Анисеева О.В. Этапы развития рифейских осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 408–417.
5. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6–17.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории земли. М.: Наука, 1983. 280 с.
7. Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа // Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
8. Чамов Н.П., Костылева В.В., Анисеева О.В., Горбачев В.И., Есипко О.А. Развитие Молоковского бассейна в рифее // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. Матлы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию 19–21 декабря 2000 г. (Москва). М.: ГЕОС, 2000. С. 388–393.
9. Brun J.P., Sokoutis D., Driessche J.V.D. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes // Geology. 1994. V. 22. P. 319–322.
10. Fillmore R.P., Walker J.D., Bartley J.M., Glazner A.F. Development of three genetically related basins associated with detachment-style faulting: Predicted characteristics and an example from the central Mojave Desert, California // Geology. 1994. V. 22. P. 1087–1090.
11. Hubbert M.K. Mechanical basis for certain familiar geologic structures // Geol. Soc. Am. Bull. V. 62. 1951. P. 355–372.
12. Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. P. 65–94.
13. McKenzie. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
14. Naney M.T. Phase equilibria of rock-forming magnesian silicates in granitic systems // Am. J. Sci. 1983. V. 283. P. 91–108.
15. Wernicke B. Low-angle normal faults // Nature. 1981. V. 291. P. 645–648.
16. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth. Sci. 1985. V. 22. P. 108–125.
17. Wernicke B., Axen G.J. On the role of isostasy in the evolution of normal faults systems // Geology. 1988. V. 16. P. 848–851.
18. Zen E., Hammarstrom J.M. Magmatic epidote and its petrologic significance // Geology. 1984. V. 12. P. 515–518.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.М. Моралев

New Data on the Molokovo Basin Formation Mechanism (Russian Platform)

N. P. Chamov*, V. V. Kostyleva*, V. I. Gorbachev**, I. S. Gribova**,
O. A. Esipko**, Yu. B. Konoval'tsev***, and S. I. Filin***

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

**Nedra Scientific Production Center (Federal State-Owned Unitary Enterprise),
ul. Svobody 8/38, Yaroslavl, 150000 Russia

***Expedition no. 2, Tsentrgeofizika, Emmaus, Kalinin District, Tver Oblast, 170530 Russia

Abstract—Latest seismic and drilling data on the Molokovo basin are analyzed. The observed parameters are inconsistent with the symmetrical extension model. The dominant role of simple shear in formation mechanism is proposed. Two basin evolution stages with progressive extension magnitudes are recognized. The basin obviously evolved as a part of the Molokovo-Torzhok-Tver system of positive and negative structures initiated during the latest Riphean to Vendian as a result of block movements in the Russian platform.

УДК 551.242.03.052(476.2)

БОРОДУЛИНСКИЕ ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ (РУССКАЯ ПЛИТА) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ МЕХАНИЗМОВ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

© 2002 г. М. Г. Леонов, О. Г. Эпштейн

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 16.01.2001 г.

Сравнительный анализ процесса структурообразования в несцементированных сыпучих отложениях ледникового генезиса и в монокристаллических метаморфизованных образованиях докембрия позволил выявить действие своеобразного *структурообразующего механизма*, обусловленного общим для этих сред свойством – их *гранулированной структурой* и оказывающего существенное влияние на особенности проявления дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы гляциотектоники, несмотря на длительную историю их изучения, до сих пор вызывают живой интерес исследователей и содержат ряд спорных или нерешенных вопросов [6–8, 31–33]. Одним из них является вопрос о механизмах формирования структурных форм, и если общие условия деформирования горных пород, вызванных воздействием ледников, отражены в литературе достаточно полно [например, 6–8, 32, 34], то в понимании конкретных механизмов деформации остается много неясного, и в этом плане находение и описание новых природных объектов представляет значительный интерес.

Гляциодислокации широко представлены в Ярославском Поволжье и в сопредельных регионах [23] (рис. 1). Тем не менее, структуры ледникового генезиса, развитые в четвертичных и подстилающих их более древних отложениях у деревни Бородулино (Калязинский район Тверской области), вскрыты карьерными работами совсем недавно (1999 г.) и не описаны в геологической литературе (хотя они и отмечены на схеме расположения гляциодислокаций региона [23]). Их значение не ограничивается, однако, лишь “новизной” местонахождения (хотя это и важный момент); они содержат, кроме того, информацию, существенную для понимания некоторых аспектов общего процесса образования тектонических структур. Одним из таких аспектов является изучение деформации так называемых *гранулированных сред* – веществ с дискретной структурой, у которых внутренняя связность отдельных частиц (доменов) выше, чем связность частиц между собой, и которые обладают целым рядом особенностей проявления деформационного процесса, об этом будет сказано ниже. Нужно отметить, что применительно к геологическим проблемам

внимание исследователей направлено в основном на понимание физико-механических закономерностей поведения гранулированных сред и в меньшей степени связано с изучением гранулированных сред в процессе структурных преобразований горных масс в природных объектах, их описания единичны. Публикуемый материал в некоторой степени выправляет создавшееся положение, и мы надеемся, что он привлечет внимание исследователей к еще одной имеющей принципиальное значение стороне изучения структурообразующих процессов.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ДЕР. БОРОДУЛИНО

Разрез четвертичных и частично более древних (?) отложений обнажен в стенке временного карьера высотой 8–9 м и протяженностью около 55 м, вскрывшего 12–15-метровую вторую надпойменную террасу р. Жабня (правый приток р. Волги). Карьер расположен на правом берегу реки, приблизительно в 100 м от ее русла (рис. 2). Вскрытые отложения представлены семью слоями, объединенными в пять литостратиграфических комплексов, из которых четыре верхних (слои 1–5) имеют четвертичный возраст, а нижний (слои 6, 7) – предположительно позднемеловой–палеогеновый. Сверху вниз: сл. 1 – коричневая верхняя морена; сл. 2 – межморенные флювиогляциальные пески; сл. 3 – красная нижняя морена; сл. 4, 5 – подморенные пески, алевроиты и глины; сл. 6, 7 – дочетвертичный чехол Восточно-Европейской платформы (пески и алевроиты). Прямых указаний на возраст отложений в пределах изученного местонахождения нет, но по аналогии с близлежащими разрезами Верхне-Волжского региона [6, 23] возраст коричневой и крас-

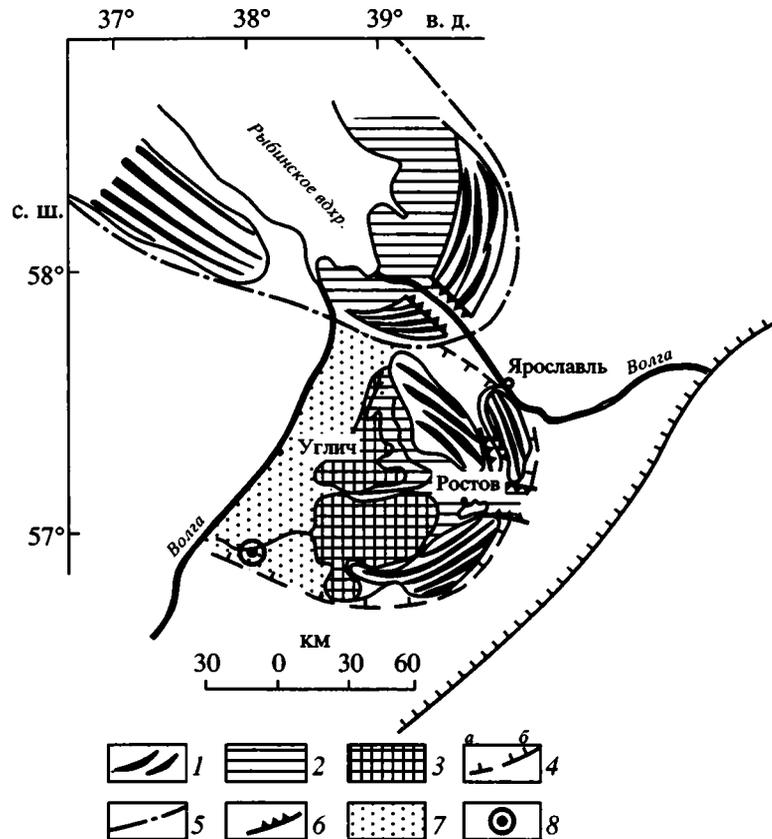


Рис. 1. Фрагмент гляциодинамической схемы позднечетвертичных оледенений Ярославского Поволжья, по [23].

1 – конечные морены; 2 – гляциодепрессии; 3 – лопасть калининского оледенения (чешуйчатые морены, гляциопротрузии и пр.); 4 – границы калининского оледенения: а – лопастная стадия деградации, б – максимальная стадия; 5 – лопастная стадия деградации осташковского оледенения; 6 – долины прорыва талых ледниковых вод; 7 – отложения флювиогляциальных потоков; 8 – местонахождение бородулинских гляциодислокаций.

ной морен условно определен соответственно как позднеплейстоценовый (калининский) и среднеплейстоценовый (днепровский). Следуя этому, пески, разделяющие морены, условно отнесены к среднему плейстоцену, а отложения, подстилающие моренные комплексы (сл. 4 и 5), – к раннему плейстоцену и мелу–палеогену (сл. 6 и 7).

Выделенные пять литостратиграфических комплексов объединены в три этажа с резко различной внутренней структурой, разделенные поверхностями структурной дисгармонии и (или) угловых несогласий. Поскольку статья имеет в основном *структурно-тектоническую* направленность, описание объекта будет приведено в соответствии с разделением на структурные этажи.

Верхний структурный этаж

Верхний этаж соответствует слою 1, который образует пластообразное тело видимой мощностью 4–4.5 м (см. сл. 1 на рис. 2). Особенности его внутреннего строения, которые описаны ниже, уверенно позволяют отнести отложения слоя к категории микститов [9].

Микстит состоит из темного коричневатого-серого (во влажном состоянии) или темно-коричневого (в сухом виде) песчано-алевритистоглинистого матрикса и рассеянных в нем многочисленных разноразмерных обломков различных пород и отдельных обособленных включений (отторженцев) рыхлых осадков. Отторженцы представлены буровато-серыми обычно глинистыми песками (вплоть до крупнозернистых), зеленовато-серыми и желтыми опесчаненными глинами, а также красными валунными глинами, которые, вероятно, являются отторгнутыми фрагментами расположенного ниже слоя 3. Отторженцы имеют различный размер – от сантиметровых линзовидных до 1.5 м мощностью и протяженностью до 2–4 м. Мелкие включения имеют массивное строение, а в отдельных крупных отторженцах обнаруживаются внутренние складчатые деформации. Субгоризонтальное в целом расположение включений рыхлых осадков (иногда в виде цепочек будин) придает микститу неясно и неравномерно проявленное полосчатое строение. Микстит имеет четко выраженную субгоризонтальную плитчатую отдельность.

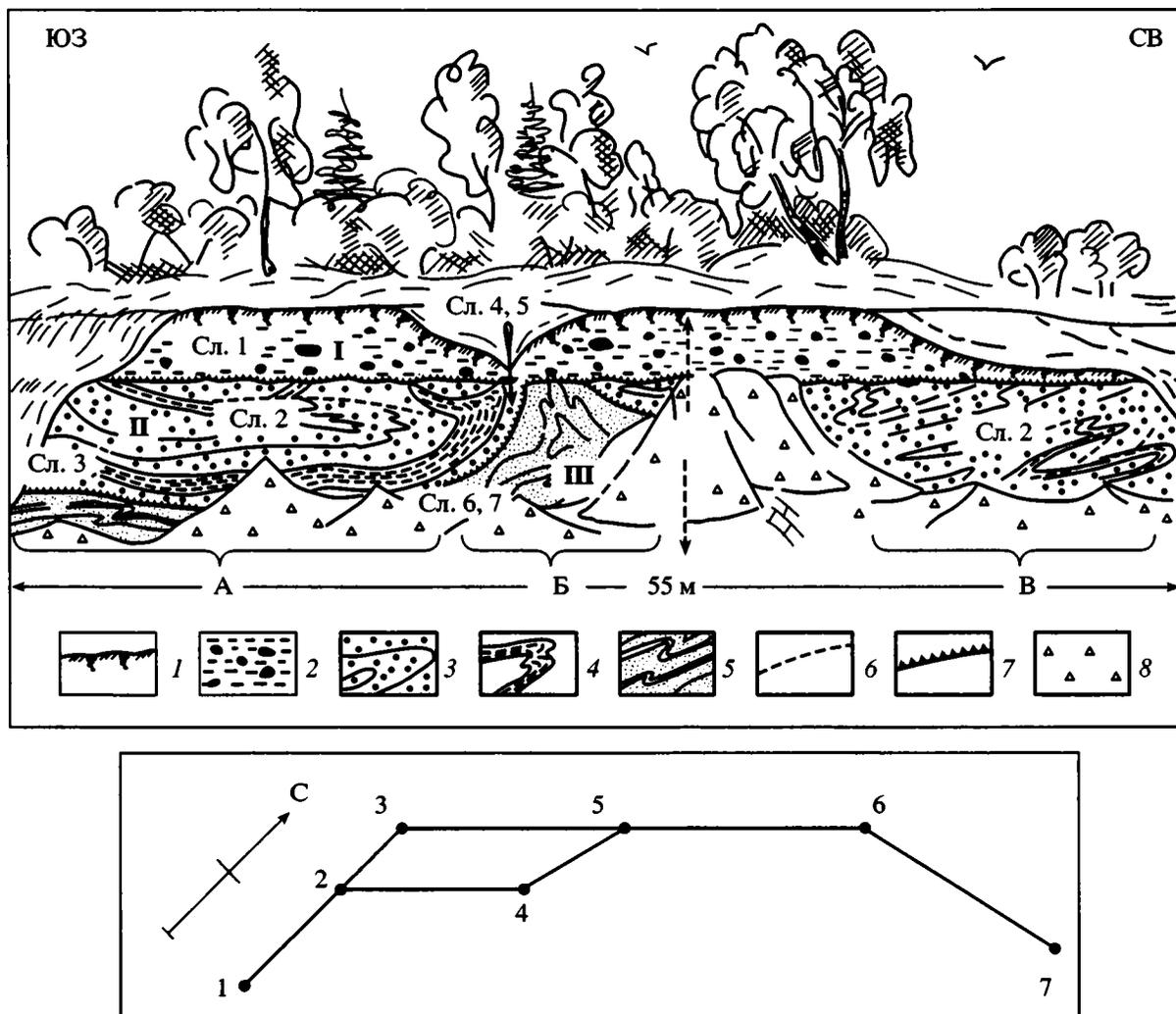


Рис. 2. Общий вид Бородулинского карьера. Внизу – схема ориентировки разрезов на рис. 2–5. На этом рисунке изображен сводный профиль по линии 1–2–4–5–6–7.

1 – почвенный покров; 2 – верхний структурный этаж: верхняя “коричневая” морена (сл. 1); 3–4 – средний структурный этаж: 3 – флювиогляциальные пески (сл. 2, 4, 5); 4 – нижняя “красная” морена (сл. 3) и пропластки глинистого материала во флювиогляциальных песках; 5 – нижний структурный этаж: меловые–палеогеновые (?) пески и алевриты (сл. 6, 7); 6 – основные разрывные нарушения; 7 – границы структурных этажей; 8 – осыпи. I, II, III – структурные этажи. А, Б, В – участки детальных зарисовок на рис. 3–5.

Среди обломков “твердых” пород, хаотически рассеянных в матриксе микстита, преобладают обломки до 5–7 см в поперечнике, хотя отдельные валуны достигают 0.5–0.7 м. Доминируют наиболее мелкие фракции. Почти половина обломочного материала имеет совершенно необработанные (первичные) участки поверхности (колющий угол, режущее ребро) и, согласно 5-балльной шкале [31], нулевой балл окатанности. Средний балл окатанности обломков не превышает 1.0. Половина обломков имеет одну, редко две или три плоские стесанные грани; на поверхности многих из них фиксируется ледниковая штриховка. Валуны преимущественно уплощенной формы со сглаженными ребрами и плоско-выпуклыми гранями, их длинные оси субгоризонтальны и субпарал-

лельны друг другу. Длинные оси обломков имеют ориентировку в северных румбах (350–50°).

В составе грубообломочного материала доминируют светлые обычно зернистые известняки (68%); заметная роль принадлежит терригенным породам (~6%); кремни, гранитоиды, гранито-гнейсы и кварциты составляют ~5%; в несколько меньших количествах (3.5–4.0%) присутствуют кварц и габбро-диабазы. Встречаются мраморизованные известняки, метаосадочные породы, амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы, липариты, андезиты, сиениты, кристаллические сланцы и фрагменты ростров белемнитов.

Подошва слоя субгоризонтальная со слабым наклоном (2–5°) в северных румбах. Она резко

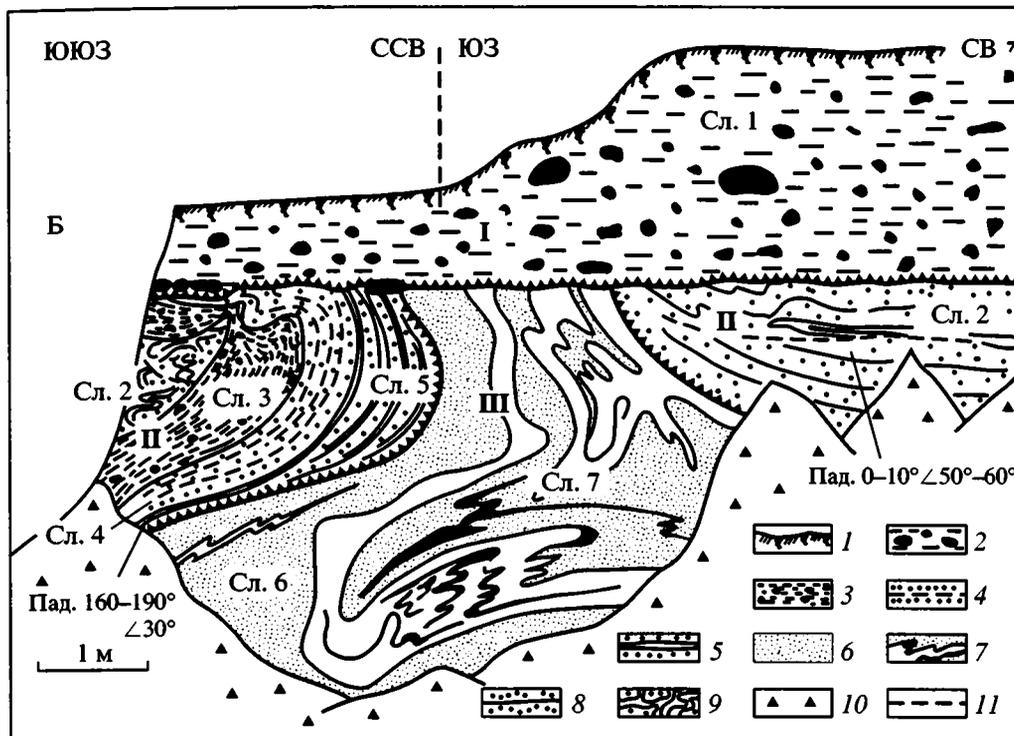


Рис. 3. Характер внутреннего строения и взаимоотношение структурных этажей в центральной части Бородулинского карьера. Профиль по линии 4-5 (левый отрезок) и линии 5-6 (правый отрезок) (см. рис. 2).

1 – почвенный покров; 2 – верхняя “коричневая” морена; 3 – нижняя “красная” морена; 4-9 – разнородные песчано-алевритовые отложения среднего и нижнего структурного этажей (описание в тексте); 10 – осыпи; 11 – разрывы. Толстая зубчатая линия – граница структурных этажей. Структурные этажи: I – верхний, II – средний, III – нижний.

несогласно (до 90°) срезает все нижележащие слои и структуры. При этом нижняя поверхность осложнена мелкими пологоволнистыми неровностями. Длина “волн” 10–50 см, высота до 3–5 см. Отмечены и резко выраженные неровности, выступы, “залывы” и вмятины (до 20–30 см по вертикали). Обращенная на юг сторона выпуклостей обычно более крутая, чем северная. У подошвы слоя, на контакте с подстилающими осадками, наблюдается концентрация валунов, значительная часть которых приурочена к внешней крутой южной стороне выступов подошвы слоя. Некоторые валуны вдавлены в нижележащие отложения. Имея в целом экзарационный характер, подошва слоя обнаруживает ряд признаков тектонического срыва и надвигового перемещения, в частности, волнообразные борозды в подошве слоя с острыми и округлыми гребнями и отчетливо выраженными зеркалами скольжения на их поверхности. Ориентировка гребней и штриховки на зеркалах скольжения: от СЗ $330-340^\circ$ до СВ $10-30^\circ$, \angle падения до 5° – соответствуют общей ориентировке удлиненных включений и общему положению подошвы слоя.

Все перечисленные признаки: характер строения толщи (наличие матрикса и включений, относительная бесструктурность основной массы); взаи-

моотношение матрикса и включений (пудинговый облик породы); состав и характер обломочного материала (наличие экзотических отторженцев пород различного состава и генезиса и переотложенных остатков ископаемой фауны, слабая сортировка, специфическая сглаженность валунов и наличие штриховки на их поверхностях) – позволяют уверенно отнести охарактеризованные выше отложения слоя 1 к категории микститов ледникового генезиса [9]. Согласно [31], важным показателем ледниковой природы микстита является также низкая окатанность (средний балл менее 1.0) заключенных в нем обломков. Четко выраженная плитчатость слоя 1, его заметная полосчатость, общая однородность, залегание в виде единого пласта, хорошо проявленная преимущественная ориентировка длинных осей грубообломочного материала свидетельствуют, согласно классификации [6], о принадлежности этого ледникового микстита к типу плитчатых морен (группа монолитных основных морен).

Средний структурный этаж

Второй сверху (средний) структурный этаж включает в себя сл. 2, 3, 4, 5 (рис. 3, см. рис. 2).

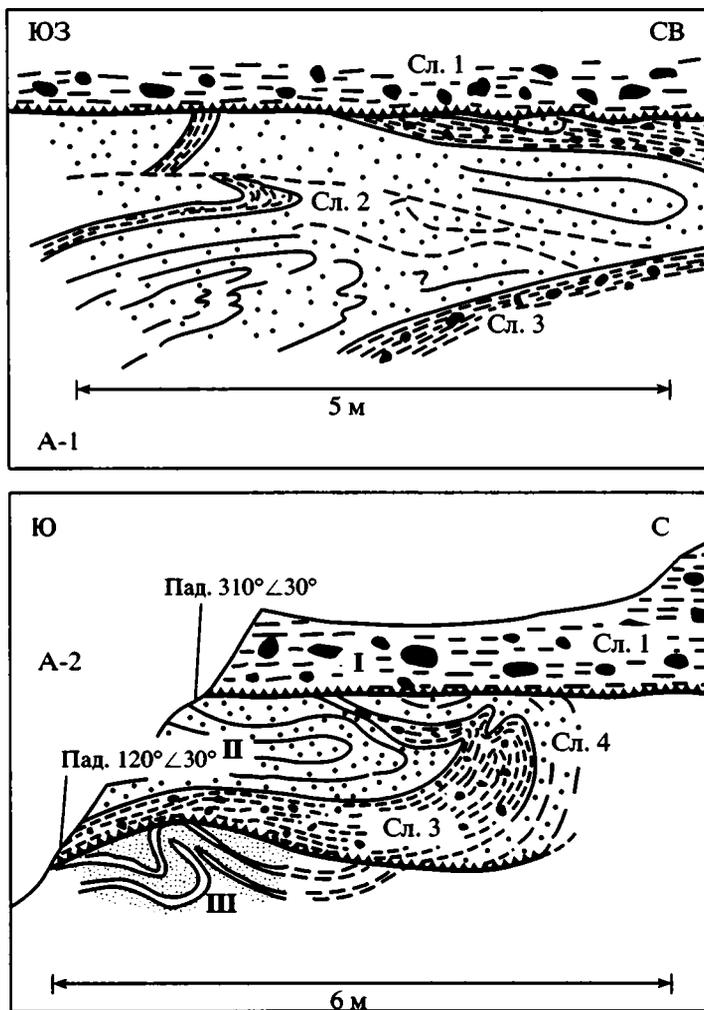


Рис. 4. Структура юго-западной части обнажения: А-1 – складчато-разрывная структура песков в ядре “западной” лежащей синклиальной складки (профиль по линии 2–4); А-2 – строение ядра “западной” синклинали и ее взаимоотношение с меловыми – палеогеновыми (?) отложениями нижнего структурного этажа (профиль по линии 2–3). Место зарисовок см. на рис. 2, условные обозначения см. на рис. 2, 3.

Сл. 2. Пласт (мощность 1 м) тонко- и неяснослоистых серых, желтовато-серых, ржаво-коричневых и розовато-красных слабо слюдистых железненных песков с прослойками кирпично-красных глин и алевритов. Толщина слойков 0.5–5 см. Пески среднесортированные, преимущественно мелко- и среднезернистые, слоистые. Слоистость обусловлена чередованием слойков, разных по структуре, зернистости и степени ожелезненности. Наблюдаются отдельные удлиненные будины (размером от 10×30 до 20×120 см) пестрых плохо сортированных мелко-, средне- и крупнозернистых гравийников, состоящих из угловатых обломков пород, сходных по составу с обломками, содержащимися в сл. 1. По характеру строения и особенностям взаимоотношений с перекрывающими и подстилающими образованиями (см. ниже) этот пласт можно отнести к межморенным флювиогляциальным отложениям московского времени.

Сл. 3. Пласт микстита (мощность около 1 м), состоящего из ярко-красного или буровато-красного существенно глинистого матрикса и рассеянных в нем разнообразных по размеру обломков пород и включений рыхлых осадков. Микстит обладает неясно выраженной полосчатостью, слабо выраженной плитчатостью, в отдельных случаях приобретающей вид скорлуповато-линзовидной отдельности. Содержащиеся в микстите многочисленные удлиненно-линзовидные отторженцы представлены песками, алевритами и глинами, аналогичными подстилающим. Включения глин иногда сложно перематы и образуют с красным глинистым матриксом своеобразную смесь, в которой с трудом распознаются первично обособленные фрагменты.

Грубообломочный материал неравномерно распределен в глинистом матриксе, что создает пудинговый облик породы. В очень небольшой и доста-

точно случайной выборке обломков (29 штук), размер которых колеблется от 0.5 до 1.5 см, преобладают обломки с нулевой окатанностью (62%); средняя окатанность частиц – 0.8 балла. Часть обломков имеет шлифованные притертые грани, покрытые ледниковой штриховкой. В составе обломков этой выборки преобладают светлые карбонатные породы (48%), однако, в отличие от верхней коричневой морены (сл. 1), здесь, наряду с белыми известняками, широко (50% от общего количества карбонатных обломков) представлены отторженцы белого пясчого мела. В составе обломков отмечены также разнообразные гранитоиды, кварц, габбро-диабазы, алевролиты и мраморизованные известняки. Встречены отдельные обломки габбро-амфиболитов и метаморфических сланцев.

Верхний контакт сл. 3 с вышележащими отложениями субсогласный, хотя и наблюдается некоторая дисгармония его внутренней структуры со структурой сл. 2. Нижний контакт на основном протяжении обнаженного участка также субсогласный, но в юго-восточной части карьера наблюдается резкое срезание складчатой структуры подстилающих слоев (рис. 4, А-2) и несогласное залегание сл. 3.

Породы сл. 3 обнаруживают признаки как монолитных, так и чешуйчатых основных морен [6] и по положению в разрезе могут соответствовать среднечетвертичному возрастному интервалу.

Сл. 4. Пласт (мощность 30 см) четко- и тонко-слоистых пестроцветных песков, алевритов и глин. Пески имеют светло-желтую, розовато-красную, зеленовато-серую окраску, глины – кирпично-красную. Слоистость параллельная, очень тонкая. Все кластические разности содержат то или иное количество глинистой примеси. Граница с подстилающим слоем 5 резкая, четкая, субпараллельная внутренней слоистости.

Сл. 5. Пласт (мощность до 1 м) чередующихся параллельных слоев мелко- и крупнозернистого алеврита и песка с различной степенью ожелезнения, что создает тонкополосчатую окраску породы. Толщина слоев от 0.1–2 до 3–5 см. Принадлежность этого пласта к среднему или нижнему комплексу неясна, и определить ее на основании данных лишь по описываемому обнажению затруднительно. По литологическим особенностям слой 5 более сходен с породами среднего комплекса (ярко выраженная пестроцветность, наличие красно-кирпичных глин, разнозернистость); по структурной позиции, поскольку пласт глин слоя 3 срезает различные подстилающие горизонты (в том числе, вероятно, и сл. 5), он может быть отнесен к нижнему комплексу. Вопрос остается открытым. Отложения сл. 4 и 5, по-видимому, соответствуют подморенным флювиогляциальным образованиям раннеплейстоценового (?) возраста.

Нижний структурный этаж

Нижний этаж (сл. 6 и 7) выделяется по более светлой окраске, относительной гомогенности и тонкозернистости пород, а также по резко дисгармоничному относительно вышележащих слоев внутреннему структурному рисунку и переменной мощности пластов.

Сл. 6. Пласт (мощность 0.3–1 м) светло-розовых и белых песков, кварцевых, неяснополосчатых, тонкозернистых, относительно гомогенных и не содержащих глинистой примеси. Характерно небольшая примесь светлой слюды. Полосчатость субпараллельная, но наблюдается косое замещение и местами срезание розовых и белых слоев.

Сл. 7. Пачка чередующихся мелкозернистых неяснослоистых розовых и бело-розовых песков типа сл. 6 и чисто белых и желтовато-белых кварцевых песков с пропластками кирпично-красных глинистых песков. Присутствуют пакеты (мощностью в первые десятки сантиметров) тонко переслаивающихся желто-коричневых и буровато-коричневых глин и светлых песков и алевритов.

В юго-восточной части обнажения сл. 6 и 7, вероятно, срезаны сл. 3 и на уровень его нижней границы выведены в результате складчатых деформаций более нижние (?) горизонты разреза, представленные (см. рис. 4, А-2) пачкой переслаивающихся белых и розовых кварцевых песков и темно-серых и темных зеленовато-серых глин. Нижний комплекс (в составе сл. 6 и 7) резко отличен от залегающих выше гляциальных образований и, по-видимому, не связан с ними генетически. Об этом свидетельствуют положение в разрезе, особенности состава и строения, специфика структурных форм. С известной долей условности он может быть отнесен к верхнемеловым–палеогеновым чехольным образованиям Восточно-Европейской платформы. Вовлечение этих отложений в дислокации, имеющие ледниковый генезис, зафиксировано в ряде мест Ярославского Поволжья [23]. Такова последовательность напластования пород, наблюдаемая в пределах выемки карьера у дер. Бородулино.

ВНУТРЕННЯЯ ДИСЛОКАЦИОННАЯ СТРУКТУРА

Особенности внутренней дислоцированности описанных выше горизонтов отражают наличие трех структурных этажей: верхнего, среднего и нижнего (см. рис. 2–4).

Деформации верхнего структурного этажа

Ледниковый микстит залегает субгоризонтально с очень пологим (2–5°) падением подошвы пласта в северных румбах. Все структурные особеннос-

ти его сложения (плитчатость, полосчатость, следы растаскивания – будинирования рыхлых включений) отражают лишь те условия образования отложений, которые свойственны плитчатым моренам [6], то есть обстановку умеренного послойно-пластического течения материнского мореносодержащего льда, в пределах которого слои с различными скоростями движения разграничиваются отчетливыми плоскостями скольжения (именно им в морене отвечают плоскости плитчатой отдельности). Активный эрозионный характер подошвы морены проявляется в наличии на ее поверхности зеркал скольжения и своеобразных мелких клиновидных выступов – так называемых “подошвенных знаков” [43]. Учитывая данные по другим районам [37, 42, 43 и др.], можно полагать, что эти клиновидные выступы морены образованы в результате заполнения моренным материалом абразионных борозд, которые выпаханы валунами, влекомыми в базальной части ледника.

Формирование самого моренного пласта происходило в условиях относительно однонаправленного движения льда в базальной зоне ледникового покрова. Об этом свидетельствует одна и та же пространственная ориентировка (север–юг) грубообломочного материала в морене и гребней клиновидных выступов ее подошвы. Эти выступы во внешней более крутой (обращенной на юг) своей части обычно содержат валуны, глубоко (до 10–20 см) вдавленные в нижележащие осадки. Присутствие валунов в южных концах этих борозд указывает на направление движения ледника с севера на юг. В морене фрагментарно сохранились следы (дислоцированные отторженцы рыхлых осадков) и предшествовавшей гляциодинамической обстановки, которой было свойственно движение льда по плоскостям внутренних сколов.

Деформации среднего структурного этажа

Породы среднего этажа (сл. 2–5) дислоцированы чрезвычайно интенсивно, и дислокации в нем отличаются определенной упорядоченностью. В пределах обнаженного участка выделяются две крупные и сложно построенные пликативные структуры (см. рис. 3, 4): юго-западная и северо-восточная синклинали, которые разделены псевдоантиклинальной (протрузивной) структурой, принадлежащей нижнему структурному этажу. Обе синклинали представляют собой практически лежащие изоклинные складки с субпараллельными крыльями и наклоном осевых плоскостей в северных румбах под углом в 5–20°.

Юго-западная синклиналь (см. рис. 3, 4) имеет протяженность около 25 м. Синклинальная форма четко очерчена пластом красной глинистой морены (сл. 3), которая образует крылья структуры. Верхнее, висячее крыло запрокинуто (аз. падения 350–360°, $\angle 25\text{--}40^\circ$). Верхняя морена среза-

ет его (см. рис. 3, 4). Нижнее лежащее крыло субгоризонтально и имеет слабо изогнутую форму. Замок складки острый, асимметричный. Осевая плоскость волнистая, в первом приближении субгоризонтальная или слабо наклоненная в северных румбах. Наблюдается изменение мощности глинистого и других пластов за счет перетекания материала и нагнетания его в замковую часть структуры, которая осложнена складкой более высокого порядка. Моренные глины включают многочисленные включения подстилающих пород, которые подчеркивают внутреннюю дислоцированность глин и образуют вместе с ними своеобразную тектонизированную смесь. В зонах брекчирования песчано-алевритовый материал выполняет роль базального “цемента”, связующего удлиненные отторженцы красной морены.

В ядре структуры находятся флювиогляциальные пески сл. 2 (см. рис. 2–4). Они залегают в целом согласно с пластом моренных глин, образуя ядро синклинали, очерчиваемое неясно выраженной полосчатостью. В то же время фиксируются и более мелкие (от долей метра до метра) изоклинные складки более высоких порядков, осложненные продольными субслойными разрывными нарушениями (аз. пад. 15°, $\angle 10^\circ$) с субслойным или слегка косым проскальзыванием отдельных горизонтов. Видимая амплитуда перемещения от первых сантиметров до 1–1.5 м. Все эти дислокации подчеркнуты тонкими темно-коричневыми песчаными зонками, которые приобрели окраску за счет обогащения их окислами железа. *Забегая несколько вперед, отметим, что выделения окислов железа маркируют в обнажении большинство деформационных элементов, связанных с развитием складчатых и сдвиговых (в механическом смысле) деформаций.*

В ядерной части синклинали пески интенсивно брекчированы. Отдельные домены песчаного материала (размером по длинной оси до 10–20 см) имеют в плане треугольную, трапециевидную, ромбоидальную, линзовидную и изометричную форму, разделены тонкими, непостоянной мощности (0.5–10 см) инъекциями темно-коричневых песков, внедрившихся между блоками по трещинам растяжения и отрыва. В инъекционных песках видна “флюидальность”, параллельная стенкам полостей отрыва и резко дисгармоничная по отношению к направлению слоистости основной массы песков сл. 2. Наблюдается незначительное (до нескольких сантиметров) смещение блоков относительно друг друга.

Северо-восточная синклиналь (протяженностью около 20–25 м) имеет очень сложное строение (рис. 5). Она представляет собой изоклинную практически лежащую структуру с субгоризонтальной или слабо наклоненной ($\angle 10\text{--}30^\circ$) в северных румбах осевой плоскостью. Ядро склад-

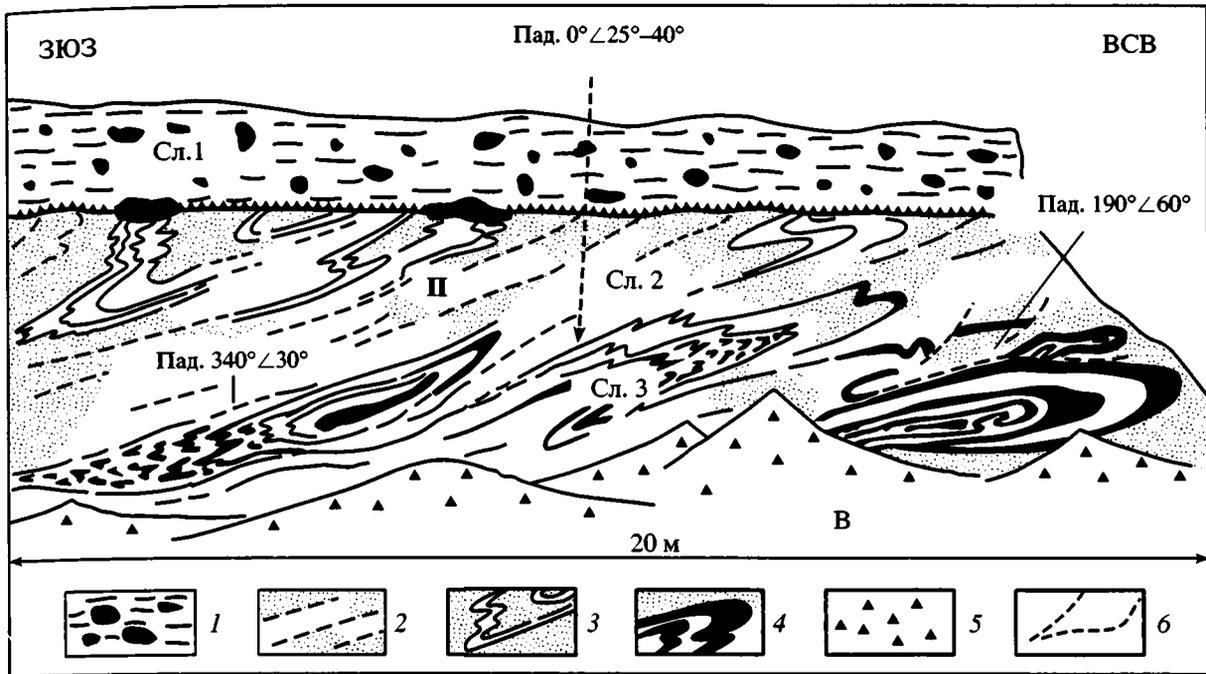


Рис. 5. Структура каскадных складок в пределах "восточной" лежачей синклинали (профиль по линии 6-7, см. рис. 2).

1 - верхняя "коричневая" морена; 2 - неяснослоистые пески; 3 - складчатые деформации в песках, слагающих ядро синклинали; 4 - колчановидные складки, сформированные из лежащего крыла синклинали; 5 - осыпи; 6 - разрывные нарушения. Толстая зубчатая линия - граница между структурными этапами. Структурные этажи: I - верхний, II - средний.

ки сложено флювиогляциальными песками сл. 2; верхнее крыло эродировано и срезано пластом верхней морены; нижнее представлено интенсивно тектонизированной красной нижней мореной. Крылья складки практически субпараллельны, замок острый и очень тонкий. Нужно отметить, что эта складчатая структура первого порядка не является единой, а представляет собой сложный каскад парагенетически связанных складчатых структур второго порядка, субслойных и секущих разрывных нарушений, структур разлинзования, будинажа и тектонического течения.

Флювиогляциальные пески образуют серию очень узких (гребневидных) асимметричных лежачих складок с осевыми плоскостями, полого наклоненными в ССВ-м направлении (аз. пад. 330-340°, ∠10-30°). Углы падения на крыльях 10-30° при падении пластов в СЗ-, С- и СВ-ых румбах. Эти складки развиты как бы автономно, концентрируются в отдельных объемах пород и переходят по простирацию и по разрезу в субпараллельно залегающие пески без признаков складчатых дислокаций. Складки дисгармоничные, осложнены более мелкими сжатыми пликативными формами более высоких порядков, а также пологими надвигами, имеющими те же элементы залегания, что и пласты на крыльях складок. Все деформации видны только благодаря дискретной кон-

центрации окислов железа, которые создают ясно выраженную полосчатость, маркирующую складчатые формы. В чистых песках, хотя и ясно, что они испытали деформацию изгиба и внутреннее перераспределение вещества, никаких следов этой деформации обнаружить не удастся.

Вблизи контакта песков с нижележащей красной мореной в лежащем боку антиклинальной складки второго порядка, в зоне субгоризонтального срыва наблюдается отшнурованное тело красной морены, имеющее меняющуюся мощность (от 0.2 до 2 см), протяженностью около 2.5 м. В верхней половине пласта морены наблюдаются мелкие разрывные нарушения, изоклинные складочки, своеобразные песчано-глинистые брекчи.

Нижнее лежащее крыло складки, сложенное красной мореной сл. 3, имеет очень сложное строение (см. рис. 5). Пласт красной морены растащен и превращен в серию кулисообразно расположенных, "вложенных" одна в другую сжатых лежачих антиклинальных складок часто с параллельными крыльями. Замки этих структур острые, осложненные мелкими дисгармоничными структурами (складочками, гофрировкой) более высоких порядков, растащены на отдельные деформированные фрагменты с образованием псевдокливажной и псевдосланцеватой структуры.

Последняя подчеркивается выделениями окислов железа и тонким расслаиванием глинистого материала песками. Изменение мощности пластов и характер деформаций свидетельствуют о существенном пластическом перераспределении материала и о нагнетании его в замковые части складок с оттоком из области крыльев. По простиранию и по падению происходит пластическое растекание, растаскивание, “рассеивание” ядерной части складок. Наблюдается вторичное, структурное, расслаивание толщи красных глин и возникновение вторичной дислокационной полосчатости, обусловленной тонким чередованием песков и красных глин. Отличить эту структурную полосчатость от первичной седиментационной слоистости не всегда возможно.

Характерной и важной (в контексте данной статьи) особенностью деформационного процесса в пределах описываемого объекта является формирование колчановидных “псевдоскладок” или структур типа “матрешки” и “матрешек-близнецов”. Они фиксируются по округлой, эллипсоидальной или иной другой *замкнутой форме* замков, которые на поперечном срезе выглядят как конкреционные образования (см. рис. 9). Последовательное срезание параллельных пластин породы позволило с полной достоверностью установить наличие таких структурных форм в пределах обнажения. Ниже будет показано, что эти структуры не являются складками в строгом смысле термина, так как не испытали деформацию изгиба.

Таким образом, можно констатировать, что пространственно упорядоченные складчатые деформации образуют основной стиль структурного рисунка в пределах среднего этажа.

Разрывные формы деформаций менее характерны. Они представлены, в основном, двумя типами: субгоризонтальными или слабо наклонными вязкими и хрупкими разрывами типа послонных срывов и надвигов и секущими разрывами типа сбросов, взбросов и сдвигов. Субслоиные разрывы сопровождают обычно складчатую структуру (см. рис. 4). Они имеют субгоризонтальную или слабо наклонную к северу ориентировку плоскостей сместителей, которая определяется наклоном осевых плоскостей складок и их крыльев. В результате формируются небольшие чешуйчато-надвиговые пакеты. Вдоль поверхностей сместителей иногда фиксируются зеркала скольжения с характерной штриховкой, а также темные милониты с чешуйчато-линзовидной отдельностью. Амплитуду смещения вкрест простирания установить невозможно, но перемещения по простиранию достигают нескольких десятков сантиметров, реже около одного метра. Размер чешуй по простиранию достигает 3–7 м, толщина варьирует от первых сантиметров до 1–2 м. В результа-

те чешуйчатого строения в разрезе оказываются совмещенными различные горизонты. При этом происходит дислокационное взаимопроникновение различных горизонтов, но этот процесс будет рассмотрен при описании взаимоотношений среднего и нижнего этажей. Фиксируются (хотя и достаточно редко) поперечные хрупкие разрывы с небольшими (5–15 см) амплитудами смещения типа сбросов или взбросов (см. рис. 4, 5). Разрывы секут различные горизонты среднего комплекса, но не прослеживаются в породе верхнего. Вдоль сместителей крутых разрывов образуются зонки повышенной цементации с зеркалами скольжения. И как было показано выше, в отдельных горизонтах разрядка напряжений осуществляется за счет процесса брекчирования.

Деформации нижнего структурного этажа

Нижний структурный этаж обнажен в центральной части карьера в “антиклинальном” поднятии, которое структурно четко вырисовывается по линии контакта среднего и верхнего этажей и которое в верхней части срезано подошвой “коричневой” морены (см. рис. 3, 4). Внутренняя структура нижнего этажа резко отличается от относительно упорядоченной структуры среднего хаотическим обликом. Ядро “антиклинали” имеет неправильные извилистые очертания и сложное, асимметричное строение. Пликативные формы – с причудливыми, хаотическими очертаниями. Характерны напряженные разнопорядковые складки с округлыми и острыми замками, растянутыми, будинированными и разорванными крыльями. Складки разных порядков часто дисгармоничны, сопровождаются оттоком материала из одних участков и нагнетанием его в другие области, с формированием заливов и изгибов причудливой формы. Одни пласты смещены относительно других.

Ориентировка осевых плоскостей и внутренних складок высоких порядков меняется в соответствии с изменением общей формы структуры. При этом происходит чередование сильно деформированных горизонтов (участков) и горизонтов с субпараллельной слоистостью, в которых деформация практически не фиксируется. Структурный стиль толщ закономерно меняется в пространстве: в центральной части структура наиболее напряженная и хаотичная, при приближении к крыльям она становится все более упорядоченной и все формы становятся субпараллельными границам “антиклинали”. При этом в результате расчистки карьера в глубину удалось выяснить, что общая структура нижнего комплекса имеет *замкнутый контур* сложной формы с сигмоидальными и коленообразными изгибами пластов. Из чего следует, что данная структура – это, в принципе, колчановидная складка очень сложной формы, а общий деформационный рисунок этого

геологического тела сходен с таковым соляных или глиняных диапиров. Однако нужно обратить внимание на то, что главная ось структуры в данном случае наклонена в северных румбах очень полого ($\angle 10-30^\circ$), что соответствует общей ориентировке осей колчановидных "складок" и остальных структурных элементов среднего этажа. Перемещение горных масс шло не строго вертикально, а, скорее, в субгоризонтальном направлении. При этом происходит взаимопроникновение пород различных горизонтов, что подчеркивается, в частности, характером взаимоотношений нижнего и среднего комплекса в восточной части выхода Б (см. рис. 2, 3), где отчетливо видно внедрение друг в друга бело-розовых песков нижнего комплекса и рыжих ожелезненных песков среднего с образованием сложных заливов, мелких пликативных структур и структурного перемешивания разных типов отложений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИС БОРОДУЛИНСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

Итак, мы рассмотрели основные закономерности строения разреза и особенности структурного стиля Бородулинских дислокаций. По всей совокупности данных можно заключить, что эти дислокации носят гляциотектонический характер, т.е. сформировались за счет нарушения первичного залегания отложений под воздействием ледника [8] и являются субгляциальными [6]. Во всяком случае, описанные выше вещественные и структурные парагенезы полностью соответствуют парагенезам, описанным в местах уверенно диагностируемых гляциодислокаций [6, 8].

Анализ полученных материалов позволяет говорить о том, что Бородулинские гляциодислокации являются результатом деятельности позднелейстоценового (калийского) ледникового покрова. На это указывает полная согласованность (соответствие) пространственного положения основных литоседиментационных элементов в верхней (калийской) морене (ориентировка грубообломочного материала и абразионных бороздок у подошвы пласта) и элементов тектонической структуры (положение шарниров и осевых плоскостей складок, ориентация разрывов, будинажа, расщепления и др.) в нижележащих отложениях. Эти выводы подтверждаются и данными [23]. Падение важнейших линейных и плоскостных элементов среднего и нижнего этажей на север (навстречу движению ледника) отражает наличие асимметричного давления, вызванного движением ледникового покрова, что соответствует общим закономерностям гляциотектонических деформаций, в том числе и в описываемом регионе [23, 41]. Влияние ледника на образование описанных структурных форм косвенно подтверждается

и их средоточием в комплексе пород гляциально-го генезиса.

Все характерные особенности дислокаций среднего структурного этажа (сл. 2-5), а именно: наличие складчатых структур и особенности их морфологии (прежде всего, образование колчановидных складок); пластическое перераспределение материала; дисгармония структур разного порядка; постепенные переходы по простиранию и по разрезу в недислоцированные объемы; большое число послойных зон растяжения и межслоевого проскальзывания; возникновение вторичной деформационной полосчатости; дифференциальное движение отдельных частиц и доменов вещества относительно друг друга; ограниченная роль хрупких деформаций и некоторые другие признаки – указывают на деформацию пород комплекса в условиях вязко-пластического течения. При этом весь комплекс структурных форм свидетельствует о чрезвычайно высокой пластичности и подвижности горных пород.

Большинство из указанных выше признаков характерны и для структуры нижнего этажа, однако ее формирование происходило несколько иначе. Слабо наклонное положение оси сложной колчановидной складки нижнего структурного этажа по отношению к горизонту, наряду с другими структурными особенностями этой структуры (в особенности с ее сложной формой и петлевице-но-хаотическим внутренним рисунком), свидетельствует о компрессионно-эжективном [10, 21] ее генезисе, который связан не с плотностной инверсией (как в диапире), а с вязкостной инверсией, обеспечивающей значительную внутреннюю подвижность вещества, т.е. данная структура может быть отнесена к категории типичных протрузий. Ее формирование связано с активным вязко-пластическим течением материала и активным внедрением его в более молодые толщи пород гляциального комплекса. Это внедрение подчеркивается и характером взаимоотношений нижнего и среднего комплекса в восточной части выхода Б (см. рис. 1, 2), где отчетливо видно взаимопроникновение бело-розовых песков нижнего комплекса и рыжих ожелезненных песков среднего с образованием сложных заливов, мелких пликативных структур и структурного перемешивания разных типов отложений.

Деформирование осадков ледникового ложа, как и во многих других случаях [6, 26, 35, 39], произошло в результате латерального перемещения субгляциального вещества, которое вызвано [6, 8] прямой передачей субстрату напряжений, создаваемых давлением движущегося ледника и составляющих, по оценкам [35, 38], от 60 до 90% общей кинетической энергии базальных слоев ледника.

Важное значение в процессе формирования гляциодислокаций в породах среднего и нижнего структурных этажей имело их физическое (температурное и агрегатное) состояние. Судя по присутствию в них хрупких деформаций (мелкие сдвиги, сбросы, взбросы, элементы брекчирования и пр.), эти осадки находились в мерзлом состоянии, которое благоприятствует развитию в них деформаций ползучести даже при очень небольших напряжениях [25, 37–39]. Учитывая данные [33], можно полагать, что формированию структуры способствовали также песчано-глинистый состав, позволяющий развиваться процессу флюидизированного течения вещества, а также наличие литологически контрастных слоев и слоистая текстура самих отложений.

Таким образом, в четвертичное время район был ареной действия Скандинавского ледникового покрова [23], – на Балтийский щит как на питающую провинцию указывает набор обломков метаморфических и изверженных пород в составе моренных комплексов. Средне- и позднеплейстоценовые оледенения запечатлелись в разрезе четвертичных отложений в виде моренных комплексов и разделяющих их флювиогляциальных осадков. Насколько можно судить по набору отложений и парагенезу тектонических структур, движение ледника, направленное с ССЗ-да на ЮЮВ-к, вызвало перемещение и взбрасывание ледниковых осадков в южных румбах с формированием каскада лежащих и запрокинутых складок и находящихся с ними в парагенезе хрупких деформаций (прежде всего, послонных срывов, надвигов и взбросов и структур вязко-пластического течения). Вероятно, синхронно с формированием структуры ледниковых отложений (возможно, и несколько позже) в деформацию были вовлечены отложения доледникового субстрата, которые сформировали инъективную псевдоантиклинальную структуру (протрузию), вызвавшую в отложения среднего комплекса и вызвавшую дальнейшее усложнение общей структуры. В заключительную стадию оледенения активными стали процессы экзарации рыхлого ледникового ложа. В результате подледниковая поверхность приобрела ярко выраженный “эрозионный” характер со срезанием всех гляциотектонических структур, возникших ранее в осадках субстрата. И наконец, гляциогенное осадконакопление конечной фазы активной деятельности ледника привело к формированию типичной плитчатой морены (верхний структурный этаж), которая легла на экзарационную субгляциальную поверхность. Динамическое воздействие ледника в это время не прекращается, но оно опосредовано через тело верхней морены, которая также испытывает перемещение в пространстве и в процессе надвигания вызывает усложнение структуры подстилающих отложений. Учитывая повышенную пластичность и теку-

честь осадков, можно допустить длительное и постепенное усложнение общей структуры в течение всего времени существования этих отложений, даже и после снятия ледниковой нагрузки. Подтверждением этого является изменение глубины залегания подошвы верхней морены. Разница в гипсометрическом уровне ее залегания может составлять 6–8 м на расстоянии в 20–25 м, что, скорее всего, объясняется наличием складчатых дислокаций и (или) масштабных разрывов.

Таковы основные особенности строения и истории формирования Бородулинских дислокаций. Однако их изучение и анализ литературного материала по деформации несцементированных четвертичных отложений ледникового генезиса (а также несцементированных сыпучих и псевдосыпучих пород в целом) позволяют затронуть некоторые более общие вопросы формирования тектонических структур и рассмотреть действие некоторых, пока еще мало изученных механизмов структурообразования, одним из которых является механизм течения гранулированных сред.

ДЕФОРМАЦИЯ ГРАНУЛИРОВАННЫХ СРЕД

Исследование гранулированных сред – одно из приоритетных направлений современной науки (1–3, 24, 32, 36, 40, 44, 45). Согласно определению [36], гранулированная среда представляет собой совокупность большого числа дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. К гранулированным веществам в геологии относятся, прежде всего, рыхлые сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления), а также и некоторые горные породы, которые принято считать монолитными, но монолитность которых весьма относительна (например, метаморфические сланцы, гнейсы). Специалисты считают [44], что даже совокупность литосферных плит может рассматриваться как гранулированная среда.

Гранулированные среды представляют собой как бы четвертое состояние вещества, и их свойства отличаются от свойств и поведения твердых тел, жидкостей и газов. В некоторых аспектах они изучены весьма детально, и показано [39, 44], что они обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформации, электропроводности, прохождения акустических волн. Физика гранулированных сред находит отражение в области седиментологии [44], структурной геологии и тектоники [2, 3, 24]. Механика гранулированных сред убедительно объясняет такие геологические феномены, как обратная градиционная слоистость, отмечаемая во флишевых отложениях и в селевых потоках, раскрывает закономерности образования дискретно-кольцевых

структур, проявлений сейсмичности и пр. Интересной особенностью гранулированных сред является [36, 45] независимость их свойств от обычной (измеряемой градусником) температуры и наличие собственной, так называемой “гранулярной”, температуры, которая дает существенный вклад в повышение тепловой энергии вещества гранул и вмещающего флюида. Установлено также [36, 45], что в гранулированных средах давление на глубине – величина случайная; оно определяется своеобразным характером передачи напряжений и зависит, главным образом, от системы и плотности упаковки частиц.

Одним из свойств гранулированных сред в процессе их объемного перемещения (которое во многом сходно с процессом течения жидких тел) является то, что они могут не приобретать структурного выражения этого течения. Приведем пример: пересыпем некоторое количество песка из одного объема в другой – песок течет как жидкость, а его объем в целом испытывает деформацию, но в новом объеме не возникает никаких видимых структур, отражающих процесс деформации. Та же ситуация складывается при тектоническом течении горных пород, таких, как пески, гравийные и галечные несцементированные отложения, а также при деформации условно твердых пород, таких, к примеру, как песчаники или кварциты. Если порода, в которой зерна (гранулы) имеют возможность дифференциального перемещения, однородна и не содержит посторонних примесей, в ней не окажется и следов деформации. Но когда в породе присутствуют посторонние примеси или происходит их выделение и концентрация в процессе деформации (например, механическая дифференциация и сегрегация вещества), то могут возникать некие маркеры, отражающие как само наличие деформации, так и рисунок возникших структурных форм. Подобные маркеры были обнаружены нами при изучении протоплатформенных образований Карельского массива (Балтийский щит) [11, 13].

Внутрислойная деформация шокшинских и сегозерских кварцито-песчаников. В строении раннепротерозойского проточехольного комплекса Карельского массива принимают участие пласты и горизонты мономиктовых кварцито-песчаников с очень незначительной примесью глинистых частиц и иных включений. Иногда это чисто белые кварциты (сегозерская серия), иногда красноцветные (шокшинская свита). Красная окраска обусловлена окислами железа, пленка которых обволакивает обломочные зерна. Изменения первичной структуры пород в отдельных пластах и горизонтах шокшинской свиты были зафиксированы давно. Структурно-вещественные преобразования, связанные с дифференциальным скольжением, согласно данным предшественников [4, 5] и нашим наблюдениям [13], выражены в появле-

нии ориентированных удлиненных зерен кварца, их растворении, грануляции и перекристаллизации, в возникновении новых метаморфических минералов и перекристаллизации первичных. Элементы ориентированной структуры и текстуры на зерновом уровне сами по себе не могут служить доказательством объемного течения, однако существование подобных структур и текстур наталкивало на мысль, что они могут отражать его существование. Необходимо было лишь обнаружить реперы, фиксирующие реальное перемещение вещества в пространстве.

Изучение шокшинских и сегозерских отложений показало, что одним из следствий вещественной трансформации пород является сепарация окислов железа (гематит ?), вторичное перераспределение и концентрация которых фиксируют относительное перемещение гранул (зерен, структурно обособленных микрообъемов породы) и процесс тектонического течения в целом. Детальное описание структур и их интерпретация даны в [11, 13]. Здесь мы рассмотрим лишь обобщенные данные, соответствующие аспекту сообшения.

Выделены три способа формирования структур пластического течения, фиксируемых вторичными выделениями окислов железа (рис. 6).

А. Процесс начинается с образования кливажных сколов, косо ориентированных по отношению к напластованию пород. Иногда он зарождается по направлению косо седиментационной слоистости, а отдельные кливажные сколы проникают в вышележащие слои – формируется вторичная (структурная) “косая слоистость” (см. рис. 6А, левый чертеж). Процесс сопровождается общим осветлением породы за счет перераспределения окислов железа и их концентрации вдоль трещин скальвания. Возникает система яркоокрашенных ожелезненных зон, косо расходящихся пласты кварцито-песчаников. При возникновении внутрипластового и субслоистого объемного течения элементарные объемы вещества (зерна, агрегаты зерен, скопления окислов железа) испытывают дифференциальное смещение, вследствие чего первично субпараллельные полоски окислов железа изменяют первоначальную форму, образуя изгибы и приобретая форму складок продольного течения (см. рис. 6А, правый чертеж). На последующих стадиях процесс осложняется формированием послойного кливажа (сланцеватости), который сечет складки и изгибы и смещает границы слойков, еще более подчеркивая латеральное перемещение отдельных доменов и вещества в целом. Границы слойков и полосок становятся неровными, зубренными, напоминая стилолиты. На границе кварцевых зерен наблюдаются структуры растворения и микростилолитовые швы. На границах слоев, в которых

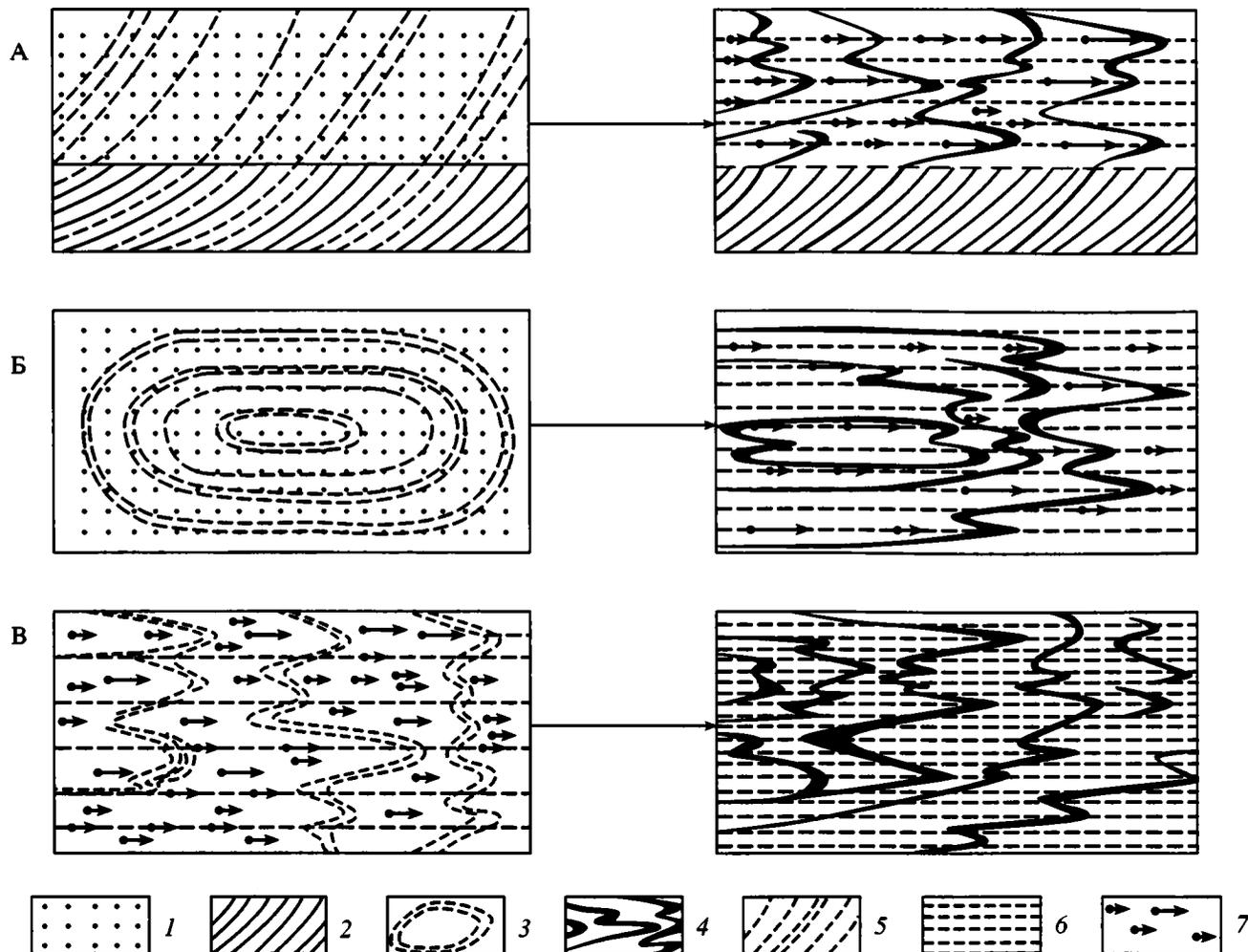


Рис. 6. Механизмы возникновения структурно-вещественной полосчатости, фиксирующей объемное течение вещества в кварцито-песчаниках шокшинской и сегозерских свит (объяснения в тексте).

1 – кварцито-песчаники; 2 – косая слоистость; 3 – кольца Лизеганга и выделение окислов железа; 4 – структурная полосчатость, черное – объемы, обогащенные окислами железа; 5 – кливажные поверхности (секущие); 6 – субслойный кливаж; 7 – элементарная амплитуда смещения зерен и микрообъемов в кварцито-песчаниках.

проявилось тектоническое течение, фиксируются послойные срывы и преломление ожелезненных полосок. Структуры внутрислоевого течения фиксируются не повсеместно, а только в отдельных горизонтах, что свидетельствует о дискретном проявлении деформации в толще кварцито-песчаников.

Б. Процесс пластического течения накладывается на первичные диагенетические образования типа колец Лизеганга (см. рис. 6Б). Этот тип течения представлен в кварцито-песчаниках шокшинской свиты (рис. 7) и особенно четко – в породах сегозерской серии на юго-западном побережье одноименного озера (рис. 8). Породы здесь залегают полого под углом $10-15^\circ$ к горизонту. Нижние горизонты обнаженной части разреза представлены пластами диабазов и залегающих выше пестроцветных кварцито-песчаников с хорошо

выраженными седиментационными структурами и текстурами. Диабазы и пестроцветные песчаники в наблюдаемом интервале нарушены серией вертикальных трещин, которые разбивают породы на ортогональные блоки размером $1 \times 3, 1.5 \times 5$ м. Трещины зияющие, что свидетельствует об их возникновении после образования всей колонны осадков и их полной литификации. Генетически это преимущественно трещины отрыва, но встречаются и трещины скола.

В залегающей выше пачке белых кварцитов сеть трещин более частая и выкальвываемые блоки имеют форму прямоугольных параллелепипедов с длинной стороной, ориентированной в направлении ЮЮЗ–ССВ. Субширотные трещины ассоциируют со стилолитовыми швами нескольких поколений с длиной зубцов до $10-15$ см. Парагенез стилолитовых швов и субширотных трещин

отрыва, переход по простираению трещин отрыва (растяжения) в структуры сжатия (стилолиты) указывают на неоднородную деформацию кварцито-песчаников.

В белых кварцито-песчаниках фиксируются множественные микрокливажные деформации с толщиной микролитонов 0.1–3 мм. Объемы пород между кливажными поверхностями деформированы пластически: зерна кварца имеют линзовидную форму, гранулированы и перекристаллизованы; отмечены агрегаты с волнистым погасанием и бластосаммитовой структурой; возникшая сланцеватость подчеркивается субпараллельным расположением чешуек серицита и мусковита.

Процесс хрупко-пластической деформации наложен на сформированные ранее диагенетические образования типа колец Лизеганга, образованные выделениями окислов железа (гематит?). Эти диагенетические структуры сформированы, вероятно, в результате динамической разгрузки внутри каждого из блоков при образовании системы трещин растяжения и до деформации хрупко-пластического течения. Об этом свидетельствует соответствие размеров и формы “колец” размерам и форме выколотых блоков. Но нельзя исключить и того, что отгонка окислов железа происходила и в процессе деформации. Железистое вещество образует тонкие лентообразные выделения там, где они параллельны границам блоков и расположены вдоль кливажных поверхностей и соответствующей им сланцеватости. Там же, где фрагменты колец ориентированы вкрест простираения кливажа и сланцеватости, ширина лент увеличивается, полосы приобретают зубчато-волнистый облик, соответствующий расположению кливажных поверхностей и микросколов. Поперечные участки полос изогнуты и образуют неровный зигзагообразный рисунок, отвечающий амплитудам смещения по каждой из микрокливажных плоскостей (см. рис. 8).

Итак, можно видеть, что микроструктурные данные указывают на возможность тектонического течения, а его реальное существование устанавливается по смещению микрообъемов гематита в соответствии с амплитудой перемещения в каждой конкретной точке деформируемого тела. Тектоническое течение кварцито-песчаников неоднородно, что приводит к формированию сложного изогнутого, петлеобразного рисунка первично шарообразных диагенетических выделений. Процесс тектонического течения осуществляется за счет дифференциального движения микрообъемов вещества в пределах отдельных слоев и горизонтов и приводит к замене первичных осадочных структур и текстур новой структурно-метаморфической полосчатостью, к выносу и перераспределению примесей железа и общему осветлению породы.

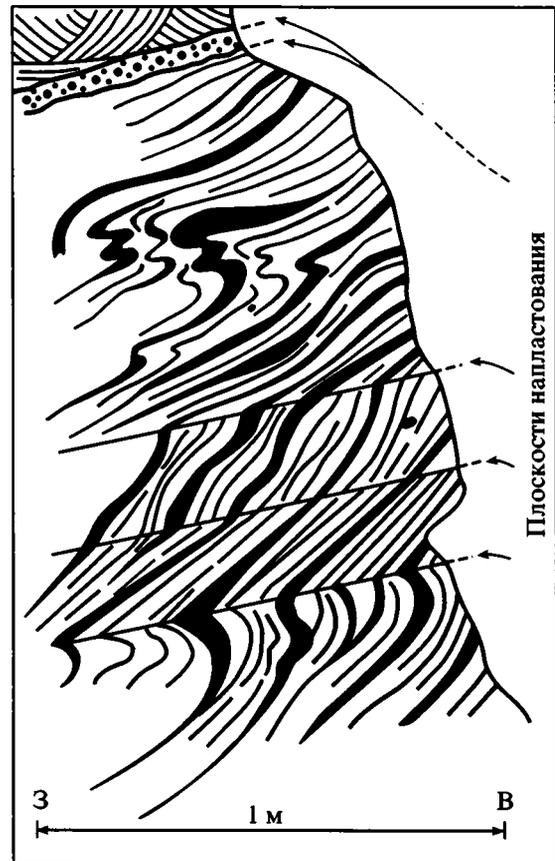


Рис. 7. Деформация объемного течения и формирование колчановидных структур в кварцито-песчаниках шокшинской свиты (объяснения в тексте).

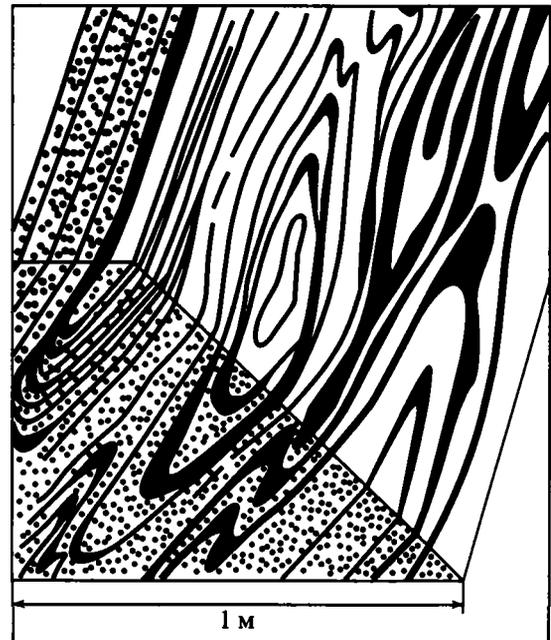


Рис. 8. Деформация колец Лизеганга в кварцитах сегозерской серии (объяснения в тексте).

В. Третий вариант предполагает одновременное возникновение полосчатости и внутрислойной деформации и их генетическое единство (см. рис. 6В). В процессе течения происходит механическая и метаморфическая дифференциация вещества с отгонкой окислов железа и одновременным оформлением “складок послойного течения”. Представляется вероятным, что третий механизм формирования структур описываемого типа присутствует в качестве составляющей первых двух разновидностей процесса.

Таким образом, кварцито-песчаники шокшинских и сегозерских отложений испытали внутрислойное тектоническое течение. Деформация пород зафиксирована комплексом структурных признаков, а реальное перемещение – по изменению взаимного расположения гематитовых выделений. Элементарная амплитуда течения (но не амплитуда перемещения всей массы пород) определяется относительным смещением соседствующих точек. Наблюдаемый характер выделения окислов железа и форма структурного рисунка свидетельствуют о том, что течение горных пород в данном случае осуществлялось в виде *гранулированной среды*, где каждый элементарный объем (гранула) испытал перемещение, относительно независимое от соседствующих объемов (детальную аргументацию см. в [10–13]).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Итак, нами описаны четвертичные гляциодислокации местонахождения Бородулино (Центральные районы Восточно-Европейской платформы), а также показаны некоторые особенности тектоники гранулированных сред в метаморфических толщах протоплатформенного чехла Карельского массива. При всех *кардинальных различиях* в возрасте, структурной позиции и тектонических условиях формирования структуры этих регионов и толщ можно видеть, что в обоих случаях мы, по-видимому, имеем дело с проявлением тектоники гранулированных сред, причем в песках этот процесс просто неизбежен.

При описании четвертичных гляциодислокаций мы обратили внимание на то, что, несмотря на интенсивную деформацию и тектоническое течение, в песчаных горизонтах, явно испытавших внутреннее перераспределение материала (вторичное изменение мощности пластов, отток и нагнетание), в породе зачастую *нет структурных признаков* перемещения вещества в пространстве. Это указывает на то, что течение вещества, которое четко устанавливается в пределах среднего и нижнего этажей, осуществляется в гранулированной среде при отсутствии значимой внутренней связности и при дифференциальном перемещении ее отдельных частиц. Реальность явления подтверждается и тем фактом (который

мы подчеркивали ранее!), что складчатые формы и структуры, отражающие деформацию течения, фиксируются в неслоистых песчаных пластах лишь благодаря вторичной структурно-вещественной полосчатости, создаваемой перераспределением и концентрацией или глинистого вещества, или окислов железа, как это наблюдалось в шокшинских и сегозерских отложениях. Явление дифференциального перемещения несвязных частиц объясняет также и латеральное “растворение” замков складок и отдельных линзовидных объемов вещества (рис. 9).

Из вышесказанного следует: в процессе формирования гляциодислокаций, помимо прочих факторов (обводненность, смерзание, гетерогенность пород и пр.), существенную роль играет фактор *гранулированности* среды, который приводит в действие своеобразный механизм “бесструктурного” течения, обусловленного дифференциальным перемещением частиц вещества. Данный механизм не только облегчает развитие тектонического течения, но приводит также к возникновению специфических “псевдоскладчатых” структур, которые, хотя и имеют форму типичных складок, не испытали деформации изгиба. В этом отношении они являются неким подобием складок скальвания или кливажных складок [20]. Аналогичное явление наблюдается также в метаморфических кварцитах и кварцито-песчаниках протоплатформенного разреза Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, тектоническое течение гранулированных сред – явление реальное, и распространено оно, по-видимому, гораздо шире, чем это представляется в настоящий момент (см., например, [14, 15]. Особенно если речь идет о деформации сыпучих отложений или метаморфических пород, в которых, в силу их внутреннего строения, свойства гранулированных сред проявлены наиболее отчетливо. Это наблюдение особенно интересно в контексте общего проявления структурообразующих процессов. На рисунках и фотографиях можно видеть, что структурные формы и общий структурный парагенез Бородулинских дислокаций (а также и гляциотектонических форм других регионов [6–8]) чрезвычайно сходны со структурным парагенезом метаморфических толщ, описанным в [17, 18, 22]. Те же складки послойного течения, будинаж, разлинзование, рассланцевание, пластическое перераспределение материала, парагенез складчатых структур с послойными срывами и надвигами, структуры вращения, сложное взаимопроникновение разнотипных пород друг в друга, механическая и структурно-вещественная дифференциация вещества и пр. При этом набор структурных форм отвечает парагенезу вязко-пластического течения, характерному для метаморфических пород [17, 18]. Это сходство особенно подчеркивается наличием колчано-видных складок [19], возникновением вторичной

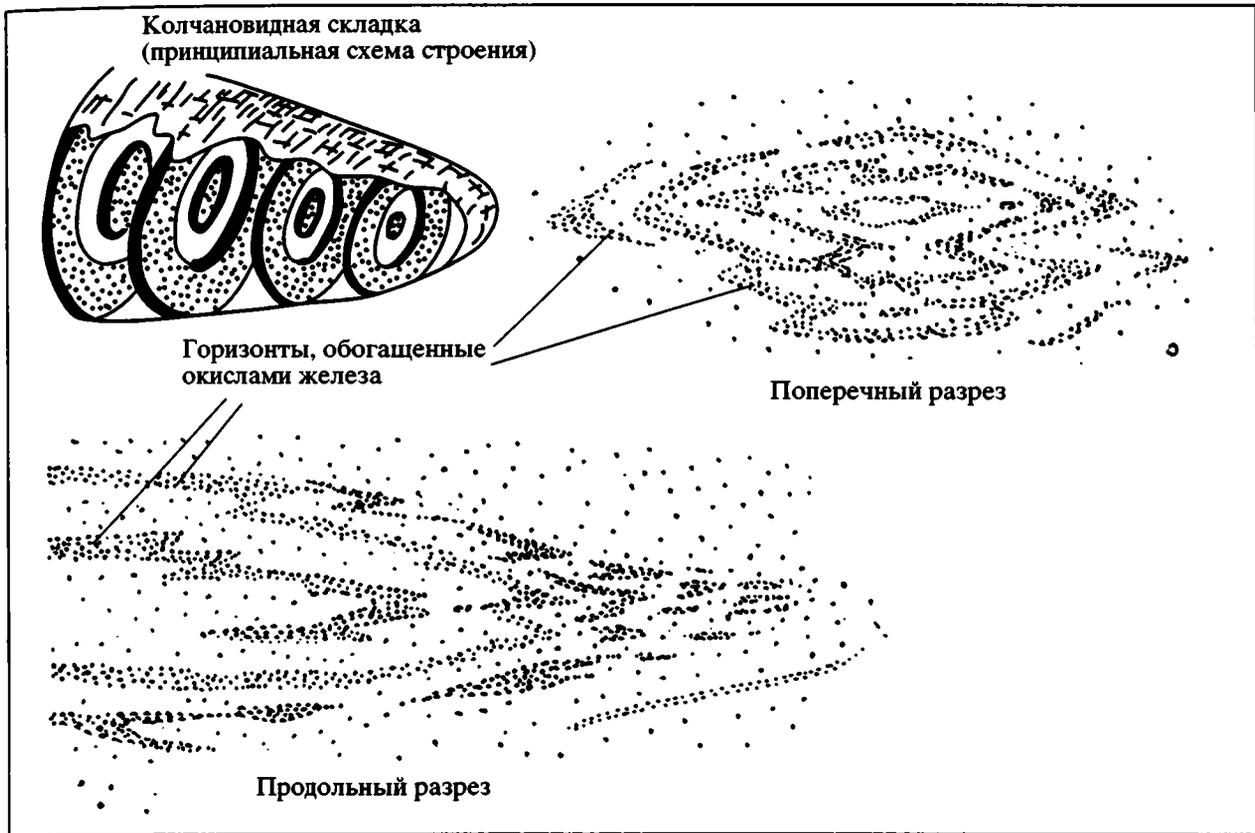


Рис. 9. Образование псевдоскладок в песчаных горизонтах межморенного комплекса (объяснение в тексте).

деформационной полосчатости и объемной пластической деформацией пород. Все указывает на то, что в той и другой: сыпучей и метаморфической – субстанции при всех их различиях присутствует некий общий фактор, имеющий принципиальное влияние на процесс структурообразования. Приведенный материал позволяет предположить, что таким фактором является *гранулированность* этих сред. В случае сыпучих материалов этот тезис очевиден; в случае метаморфических пород он весьма вероятен, ибо последние обладают многими свойствами гранулированной среды. Подчеркнем главные из них: 1) дискретность строения (относительно крупные минеральные зерна или их агрегаты, с одной стороны, и, с другой – относительно мелкокристаллическая основная масса); 2) соответственно, ослабленные связи между “гранулами”, облегчающие их независимое перемещение относительно друг друга (вспомним “тектонику разрыхления” Г. Штилле [30]); 3) флюидонасыщенность, облегчающая и ускоряющая (так же, как и в водонасыщенных и мерзлых грунтах) процессы деформации течения; 4) грануляция зерен как один из способов структурного преобразования минеральных фаз и первичной релаксации напряженного состояния; 5) характерный структурный рисунок с обособле-

нием ромбоэдровидных объемов – в типичных гранулированных средах такой рисунок обусловлен характером передачи напряжений [44]. К этому можно добавить, что, судя по данным [15, 16, 27–29], мерзлые грунты являются своеобразной разновидностью метаморфических пород и процессы течения и в тех, и в других развиваются сходным образом. Работами [1–3 и др.] показаны также и другие особенности структурообразования в дискретных средах, имеющие существенное значение в контексте данной статьи. Характерной чертой дискретной среды является также относительное вращение (перекатывание) зерен, которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и, главным образом, способствует существенному снижению эффективного угла трения, что, по мнению [2, 3], может быть интерпретировано как проявление сверхпластичности. Вторая сторона процесса связана с проявлением дилатансии (увеличение объема) породной массы в процессе деформирования. Особенно сильно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и при-

водит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсивные процессы перемещения и “внедрения” разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование вертикальных и горизонтальных протрузивных тел [12, 22]. Особые пластические состояния соответствуют также предельному равновесию на дискретных поверхностях скольжения без возникновения пластичности в примыкающих объемах; это явление хорошо объясняет субпослойную неоднородность тектонического течения, которая наблюдается и при гляциодислокациях, и в метаморфических породах. При этом, по данным [1], увеличение скорости сдвига напрямую связано с разрыхлением (разжижением) материала в зоне сдвига, что, в свою очередь, приводит к сегрегации и самосортированию материала (так характерного для метаморфических пород!).

Таким образом, сравнительный анализ процесса структурообразования в несцементированных сыпучих отложениях и в монолитных метаморфизованных образованиях позволил выявить действие *особого структурообразующего механизма*, обусловленного общим для этих сред свойством – *их гранулированной структурой* и оказывающего существенное влияние на особенности проявления дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.Ю. Колодяжному и М.Л. Сомину – за помощь в сборе и обработке материала; Ю.А. Лаврушину и А.С. Полякову – за полезные консультации и предварительное обсуждение материала; Н.В. Короновскому и А.В. Лукьянову – за тщательный просмотр рукописи при рецензировании и конструктивные советы, касающиеся содержания и компоновки статьи. Авторы также признательны жителю дер. Бородулино С.К. Котову за техническую помощь, оказанную при подготовке карьера к изучению.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 01-05-64281) и Научной школы (грант № 00-15-98531).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
2. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // *Успехи механики*. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.
3. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Условия предельного равновесия фрагментированных горных масс в макро- и микромасштабе // *Докл. АН. Геофиз.* Т. 338. № 5. С. 675–679.
4. *Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // *Докл. АН СССР*. 1963. Т. 151. № 3. С. 675–678.
5. *Копелиович А.В., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
6. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
7. *Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г.* Каневские гляциодислокации. М.: Наука, 1982. 102 с.
8. *Левков Э.А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
9. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН, Вып. 344.)
10. *Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 16–33.
11. *Леонов М.Г.* О тектонической деформации гранулированных геологических сред // *Докл. АН*. 1997. Т. 353. № 1. С. 79–82.
12. *Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии кристаллических массивов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России (материалы совещания)*. М.: ГЕОС, 2000. С. 291–295.
13. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // *Бюл. МОИП. Сер. геол.* 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
14. *Лукьянов А.В.* Пластическая деформация и тектоническое течение горных пород литосферы // *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 1980. С. 105–146. (Тр. ГИН. Вып. 343.)
15. *Лукьянов А.В.* Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН. Вып. 460).
16. *Лукьянов А.В.* Особенности тектоники материковых льдов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 3–20.
17. *Миллер Ю.В.* Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // *Геотектоника*. 1982. № 6. С. 88–96.
18. *Миллер Ю.В.* Важнейшие структурные парагенезы кристаллических комплексов // *Материалы симпозиума “Структурные парагенезы и их ансамбли”*. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.
19. *Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
20. *Паталаха Е.И.* Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиоров // *Геотектоника*. 1966. № 3. С. 109–124.
21. *Паталаха Е.И., Гарагаш И.А.* Приразломное смятие (сдвиговое течение) и складкообразование // *Геотектоника*. 1990. № 6. С. 69–78.
22. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологи-

- ческих структур. Киев: Изд-ие Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
23. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС, 2001. 157 с.
 24. Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. проблемы разработки полезных ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.
 25. Роман Л.Т. Прогноз длительной прочности структурно неустойчивых мерзлых грунтов // Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1991. С. 79–90.
 26. Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А. Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР / Ред. Чемяков Ю.Ф. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. С. 73–78.
 27. Цитович Н.А. Механика грунтов. М.-Л.: Гос. изд-во литературы по строительству и архитектуре, 1951. 528 с.
 28. Цитович Н.А. Принципы механики мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 168 с.
 29. Цитович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 446 с.
 30. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
 31. Эпштейн О.Г. Усовершенствованная пятибалльная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные материалы // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 654–666.
 32. Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. М.: Изд-во Иностран. лит., 1963. 274 с.
 33. Aber J.S. The character of glaciotectionism // Geol. en Mijnbouw. 1985. V. 62. № 2. P. 389–395.
 34. Boulton G.S. The role of thermal regime in glacial sedimentation // Inst. British Geograph. Special Public., 1972. № 4. P. 1–19.
 35. Boulton G.S. Processes of glacial erosion on different substrata // Journ. of Glaciol. 1979. V. 2. № 89. P. 15–38.
 36. Cambell C.S. Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57–92.
 37. Clark P.U., Hansel A.K. Clast plougement and glacier sliding over a soft glacier bed // Boreas. 1989. V. 18. P. 201–207.
 38. Echelmeyer K., Zhongxiang W. Direct observation of basal sliding over and deformation of basal drift at subfreezing temperatures // Journ. of Glaciol. 1987. V. 33. № 113. P. 83–98.
 39. Hart J.K., Boulton G.S. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. № 2. P. 335–350.
 40. Jullien R. La ségrégation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Mens. 247. V. 23. P. 1198–1199.
 41. Moran S.R. Glaciotectionic structures in drift / Ed. Goldthwait R.P. // Till (a Symposium). Ohio: State University press, 1971. P. 127–148.
 42. Shaw J. Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada // Canad. J. of Earth Sci. 1982. V. 19. P. 1548–1569.
 43. Westgate J.A. Linear sole marking in Pleistocene till // Geol. Magazine. 1968. V. 105. № 6. P. 501–505.
 44. Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // Recherche. 1992. V. 23. № 249. P. 1380–1387.
 45. Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

Рецензенты: Н.В. Короновский, А.В. Лукьянов

Borodulino Glacioidislocations (Russian Plate) and Their Significance for Understanding Structure-Forming Mechanism

M. G. Leonov and O. G. Epshtein

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

Abstract—A comparative analysis of structure forming processes in loose glacial deposits and solid Precambrian metamorphic rocks suggests a common mechanism of their development. It was the granular structure of both materials that essentially controlled the character of dislocations during the tectonic flow of rock masses.

УДК 551.243.4:550.3(571.531.54+517.3)

НОВЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НАДВИГАХ В ПРИБАЙКАЛЬЕ, ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

© 2002 г. Ю. А. Зорин¹, В. В. Мордвинова¹, Е. Х. Турутанов¹, В. Г. Беличенко¹,
А. М. Мазукабзов¹, Г. Л. Косарев², С. Ш. Гао³

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

²Объединенный институт физики Земли РАН, 123810, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия

³Геологическое отделение университета штата Канзас,
66506-3201, Манхэттэн, Томпсон Холл, 207, Канзас, США

Поступила в редакцию 02.03.2000 г.

Сейсмические записи на временных цифровых станциях, располагавшихся на профиле Братск–Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил, использованы для изучения структуры земной коры методом функции приемника (receiver function), в котором анализируются поперечные обменные волны, образующиеся на внутренних границах слоистой среды при прохождении через нее продольных волн от удаленных землетрясений. На указанном профиле, секущем основные геологические структуры вкрест простирания, в земной коре выделены протяженные пологие (с углами падения от 0 до 15°) слои пониженной сейсмической скорости. Большая часть этих слоев соответствует, как предполагается, мощным зонам милонитов, связанным с крупными древними (докайнозойскими) надвигами. Зоны милонитов обладают сильной сейсмической анизотропией с вектором минимальной скорости, ориентированным ортогонально полосчатости. При субгоризонтальном залегании они должны выделяться как слои пониженной скорости именно в объемных волнах от удаленных сейсмических событий с субвертикальными направлениями лучей в земной коре под приемной станцией. Отдельные слои пониженных скоростей могут отражать осадочные толщи под аллохтонами надвигов либо расчлененность коры, обусловленную магматическими явлениями. Амплитуды главных надвигов, соответствующих сутурам различного возраста, оцениваются первыми сотнями километров. Сейсмические данные о существовании крупноамплитудных надвигов согласуются с гравиметрическими и геологическими материалами. В Байкальской рифтовой зоне при кайнозойском растяжении некоторые из древних надвигов трансформировались в листрические разломы.

ВВЕДЕНИЕ

Существование надвигов в Прибайкалье установлено сравнительно давно [6, 21, 24, 26]. Складчатые сооружения Саяно-Байкальской складчатой области здесь надвинуты в северных румбах (см. рис. 1) на краевую южную часть Сибирской платформы [8, 11, 19, 38, 39]. В пределах этой части платформы проявились надвиги второго порядка (см. рис. 1) и сопутствующая им линейная складчатость осадочного чехла [1, 25]. Судя по радиологическим определениям возраста метаморфизма в складчатом обрамлении платформы [3] и по степени участия разновозрастных складчатых толщ ее осадочного чехла в приразломной линейной складчатости [19], главный эпизод образования надвигов имел место в ордовике–силуре, когда произошла коллизия Сибирской платформы с системой венд-раннепалеозойских островных дуг [11, 38, 39]. Вместе с тем, горизонтальные движения пластин земной коры в Прибайкалье имели место и в более позднее время, в частности, в поздней юре, когда по известному Ангарскому надвигу [17, 26] произошло частичное перекрытие нижне-среднеюрских континентальных отложе-

ний предгорного прогиба тектоническим покровом, сложным метаморфическими породами шарьжалгайского комплекса, который относится к докембрийскому фундаменту платформы. Указанный надвиг имеет ту же северную вергентность и образовался, по-видимому, в результате возобновления движений по сместителю одного из раннепалеозойских надвигов второго порядка в обстановке сжатия, вызванного коллизией Сибирского континента с Монголо-Северо-Китайским [37].

Главным же следствием последней коллизии, которая началась на рубеже ранней и средней юры, явилось крупномасштабное надвижение по Монголо-Охотскому шву (см. рис. 1) активной окраины Сибири на пассивную окраину Монголо-Северо-Китайского континента [12, 37, 39].

Несмотря на длительную историю изучения геологического строения Прибайкалья, Западного Забайкалья и Центральной Монголии, представления о горизонтальных амплитудах надвигов остаются в значительной мере неопределенными. Оценка амплитуд в первые километры в Южном Прибайкалье, где изучались клиппы, сло-

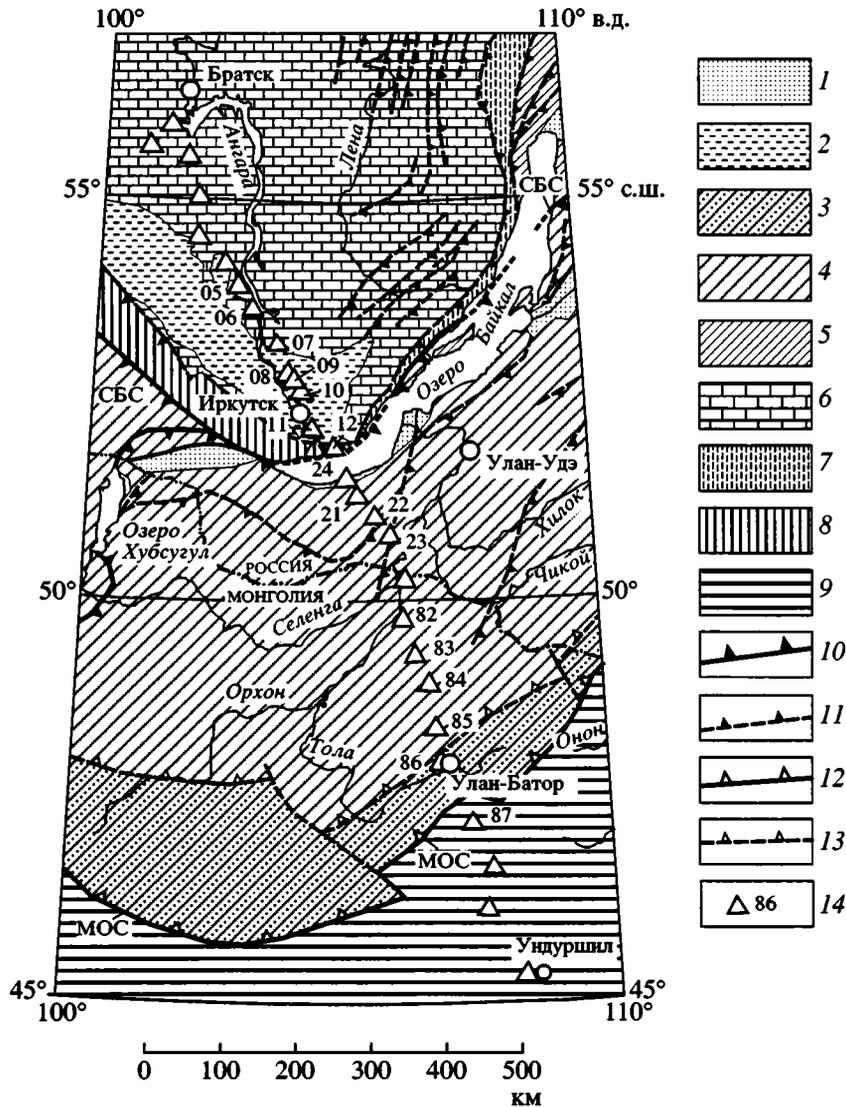


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Прибайкалья, Западного Забайкалья и Центральной Монголии. Составлена с учетом результатов геолого-геофизических исследований на сибирско-монгольских трансектах, выполненных по проекту "Глобальные геотрансекты" в рамках международной программы "Литосфера" [10–13, 37–39].

1, 2 – континентальные отложения: 1 – кайнозойских рифтовых впадин, 2 – ранне-среднеюрского предгорного прогиба на Сибирской платформе; 3 – средне-позднепалеозойские образования аккреционно-субдукционного клина на южной окраине Сибирского континента; 4 – венд-раннеордовикские островодужные комплексы, причленившиеся к Сибирскому континенту в ордовике–силуре, с наложенными среднепалеозойско-раннемезозойскими комплексами активной окраины андийского типа; 5 – рифейские островодужные комплексы, причленившиеся к Сибирской платформе перед вендом и деформированные повторно в ордовике–силуре; 6 – рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 7 – раннепротерозойские интрузивные и вулканогенно-осадочные образования фундамента платформы, метаморфизованные в зеленосланцевой (местами до амфиболитовой) фации; 8 – архейско (?)–раннепротерозойские образования фундамента платформы, метаморфизованные в гранулитовой фации и подвергнутые чарнокитизации и гранитизации (шарьжалгайский комплекс); 9 – палеозойды Монголо-Северо-Китайского континента (коллаж микроконтинентов, имеющих докембрийское основание, и палеозойских островодужных комплексов), который коллидировал с Сибирью на границе ранней и средней юры; 10, 11 – раннепалеозойские надвиги: 10 – первого порядка (СБС – Саяно-Байкальская сutura), 11 – второго порядка; 12 – юрский надвиг первого порядка, соответствующий Монголо-Охотской сuture (МОС); 13 – юрские надвиги второго порядка; 14 – цифровые сейсмические станции профиля Братск–Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил (условными кодовыми номерами обозначены станции, записи которых использованы в настоящей работе).

женные докембрийскими образованиями, в поле нижне-среднеюрских отложений, относится к позднемезозойской составляющей перемещения по Ангарскому надвигу [17]. Амплитуды в 10–15 км

в Северном Прибайкалье [1] характеризуют надвиги второго порядка в пределах краевой части Сибирской платформы, где породы раннепротерозойской акитканской серии, относящиеся к фун-

даменту кратона, надвинуты на рифейские толщи его осадочного чехла. В Байкало-Патомской складчатой зоне минимально возможная амплитуда надвигов оценена в 50 км по расстоянию от современной границы карбонатного чехла платформы до полей аналогичных ему по составу пород, которые (как это весьма правдоподобно предполагается) экспонируются в эрозионных окнах в складчатом аллохтоне [19]. Оценка масштаба горизонтальных движений в первые сотни километров, приводимая В.И. Сизых и М.П. Лобановым [25] для Прибайкалья, относится, строго говоря, не к амплитудам надвигов, а к ширине пояса, в котором эти надвиги проявились.

Большой интерес также представляет вопрос о соотношении раннепалеозойских надвигов с кайнозойскими листрическими сбросами, обрамляющими полуграбены Байкальской рифтовой зоны преимущественно с севера и северо-запада. На основании того, что цепи рифтовых полуграбенов протягиваются вдоль фронтальных частей раннепалеозойских аллохтонов (см. рис. 1), предполагается, что часть указанных надвигов при кайнозойском растяжении трансформировалась в листрические сбросы [33].

Существенную помощь в оценке масштабности надвиговых движений в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии могут оказать геофизические данные о геометрии сместителей надвигов, о размерах геологических объектов, перекрытых аллохтонами либо слагающих аллохтоны. Здесь в довольно больших объемах выполнены разнообразные геофизические исследования, но они не были специально ориентированы на изучение надвигов.

Одним из наиболее эффективных инструментов изучения надвигов является метод вертикальных отраженных сейсмических волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ). Он позволяет по положению отражающих площадок выявить структурные несогласия и зоны тектонитов, сопутствующие этим нарушениям. Однако работы указанным методом в Прибайкалье были ориентированы преимущественно на изучение осадочного выполнения впадины озера Байкал [29]. Только в районе Верхнеангарской рифтовой впадины сейсмические исследования, включающие элементы МОВ ОГТ, имели задачу исследовать структуру глубоких частей земной коры [7]. Здесь установлено, что пачка прерывистых отражающих площадок погружается к северо-востоку под углом около 35–40° от разлома, ограничивающего рифтовую впадину с юго-запада, до глубины 15 км, где эта пачка выходящая и трассируется внутри субгоризонтального слоя пониженной скорости, который выявлен по разрыву годографа первых (рефрагированных) Р-волн. Это позволило прийти к заключению, что слой пониженной скорости под Верхнеангарской впадиной, толщина которого оценена в 5 км, соответствует мощной зоне

тектонитов, связанных с субгоризонтальной частью крупного разлома [7]. Однако сейсмический профиль, на котором получены приведенные выше данные, ориентирован почти по простиранию геологических структур, что не позволяет оценить амплитуду горизонтального перемещения по этому разлому.

В настоящей работе мы делаем попытку извлечь информацию о крупных тектонических покровах из имеющихся геофизических наблюдений. Основным инструментом исследований является сейсмический метод функции приемника (receiver function), который впервые применяется для изучения надвигов; вспомогательным методом служит гравиметрия.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА И ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ НАДВИГОВ

Движения по надвигам создают границы в земной коре, которые могут разделять комплексы пород, различающиеся по физическим свойствам. В частности, надвиг кристаллических пород на осадочные толщи обуславливает инверсию сейсмических скоростей, то есть скорости уменьшаются при переходе от верхнего слоя (аллохтона) к нижнему (автохтону). Кроме того, образование надвигов сопровождается развитием зон повышенной трещиноватости и катаклаза. В этих зонах, где имеет место разрушение пород, средние сейсмические скорости уменьшаются. Таким образом, в ситуациях, когда осадки перекрываются кристаллическими образованиями либо когда в кристаллических породах существуют мощные зоны трещиноватости и катаклаза, надвигам должны сопутствовать слои пониженных сейсмических скоростей.

Однако при развитии надвигов разрушение пород с образованием катаклизитов и зон повышенной трещиноватости происходит преимущественно в верхних горизонтах земной коры. На некоторой глубине, зависящей от температурного режима земной коры, хрупкая деформация пород на крыльях пологих разломов сменяется их пластическим сдвиговым течением, при котором образуются мощные зоны милонитов. Милонитизация на больших глубинах происходит без образования открытых трещин и без существенного уменьшения плотности горных пород, что, на первый взгляд, не позволяет ожидать уменьшения сейсмических скоростей. Однако при милонитизации в условиях пластического сдвигового течения длинные оси минеральных кристаллов ориентируются по направлению движения, в результате чего возникает сейсмическая анизотропия: скорости в направлении, ортогональном к полосчатости милонитов, оказываются меньшими, чем

скорости вдоль нее. На это указывают детальные сейсмические эксперименты в зонах развития метаморфических пород с хорошо выраженной полосчатостью [36]. Следовательно, *пологие зоны плотных милонитов могут проявляться как слои пониженных сейсмических скоростей только в сейсмических волнах, распространяющихся субвертикально*. Сейсмические методы, в которых используются волны с лучами, сильно отклоняющимися от вертикали, не обнаружат понижения скорости в таких зонах. Это, в частности, относится к методу ГСЗ, в котором источниками информации являются преломленные (слаборефрагированные) и закрытые отраженные волны.

В использованном нами методе функции приемника анализируются поперечные обменные сейсмические волны, образующиеся на внутренних границах среды при прохождении через нее продольных волн от телесейсмических событий. Направления распространения этих волн близки к субвертикальным. Кроме этого, обменные волны чувствительны к границам, скорости под которыми меньше, чем скорости над ними, то есть к кровлям слоев пониженных скоростей. Как показали работы со станцией "Земля", такие сейсмические границы обмена присутствуют в земной коре Прибайкалья и Забайкалья [2]. Таким образом, есть основания рассчитывать на то, что метод функции приемника может являться инструментом исследования пологих надвигов, сопровождающихся мощными зонами милонитов, причем эти зоны должны проявляться как слои пониженной скорости. Судя по геологическим данным, толщина зон милонитов у разломов в обрамлении Сибирской платформы варьирует от 2 до 8 км, составляя в среднем 4–6 км [8]. Численное моделирование, выполненное авторами настоящей статьи, показало, что слои пониженных скоростей толщиной в 4–6 км выделяются при инверсии (решении обратной задачи) данных этого метода, если начальные приближения с точностью до 10–15% описывают общую тенденцию нарастания сейсмических скоростей в земной коре с глубиной (слои пониженных скоростей в начальных приближениях при этом не задавались). Забегая несколько вперед, нужно отметить, что такой точности по отношению к реальному распределению скорости S-волн в земной коре всего рассматриваемого региона вполне соответствует обобщенный скоростной разрез этих волн, полученный по данным ГСЗ для горной части Восточной Сибири [7]. Именно этот разрез (без слоев пониженной скорости) использовался нами в качестве начального приближения при интерпретации экспериментальных данных.

Нужно отметить, что слои пониженных сейсмических скоростей могут возникать не только в результате тектонических процессов, но и в результате магматических явлений. В частности, интрузии гранитоидов, вмещаемые метаморфи-

ческими толщами с повышенной основностью, обладают относительно пониженными скоростями. С другой стороны, внедрение габброидных пластовых интрузий в осадочные породы либо перекрытие сиалических пород эффузивными толщами основного состава приводят к относительно уменьшению скоростей на подошве магматических тел.

Применение гравиметрии для изучения надвигов основано на том, что при крупномасштабных перемещениях тектонических пластин в соприкосновение могут прийти породы, обладающие различной плотностью, то есть фрагменты надвигов могут являться границами аномалиеобразующих объектов.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, МЕТОДЫ ИХ ОБРАБОТКИ И ИНВЕРСИИ

Сейсмические данные

Метод функции приемника применен к записям волн от телесейсмических событий на цифровых станциях профиля Братск–Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил. Указанный профиль, который ориентирован вкрест простирания основных геологических структур, является фрагментом временной сети цифровых сейсмических станций, действовавшей с июня по октябрь 1992 г. в рамках российско-американского проекта "Телесейсмическая томография мантии Байкальского рифта" [13, 20]. На профиле располагались 28 станций PASSCAL Reftek (см. рис. 1), оснащенных трехкомпонентными сейсмографами L4C.

Использовались записи землетрясений с магнитудами более 5.0 и эпицентрными расстояниями 40–80° в диапазоне обратных азимутов 120–200°. Для анализа сейсмических данных методом функции приемника по каждой станции отбирались 8–12 трехкомпонентных сейсмических записей с четко выраженными первыми вступлениями и сравнительно быстро затухающими сигналами. Такие материалы удалось отобрать для 18 станций, которые обозначены кодовыми номерами на рис. 1.

В методе функции приемника информация о глубинной структуре получается из вторичного волнового поля, возникающего в коре и в мантии при распространении в них Р-волн далеких землетрясений. Основным источником информации служат обменные (Р на S) волны, образованные на сейсмических границах в некоторой ограниченной области под регистрирующей станцией. Для выделения этих волн трехкомпонентные записи проецируются на новые оси Р и SV, лежащие в вертикальной плоскости сейсмического луча (ось Р направлена по лучу, ось SV перпендикулярна ему). Чтобы исключить эффекты очага и эпицентрального расстояния, SV-компонента подвергается деконволюции (обратной фильтрации) с Р-компонентой [31]. Стандартизованные таким

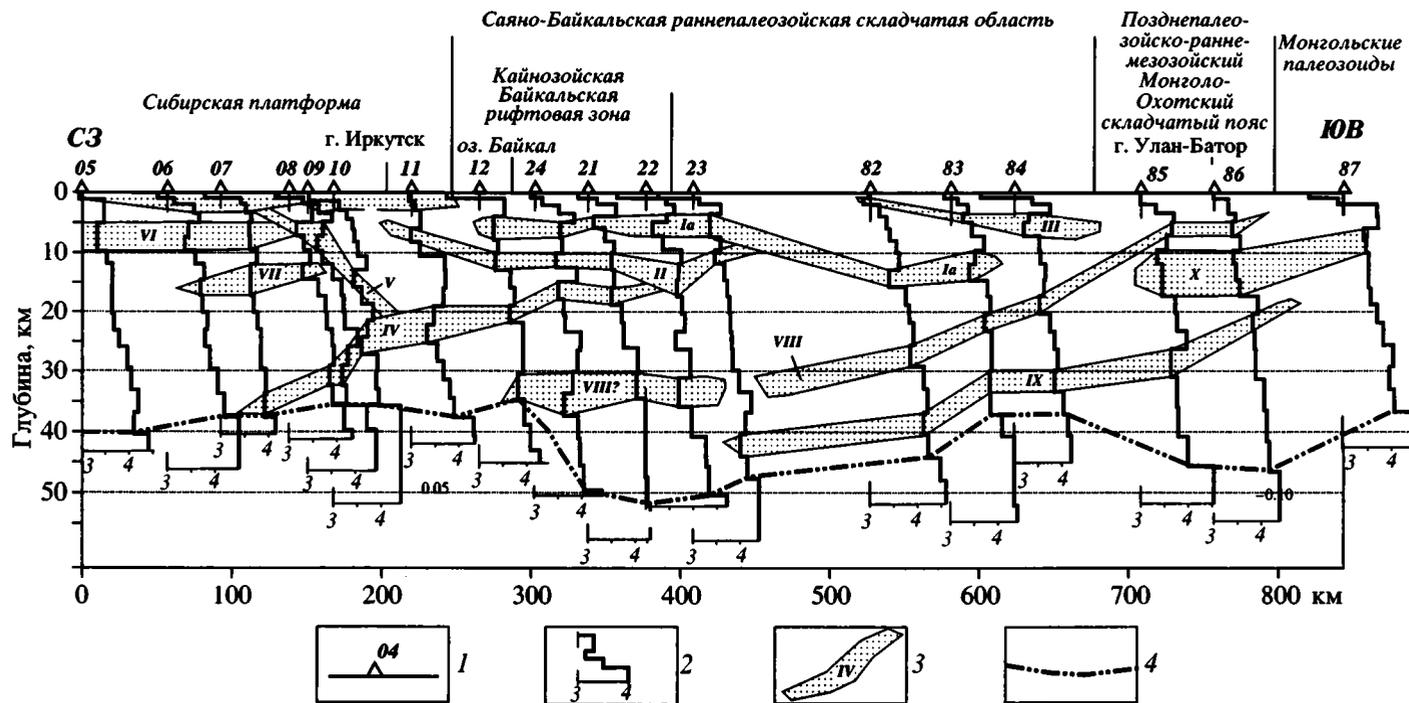


Рис. 2. Двумерная сейсмическая модель земной коры.

1 – цифровые сейсмические станции; 2 – вертикальные графики скорости S-волн (на горизонтальных шкалах указана скорость в км/с); 3 – слои пониженной скорости; 4 – раздел Мохоровичича.

образом волновые формы ряда землетрясений по каждой станции суммируются для подавления шума. Суммарная волновая форма SV (функция приемника) подвергается инверсии, при которой, исходя из некоторого начального приближения (см. предыдущий раздел), определяется разрез скорости S-волн слоиистой среды под станцией. При этом минимизируется сумма квадратов отклонений теоретической функции приемника от экспериментальной. Все перечисленные процедуры реализованы в использованном нами пакете программ, который составлен в ОИФЗ РАН под руководством Л.П. Винника [5, 31, 32]. Результаты инверсии сейсмических данных методом функции приемника и корреляция слоев пониженной скорости по профилю иллюстрируются рис. 2.

Нами анализировались записи землетрясений, обратные азимуты которых относятся к южным квадрантам. Поэтому центры площадок, от которых получается информация, смещены по профилю к юго-востоку от регистрирующих станций. Величина такого смещения (так называемого "сейсмического сноса") при эпицентральных расстояниях используемых землетрясений (см. выше) на разделе Мохоровичича может достигать 20 км. Смещение убывает к земной поверхности пропорционально глубине площадки.

Гравиметрические данные

По монгольской части профиля использованы гравиметрические наблюдения авторов [13], а по его российской части – материалы мелкомасштабных съемок. Интерпретация гравитационных аномалий применена в качестве вспомогательного метода для интерполяции глубинного положения отдельных границ в промежутках между станциями и для проверки правдоподобия корреляции сейсмических разделов. Критерием такого правдоподобия являлось отсутствие вариаций аномальной плотности внутри геологических тел, границы которых определены по сейсмическим данным.

В пунктах профиля, отстоящих один от другого на 4–5 км, вычислены декомпенсационные [14, 28] аномалии силы тяжести, представляющие собой разновидность изостатических аномалий, в которой элиминируются не только влияние компенсации топографического рельефа, но и гравитационные эффекты предполагаемой локальной компенсации плотностных неоднородностей верхней части земной коры. В этих аномалиях в наиболее "чистом" виде должны отражаться геологические объекты, расположенные в верхних 15–20 км земной коры [14, 28]. Именно такими глубинами мы и ограничились при построении плотностной двумерной модели геологического разреза (рис. 3).

Для определения аномальной плотности гравитирующих тел, слагающих аллохтоны и отдельные участки автохтонов, так же, как и для

определения формы гранитных плутонов, осложняющих строение земной коры в юго-восточной половине профиля, применен полуавтоматизированный метод подбора, реализованный в программе, которая составлена М. Вебригом (M. Webring) в Геологической Службе США и которая любезно предоставлена нам Л. Корделлом (L. Cordell). В этом методе геологические тела моделируются ограниченными по простиранию горизонтальными призмами, поперечные сечения которых описываются многоугольниками. Путем минимизации суммы квадратов отклонений вычисленной аномалии от наблюдаемой подбираются либо координаты вершин многоугольников, либо аномальные плотности, исходя из некоторого начального приближения этих параметров.

В качестве ограничений на результаты инверсии гравитационных аномалий использовались геологические и сейсмические данные. Природа аномалиеобразующих тел и положение их экспонированных частей определялись с учетом геологических сведений. Точки, соответствующие глубинным границам этих тел и определенные методом функции приемника, считались опорными, то есть их положение не изменялось в процессе инверсии аномалий силы тяжести. В качестве таких опорных пунктов использовались точки (центры площадок), принадлежащие кровле и подошве того или иного слоя пониженных скоростей, если такой слой залегал неглубоко и были основания считать, что он соответствует либо осадочной толще, перекрытой аллохтоном, либо неэкспонированному гранитному массиву. В большинстве же случаев, когда предполагалось, что граница гравитирующего тела совпадает с глубоко проникающим надвигом в кристаллических породах (когда не было оснований полагать, что надвиг перекрывает осадочную толщу), принадлежащие этой границе опорные точки относились к оси соответствующего слоя пониженной сейсмической скорости, так как развитие зон милонитов, которые могут выявляться методом приемной функции, очевидно, имеет место как в лежачем, так и в висячем крыле надвига. На рис. 3, иллюстрирующем результаты интерпретации гравиметрических данных, опорные пункты модели, которые соответствуют положению сейсмических границ, даны с учетом "сейсмического сноса". При расчете гравитационной аномалии от линзы кайнозойских осадков в Байкальской впадине учтены данные многоканального сейсмического профилирования [29].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ОБСУЖДЕНИЕ ЕЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Почти на всех станциях сравнительно резким уступом скорости S-волн выделяется раздел Мохоровичича (см. рис. 2). Под Сибирской платфор-

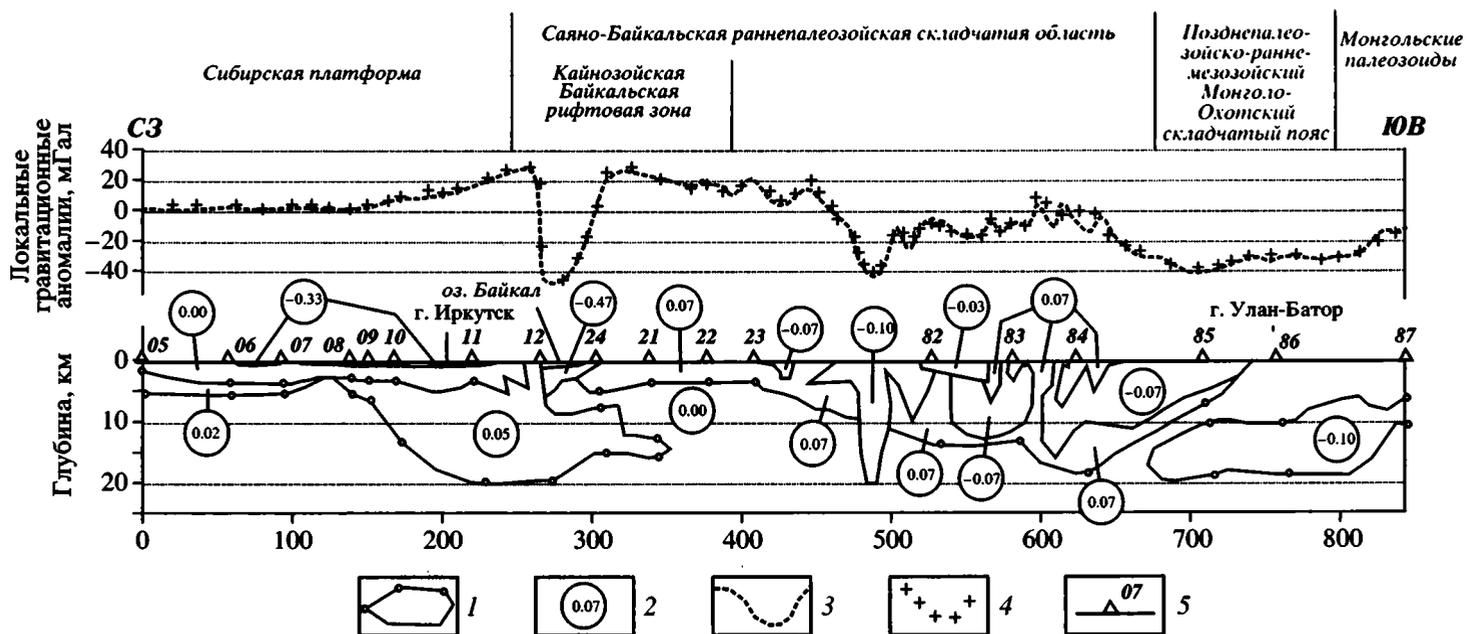


Рис. 3. Двумерная гравитационная модель верхней части земной коры.

1 – контуры тел, создающих аномалии силы тяжести (кружками показаны опорные пункты, которые относятся к границам тел, определенным по сейсмическим данным); 2 – значения аномальной плотности, г/см^3 ; 3 – график декомпенсационных [14, 28] аномалий силы тяжести; 4 – теоретически рассчитанные значения аномалий силы тяжести; 5 – цифровые сейсмические станции.

мой (станции 05–11) толщина коры варьирует от 36 до 40 км. Под станцией 12, которая расположена на северо-западном берегу озера Байкал и которая в связи с “сейсмическим сносом” отражает строение коры под озером, раздел Мохоровичича фиксируется на глубине 35 км. Под станцией 24, которая расположена на юго-западном берегу озера и из-за того же “сейсмического сноса” отражает строение коры под хребтом Хамар-Дабан, толщина коры резко возрастает до 50 км и остается столь же высокой под станциями 21 и 22. К юго-востоку земная кора утоняется до 38 км под станциями 83 и 84, а затем утолщается до 46–48 км под Монголо-Охотским складчатым поясом и его ближайшими окрестностями (под станциями 85 и 86). В пределах монгольских палеозоид толщина коры уменьшается до 39–40 км (станция 87). Приведенные оценки толщины коры хорошо согласуются с данными ГСЗ [7, 15] по российской части профиля. По монгольской части профиля сходные оценки были получены методом спектральных отношений объемных волн [20].

Развитый практически повсеместно приповерхностный слой пониженной скорости соответствует породам, измененным под воздействием экзогенных факторов. Только в северо-западной части профиля, где толщина приповерхностного слоя возрастает до 2–4 км, он соответствует осадочному чехлу Сибирской платформы, включая его рифейскую и раннепалеозойскую части (слой I на рис. 2).

Судя по мощностям и фациям как рифейских, так и венд-кембрийских отложений [8, 18], чехол платформы накапливался на площади, которая распространялась к юго-востоку далеко за пределы краевого (Прибайкальского) поднятия ее фундамента. Последнее возникло только в позднем ордовике–силуре, когда произошла коллизия Сибирской платформы с системой венд-раннеордовикских островных дуг [11, 38, 39]. При этом островодужные образования совместно с докембрийскими блоками, слагавшими цоколи отдельных островов, были надвинуты на южную окраину платформы по фрагментам сутуры, которую целесообразно назвать Саяно-Байкальской (см. рис. 1). О значительной амплитуде такого надвигания свидетельствуют гравиметрические данные: тела повышенной плотности, слагающие краевую южную часть платформы, распространяются далеко под ее складчатое обрамление [11, 38, 39]. Если это так, то возникает вопрос, не соответствует ли слой пониженных скоростей *Ia* в северо-западной части Саяно-Байкальской складчатой области, где его мощность составляет 4–5 км (станции 24, 21, 22, 23 на рис. 2), продолжению осадочного чехла платформы под аллохтоном надвига.

По данным метода преломленных волн по профилю, пройденному вдоль оси рифтовой впадины Южного Байкала [16] и пересекающему наш сейсмический профиль, толщина кайнозой-

ских осадков в этой впадине достигает 5–6 км, глубина же кристаллического фундамента с граничной скоростью продольных волн 5.9–6.2 км/с здесь варьирует от 8 до 14 км. Между подошвой кайнозойских отложений и поверхностью кристаллического фундамента залегают промежуточная толща со скоростью продольных волн 4.6–5.2 км/с [16]. Скорость поперечных волн в слое *Ia* оценивается в 3.1–3.3 км/с (см. рис. 2). Приведенные значения близки к скоростям сейсмических волн в осадочном чехле Сибирской платформы [7]. На этом основании можно полагать, что и промежуточная толща под Байкалом, и слой *Ia* (по крайней мере его утолщенная северо-западная часть под станциями 24, 21, 22 и 23 на рис. 2) соответствуют рифейско-раннепалеозойскому осадочному чехлу платформы. Более тонкая часть слоя *Ia* под станциями 82 и 83 может отвечать зоне тектонитов, относящейся к тому же надвику. В этом случае величина перекрытия осадочного чехла должна составлять около 125 км (рис. 4).

Как отмечалось выше, указанное тектоническое перекрытие произошло по Саяно-Байкальской сuture, по-видимому, в ордовике–силуре. Увеличение мощности платформенного осадочного чехла под Байкалом и под аллохтоном может быть связано с деформацией чехла. Движения по серии сближенных надвигов второго порядка, проявившихся в фундаменте платформы и представлявших собою дигитации этой сuture, и привели к образованию краевого Прибайкальского поднятия платформы (см. рис. 4). Часть этих надвигов была обновлена в позднеюрское время.

При кайнозойском растяжении часть раннепалеозойских надвигов трансформировалась в пологие листрические сбросы [33]. Возвратное движение древнего аллохтона привело к частичной эксгумации платформенного чехла в районе Южного Байкала, в результате чего на приосевом и, видимо, на северо-западном прибортовом участках рифтовой впадины кайнозойские осадки отлагались на осадочном чехле Сибирской платформы, в то время как на юго-восточном прибортовом участке впадины они отлагались на породах аллохтона (см. рис. 4). В пользу нахождения древнего платформенного чехла под кайнозойскими осадками Байкальской впадины свидетельствует давно известный, но почти забытый факт обнаружения в нефтяных пленках на поверхности озера комплекса микрофоссилий, характерного для рифейских отложений кратона [18, 23].

Нужно отметить, что к сходным представлениям о природе промежуточной толщи во впадине озера Байкал недавно пришел А.Н. Булгатов [4]. Его точка зрения отличается от нашей только тем, что он полагает, что в раннем палеозое имело место не надвигание островодужных комплексов на кратон, а поддвигание последнего под его складчатое обрамление. Такое расхождение во

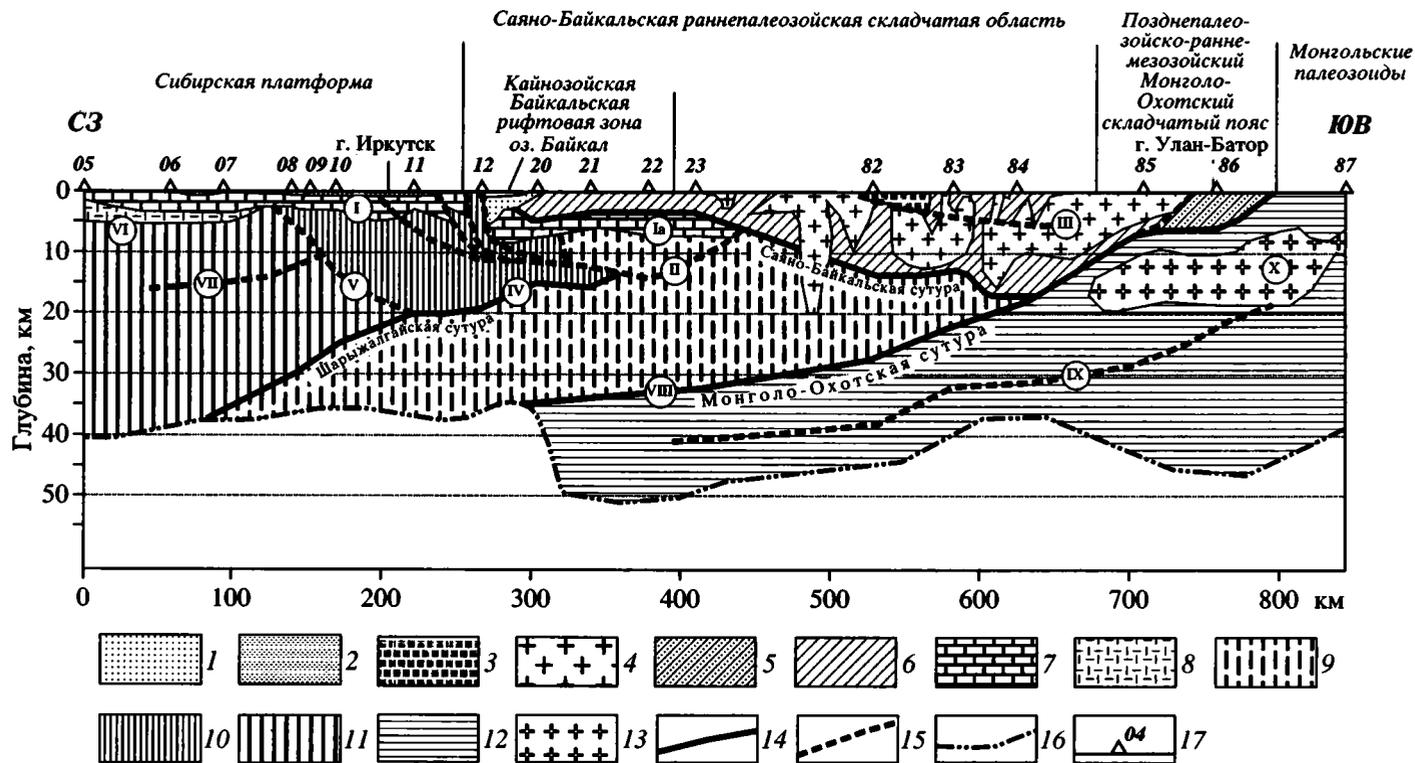


Рис. 4. Интерпретационный геологический разрез по профилю.

1 – континентальные кайнозойские отложения в Байкальской рифтовой впадине; 2 – континентальные ниже-среднеюрские отложения предгорного прогиба на Сибирском кратоне; 3–5 – комплексы активной окраины андийского типа Сибирского континента [10, 12, 13, 37]; 3, 4 – позднепалеозойские: 3 – континентальные вулканогенно-осадочные отложения, 4 – граниты, 5 – морские толщи средне-позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 6 – венд-раннеордовикские островодужные комплексы; 7 – рифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 8 – раннепротерозойская (?) эффузивно-осадочная толща на платформе [38]; 9 – террейн, аккретировавшийся к Сибирской платформе в раннем протерозое и сложенный, по-видимому, архейскими и раннепротерозойскими метаморфическими породами (в его верхней части возможно наличие тектонических пластин, сложенных рифейскими островодужными комплексами, которые “нарастили” этот террейн в предвендское время); 10 – архейско (?) раннепротерозойский Шарыжалгайский комплекс фундамента платформы (метаморфизованные в гранулитовой фации турбидиты, основные эффузивы, линзы гипербазитов и карбонатов, подвергшиеся чарнокитизации и гранитизации); 11 – метаморфиды архейского ядра платформы; 12 – палеозоида Монголо-Северо-Китайского континента (коллаж докембрийских блоков и палеозойских островодужных комплексов); 13 – палеозойские граниты; 14 – надвиги первого порядка, соответствующие структурным швам; 15 – надвиги второго порядка; 16 – подошва земной коры; 17 – цифровые сейсмические станции. Римскими цифрами в кружках указаны геологические объекты, отражающиеся соответствующими слоями пониженных скоростей (см. рис. 2). При построении разреза для слоев I, Ia (осадочный чехол Сибирской платформы) и X (гранитный плутон) учтено положение их кровли и подошвы, для слоя VI (понижение скорости под эффузивной толщей) – только положение кровли. Для остальных слоев, которые, как предполагается, соответствуют преимущественно зонам милонитов, связанных с надвигами, показаны их осевые линии, так как милониты образуются как в лежачем, так и в висячем крыльях надвигов. Без оцифровки даны предполагаемые (не отражающиеся в сейсмических данных) небольшие по амплитуде надвиги.

взглядах является, скорее, чисто семантическим, а не смысловым, так как морфологически надвиг нельзя отличить от поддвига. Вместе с тем, маловероятно, чтобы платформа обладала большей подвижностью, чем коллидировавшая с ней система островных дуг, и поэтому в данном случае предпочтительнее говорить о надвиге.

Сейсмические данные о морфологии раннепалеозойского тектонического покрова, ограниченного снизу слоем пониженных скоростей *Ia* (см. рис. 2), неплохо согласуются с гравиметрическими материалами в том смысле, что всю пластину аллохтона, сложенную преимущественно островодужными комплексами, удалось охарактеризовать одним значением избыточной плотности (см. рис. 3). Вместе с тем, для согласования теоретического гравитационного поля с наблюдаемым в юго-восточной части аллохтона, не вступая в противоречие с геологическими сведениями, пришлось ввести значительные массы гранитов, которые обладают пониженной плотностью. Форма гранитных тел подбиралась с учетом определенного по геологическим данным положения их выходов на земную поверхность с использованием известных значений плотности горных пород [13]. Эти граниты, так же как и комагматичные им вулканы, переслаивающиеся с континентальными осадочными породами (см. рис. 4), относятся к позднему палеозою и проявились в обстановке активной окраины Сибирского континента, наложившейся на систему островодужных террейнов, которые причленились к указанному континенту в раннем палеозое [11, 38, 39].

Слой *II* и *III* (см. рис. 2), как мы полагаем, соответствуют зонам тектонитов, связанным с упомянутыми выше надвигами второго порядка (см. рис. 4). Тектониты слоя *II*, по-видимому, также "подновлены" кайнозойскими движениями литрического характера, и этот слой расположен на глубине, которая, по всей вероятности, благоприятна для накопления в нем флюидов, выделившихся при дегидратации пород земной коры в связи с ее рифтогенным разогревом. Видимо, поэтому этот слой фиксируется как методом ГСЗ [7, 15], так и методом МТЗ [22].

Существование надвига второго порядка, возможно, отражается и в формальном проявлении слоя *Ia* под станцией 12 (см. рис. 2), которая расположена на узком краевом поднятии фундамента платформы (см. рис. 4). С другой стороны, проявление этого слоя под указанной станцией может быть вызвано просто искажением сейсмических записей в результате влияния прибортовой части Байкальской впадины, где распределение сейсмических скоростей не может быть описано моделью, используемой при инверсии данных.

Проникновение наклонного слоя *IV* через всю земную кору (см. рис. 2) позволяет полагать, что он соответствует крупному надвику типа структурного шва, который мы назвали Шарьжалгай-

ской сутурой. Этот надвиг, возможно, наследует геометрию древней зоны субдукции. Как следует из анализа геологических данных, зона субдукции с подобной полярностью должна была существовать здесь в раннем протерозое, когда на юго-восточном краю платформы (в Северном Прибайкалье) формировались эффузивно-осадочные толщи акитканской серии, типичные для активных континентальных окраин андийского типа [9].

Сравнительно неглубоко проникающий слой *V*, выделяемый под платформой, по-видимому, соответствует столь же древнему надвику второго порядка. Мы полагаем, что совместно с юго-восточной частью слоя *IV* (см. рис. 2) он ограничивает снизу линзовидное тело, сложенное метаморфическими породами шарьжалгайского комплекса, которые экспонируются на северо-западном берегу Байкала (см. рис. 1). Гравиметрическое моделирование показало, что это тело может быть охарактеризовано одним значением избыточной плотности (см. рис. 3). Такая согласованность сейсмических данных с гравиметрическими свидетельствует о достоверности корреляции сейсмических границ и о том, что мы действительно выделяем тело, сложенное единым комплексом пород. Его избыточная плотность (0.05 г/см^3) оказывается менее значительной, чем об этом можно было судить по соотношению различных пород в обнажениях шарьжалгайского комплекса [13], что может быть связано с большей степенью чарнокитизации и гранитизации последнего на глубине. Это тело, относящееся к фундаменту платформы, распространяется под Саяно-Байкальскую складчатую область на расстояние около 100 км (см. рис. 2, 3 и 4), что подтверждает крупноамплитудное надвигание складчатой области на платформу.

Шарьжалгайский комплекс традиционно относился (и многими исследователями относится и до сих пор) к архею [8, 21, 24, 34]. Однако сравнительно недавно появились радиологические данные о раннепротерозойском возрасте его метаморфизма и о связи этого метаморфизма с коллизионным сжатием [27, 30]. Первичный состав входящих в этот комплекс пород (турбидиты, основные эффузивы с линзами гипербазитов и карбонатов), форма образованного им тела и положение последнего относительно одноименной сутуры позволяют предполагать, что он слагал аккреционно-субдукционный клин у древней зоны субдукции. Этот клин был деформирован и метаморфизован в раннем протерозое, по-видимому, при коллизии Сибирского кратона с континентальным блоком, границы которого на разрезе примерно определяются Шарьжалгайской, Монголо-Охотской (см. ниже) и Саяно-Байкальской сутурами (см. рис. 4).

Вместе с тем, не исключена вероятность того, что этот достаточно крупный блок неоднороден по возрасту и геодинамической природе слагаю-

щих его комплексов. Хотя в его пределах на рассматриваемом профиле не устанавливается каких-либо дополнительных разделов, верхняя его часть может включать в себя не только архейские и раннепротерозойские образования, но и тектонические пластины, сложенные рифейскими островодужными комплексами, которые, судя по материалам по Северо-Восточному Прибайкалью, аккрегировали к платформе в предвендское время [39].

Слой VI в верхней части земной коры под платформой может быть связан либо с пологим надвигом, либо с уменьшением сейсмической скорости под толщей пород, содержащих мафические эффузивы. По аналогии с результатами работ на Центрально-Монгольском трансекте [39], секущем краевую часть платформы примерно вдоль меридиана 103° в.д., мы предпочли здесь второй вариант интерпретации слоя (см. рис. 4). Слой VII, расположенный в этом же районе на несколько большей глубине, интерпретируется как зона милонитов, связанная с пологим второстепенным разломом (см. рис. 4).

Место, где продолжение слоя VIII пониженных скоростей подходит к земной поверхности (район между станциями 86 и 87, см. рис. 2), близко к положению Монголо-Охотской сутуры, по которой Монголо-Северо-Китайский континент присоединился к Сибирскому на границе ранней и средней юры [12, 37]. Тектонические явления, относящиеся к этой коллизии, продолжались в течение средней и поздней юры, когда произошло крупномасштабное надвигание активной окраины Сибирского континента на пассивную окраину Монголо-Северо-Китайского континента [37, 39]. В месте, где слой VIII подходит к разделу Моховичича, под хребтом Хамар-Дабан, отмечается резкое изменение толщины земной коры (см. рис. 2 и 4). По-видимому, этот слой и соответствует Монголо-Охотской сутуре типа сквозькорового надвига. Можно полагать, что понижение скорости здесь отражает как зону милонитов, возникшую в процессе надвигания, так и реликты осадочной толщи под надвигом, хотя эта толща на больших глубинах также должна была подвергнуться милонитизации.

Слой пониженной скорости IX (см. рис. 2 и 4) может соответствовать палеозойскому надвигу в пределах Монголо-Северо-Китайского континента, который представляет собой коллаж микроконтинентов с докембрийским основанием и палеозойских островных дуг [10, 38]. Падение указанного слоя соответствует полярности зоны субдукции островной дуги, существовавшей в раннем палеозое вблизи северной окраины этого континента [10].

Мощный и сложный по форме слой пониженной скорости X под Монгольскими палеозоидами (см. рис. 2 и 4) отвечает, по-видимому, крупному гранитному массиву, вмещающему метаморфиче-

скими толщами верхней части земной коры. Это согласуется с гравиметрическими данными в том смысле, что рассматриваемое тело имеет относительно пониженную плотность, соответствующую гранитам (см. рис. 3). Возраст этих гранитов может быть раннепалеозойским либо среднепалеозойским [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование метода функции приемника позволило выделить в земной коре Южного Прибайкалья, Западного Забайкалья и Центральной Монголии ряд слоев пониженной сейсмической скорости. Большая часть этих слоев (слои II, III, IV, V, VII, VIII и IX) соответствует, по-видимому, мощным зонам милонитов, связанным с пологими надвигами. Некоторые слои пониженных скоростей отражают толщи осадков, перекрытые аллохтонами (слой Ia), либо элементы расслоенности земной коры, связанные с магматическими явлениями (слой VI и X). Результаты интерпретации сейсмических данных согласуются с гравиметрическими и геологическими материалами.

Протяженность надвигов (их сместителей) на разрезе, секущем основные тектонические структуры вкрест простирания, варьирует от 100 до 450 км (см. рис. 4). В случае, когда надвиг развивается в однородной среде, его протяженность *вкрест простирания* может значительно превышать амплитуду смещения (для того чтобы пластина коры могла передвинуться на какое-то расстояние, она должна отделиться от нижележащей среды на значительно большем интервале). Это утверждение относится к надвигам второго порядка. Оно неприемлемо для надвигов первого порядка, соответствующим сутурам, которые разделяют блоки коры, соединившиеся, судя по геологическим данным, только во время коллизий. В последнем случае протяженность надвига на разрезе должна отражать именно амплитуду перемещения аллохтона относительно автохтона после начала коллизии. У Шарыжалгайской сутуры, образовавшейся, по-видимому, в раннем протерозое, этот параметр оценивается в 250 км, у раннепалеозойской Саяно-Байкальской сутуры – в 350 км, а у мезозойской Монголо-Охотской – даже в 450 км (см. рис. 4). Приведенные значения не выглядят шокирующими, если принять во внимание, что после более поздней (олигоценовой) коллизии Индии с Евразией смещение первого континента к северу относительно второго, судя по палеомагнитным данным, составило 2000 ± 850 км [35]. Доверительный интервал последней оценки соответствует уровню значимости 95%. Примерно половина этого смещения связывается с поддвижением Индии под Евразию, которое привело к удвоению толщины коры под Тибетским плато. Вторая половина смещения связывается с “уко-

рочением" Евразии в меридиональном направлении за счет крупномасштабных движений клиновидных блоков, разделенных сдвигами, в субширотном направлении [35].

В Байкальской рифтовой зоне при кайнозойском растяжении некоторые из раннепалеозойских надвигов трансформировались в листрические разломы. Движения по последним привели к тому, что на приосевом участке впадины Южного Байкала кайнозойские осадки залегают на осадочном чехле платформы, эксгумированном, по видимому, в начале растяжения, а на юго-восточном прибортовом участке впадины – на породах раннепалеозойского аллохтона.

В заключение необходимо подчеркнуть, что использованные в настоящем исследовании геофизические методы в силу ограниченности их возможностей могут дать лишь самые общие представления о тектонической расслоенности земной коры. Для проверки достоверности наших построений и для уточнения геометрии некоторых тектонических покровов и перекрытых ими осадочных толщ желательно выполнить специальные детальные работы методом МОВ ОГТ. В первую очередь, эта рекомендация касается юго-восточного побережья озера Байкал, где предполагается сравнительно неглубокое залегание осадочного нефтегазоносного чехла Сибирской платформы под аллохтоном, сложенным кристаллическими породами.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты 99-05-64864, 99-05-65634, 00-15-98574 и 96-05-65286.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
2. Аргутина Т.А., Булавко Л.Ф., Булин Н.К., Юдбовский И.Х. Глубинное геологическое строение Забайкалья // Сов. геология. 1974. № 11. С. 103–117.
3. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский Ш.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 и K-Ar возраст метаморфических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. В.М. Шемкин. Л.: Наука, 1990. С. 171–183.
4. Булгатов А.Н. Вероятная тектоническая природа докайнозойского осадочного комплекса Южной котловины озера Байкал // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10. С. 1511–1516.
5. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Определение структуры земной коры по форме колебаний в Р-волне // Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным / Ред. И.Л. Нерсесов. М.: Наука, 1988. С. 5–18.
6. Данилович В.Н. Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра. Иркутск, 1956, 47 с. (Тр. Иркутского горно-металлургического института. Сер. геол. Т. 10.).
7. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
8. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
10. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляр Е.В., Тумуртоого О., Хозбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 11–25.
11. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37–44.
12. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 52–58.
13. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Тумуртоого О., Арвисбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 94–110.
14. Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 104–108.
15. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
16. Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 674–677.
17. Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 87–90.
18. Мандельбаум М.М. Тектоника Селенгинской депрессии и проблема Байкальской нефти // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири / Ред. И.К. Минеев. Иркутск: Иркутское геологическое управление, 1959. С. 89–97.
19. Мигурский А.В., Старосельцев В.В. Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Сов. геология. 1989. № 7. С. 9–15.
20. Мордвинова В.В., Зорин Ю. А., Гао Ш., Дэвис П. Оценки толщины земной коры на профиле Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил по спектральным отношениям объемных сейсмических волн // Физика Земли. 1995. № 9. С. 35–42.
21. Обручев В.А. Геологический обзор Сибири. М.: Гос. изд-во, 1927. 360 с.

22. *Понов А.М.* Результаты глубинных МГ-исследований в свете данных других геофизических методов в Прибайкалье // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 8. С. 31–37.
23. *Пуццалло В.Г., Соколов М.Н., Миронов С.И.* Нефти и битумы Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 234 с.
24. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 523 с.
25. *Сизых В.И., Лобанов М.П.* Шарьяжно-надвиговый контроль нефтегазоносности юга Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 621–625.
26. *Тетяев М.М.* К геологии Западного Прибайкалья: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 2. Петроград: Геологический комитет, 1916. 55 с.
27. *Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L.* Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. of Geol. 1991. V. 99. P. 851–861.
28. *Cordell L., Zorin Yu.A., Keller G.R.* The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of Rio Grande rift // J. of Geophys. Res. 1991. V. 96. № B4. P. 6557–6568.
29. *Hatchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D.* Depositional and tectonic framework of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. V. 20. P. 589–592.
30. *Hopgood A.M., Bowes D.R.* Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, U.S.S.R.: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 279–299.
31. *Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V.* Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // Geophys. J. International. 1995. V. 121. P. 191–202.
32. *Kosarev G.L., Makeeva L.I., Vinnik L.P.* Inversion of teleseismic P-waves particle motions for crustal structure in Fennoscandia // Phys. Earth Planet. Interior. 1987. V. 47. P. 11–24.
33. *Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 273–286.
34. *Melnikov A.I., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Vasilyev E.P.* Baikal rift basement: structure and tectonic evolution // Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf aquitaine. 1994. V. 18. № 1. P. 99–122.
35. *Molnar P.* The geologic evolution of the Tibetan Plateau // American Scientist. 1989. V. 77. P. 350–360.
36. *Rabbel W.* Seismic anisotropy at the Continental Deep Drilling Site (Germany) // Tectonophysics. 1994. V. 232. P. 329–341.
37. *Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.
38. *Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Ruzhentsev S.V., Dergunov A.B., Filippova I.B., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Bayasgalan Ts., Biambaa Ch., Khosbayar P.* The South-Siberia–Central Mongolia transect // Tectonophysics. 1993. V. 225. P. 361–378.
39. *Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V.* The East Siberia transect // International Geology Review. 1995. V. 37. № 2. P. 154–175.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.И. Коваленко

New Geophysical Data on Thrust Faults in the Baikal Region, Western Transbaikalia, and Central Mongolia

Yu. A. Zorin*, V. V. Mordvinov*, E. H. Turutanov*, V. G. Belichenko*,
A. M. Mazukabzov*, G. L. Kosarev**, and S. S. Gao***

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 644033 Russia

**United Institute of the Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, ul. Bol. Gruzinskaya 10, Moscow, 123810 Russia

***Department of Geology, Kansas State University, Thompson Hall 207, Manhattan, Kansas, 66506 USA

Abstract—Seismic records obtained at mobile digital seismic stations located along the Bratsk–Irkutsk–Ulan-Bator–Undurshil Profile were used to study the structure of the Earth's crust by a receiver-function method using converted shear waves formed at the internal boundaries of the layered earth, as compressional waves generated by remote earthquakes propagated through it. This profile cut the main geological structures across their strikes and revealed that the crust included extensive gently dipping (0 to 15°) low-velocity layers. Most of these layers are believed to be thick mylonite zones associated with large old (pre-Cenozoic) thrust faults. The mylonite zones showed a high seismic anisotropy with the lowest-velocity vectors oriented at right angles to the striation. Where these zones are subhorizontal, they must look as low-velocity zones in body waves produced by remote seismic events with the subvertical directions of seismic rays in the crust under the recording station. Some low-velocity layers can be interpreted as sedimentary rock sequences under the allochthons produced by thrust faults, or as the layered crust produced by volcanic activity. The magnitudes of the main thrust faults, corresponding to sutures of different ages, are as great as a few hundred kilometers. The seismic data indicative of large-throw thrust faults are in good agreement with gravity and geological data. During the Cenozoic extension of the Baikal rift zone some of the old thrust faults transformed to listric faults.

УДК 551.763+551.24(5-012)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЧАНСКОГО МЕЛОВОГО ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАСЕЙНА (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

© 2002 г. В. В. Голозубов, Г. Л. Амельченко, Донг-У Ли, Е. Б. Вольнец, В. С. Маркевич

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, проспект 100-летия, 159

Поступила в редакцию 27.12.2000 г.

Алчанский бассейн является бассейном синсдвигового растяжения (pull-apart basin) на участке сочленения Алчанского (Мишань-Фушунского в Северном Китае) и Арсеньевского разломов, принадлежащих системе сдвигов Тань-Лу. Формирование бассейна происходило в апт-сеноманское время в условиях меридионального сжатия при доминанте сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома, имеющего северо-восточное простирание, в то время как вдоль разломов север-северо-восточного и близмеридионального простирания доминировали условия растяжения. В пределах бассейна выделены Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, развитие которых происходило в определенной мере автономно. Вспышка средне-позднеальбского вулканизма вдоль разломов системы Тань-Лу на участках их разветвлений, искривлений и схождения фиксирует, по-видимому, эпизод наибольшей активности сдвиговых перемещений вдоль этих разломов. Завершение крупномасштабных сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) и Арсеньевского разломов (как и вдоль всей системы сдвигов Тань-Лу) имело место в сеномане.

ВВЕДЕНИЕ

Алчанский бассейн, выполненный меловыми (преимущественно нижнемеловыми) терригенными и вулканогенными образованиями, имеет в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении треугольника, острая вершина которого располагается на левобережье р. Матай в верхнем ее течении, а постепенно расширяющаяся в юго-западном направлении главная часть занимает бассейн р. Алчан (правого притока р. Бикин) и междуречье Бикина и Большой Уссурки в нижнем их течении. Площадь бассейна составляет около 6300 км², он располагается на клиновидном окончании Ханкайского супертеррейна [18] докембрийского-раннепалеозойского возраста участками перекрытого чехлом преимущественно терригенных отложений верхней перми, триаса и юры. По зонам крупных левых сдвигов этот супертеррейн (и, соответственно, Алчанский бассейн) граничит здесь с Самаркинским террейном – фрагментом средне-позднеюрской аккреционной призмы (рис. 1, 2). Северо-западной границей служит зона Алчанского разлома, являющегося прямым продолжением Мишань-Фушунского разлома – главной ветви системы сдвигов Тань-Лу на северо-востоке Китая (см. рис. 2) [25], а восточно-восточной границей – Арсеньевский разлом, входящий в эту же систему сдвигов.

В процессе геологических съемок масштаба 1 : 200000, проведенных в 1961–1963 гг. в центральной и южной частях Алчанского бассейна, меловые образования были объединены в уктурускую свиту (готерив-альб) преимущественно тер-

ригенных пород, впервые выделенную в 1962 г. Б.Я. Чернышом алчанскую свиту вулканогенных, в меньшей степени терригенных пород, по флористическим остаткам датированную сеноманом-туруном. Было установлено также, что меловые отложения бассейна образуют широкую синклиналь с относительно пологими (обычно до 30°) падениями крыльев, центральная часть которой осложнена антиклинальным выступом – так называемым Силаньшаньским горстом [19].

В течение последующего 30-летия центральная и южная части бассейна были исследованы в процессе геологических съемок масштаба 1 : 50000. В связи с тем, что готерив-альбский возраст уктуруской свиты этого бассейна не был подтвержден палеонтологическими данными, вместо нее, по предложению В.П. Коновалова, была выделена апт-альбская ассикаевская свита [16]. Изучение собранных в ходе геологосъемочных работ коллекций ископаемой флоры позволило уточнить возраст алчанской свиты и в решениях 4-го межрегионального стратиграфического совещания она отнесена к верхнему альбу-сеноману [11, 16]. Последующее изучение значительно пополненных коллекций растительных остатков позволило ограничить период накопления алчанской свиты поздним альбом [1, 5]. Кроме того, была выделена столбовская толща пестроцветных терригенных пород, по палинологическим данным датированная сеноманом [13].

Происхождение Алчанского бассейна первоначально объяснялось процессами активизации краевой части Ханкайского массива, связанной с

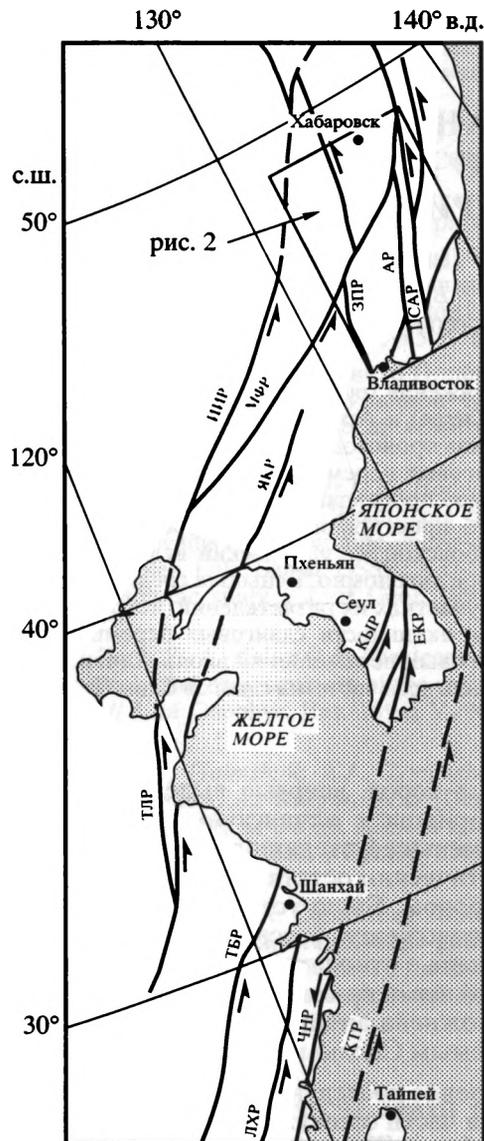


Рис. 1. Главные разломы системы Тань-Лу, по [25], упрощено.

Разломы: ИИР – Илан-Итонский, МФР – Мишань-Фушунский, АР – Арсеньевский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алиньский, ЗПР – Западно-Приморский, ЯКР – Ялуджан-Квиндао, ТПР – Тань-Лу, КЫР – Конджу-Ымсонг, ЕКР – Ендон-Кванджу, ТБР – Тьенмушан-Байджишан, ЛХР – Лишуй-Хайфен, ЧНР – Чангле-Нанао, КТР – Корейско-Тайваньский.

геосинклинальным развитием прилегающих мезозойских структур [6]. В настоящее время рядом авторов для раннемеловой восточно-азиатской окраины в целом предполагается существование режима трансформной окраины калифорнийского типа [17], в рамках которого происходило формирование большого числа синсдвиговых бассейнов (pull-apart basins) как Северо-Восточного Китая, так и Южного Приморья и Юго-Восточной Кореи [8, 12, 24]. В предлагаемой статье пробле-

ма происхождения Алчанского бассейна также решается с учетом важной роли сдвиговых и надвиговых перемещений вдоль ограничивающих бассейн Алчанского и Арсеньевского разломов в процессах как формирования впадины, так и ее заполнения. Взаимосвязь тектонических деформаций и седиментации в данном случае представляется вполне вероятной, поскольку эти разломы, как и вся система левых сдвигов Тань-Лу, были наиболее активны в позднеюрское–раннемеловое, по [25], или раннемеловое (готерив-аптское, по [20], готерив-альбское, по [9]) время, то есть в период формирования бассейна. Фактической основой исследований служили, в первую очередь, практически не опубликованные данные геологосъемочных работ масштаба 1 : 50000, выполненных в разные годы Г.Л. Амельченко, А.Н. Найденко, Б.Л. Кабановым, В.А. Оковитым, В.Н. Якушевым и др.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Меловые отложения Алчанского бассейна представлены ассикаевской и алчанской свитами и столбовской толщей (рис. 3). Подробная характеристика флористических и фаунистических комплексов из этих образований дана в нашей предыдущей статье [1]; ниже кратко описаны литолого-фациальные особенности и структурные взаимоотношения этих стратонів в различных частях бассейна.

Ассикаевская свита терригенных, в значительно меньшей степени вулканогенных пород обнажена преимущественно в центральной части Алчанского бассейна на участках обрамления Силаньшанской горст-антиклинали, главным образом, на левобережье р. Бикин. Небольшие по площади выходы свиты установлены также в тектонических блоках на правобережье р. Бикин, прилегающих к Арсеньевскому и Алчанскому разломам. По литологическим признакам она разделена на три подсвиты, согласно перекрывающие одна другую.

Нижнеассикаевская подсвита (до 780 м) сложена преимущественно песчаниками, содержащими примесь пеплового материала, в меньшей мере – алевролитами. Базальный горизонт конгломератов и гравелитов с размывом и угловым несогласием перекрывает домеловые образования. По всему разрезу среди песчаников встречаются прослой углистых аргиллитов с растительными остатками, а также линзы и маломощные прослоя каменных углей. В прослоях алевролитов обнаружены также остатки прибрежноморских двустворок и аммонитов. По этой фауне подсвита датируется апт-альбом, а по флоре – аптом [1, 14]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что нижнеассикаевская подсвита формировалась в прибрежноморских и континентальных условиях при слабом влиянии вулканизма.

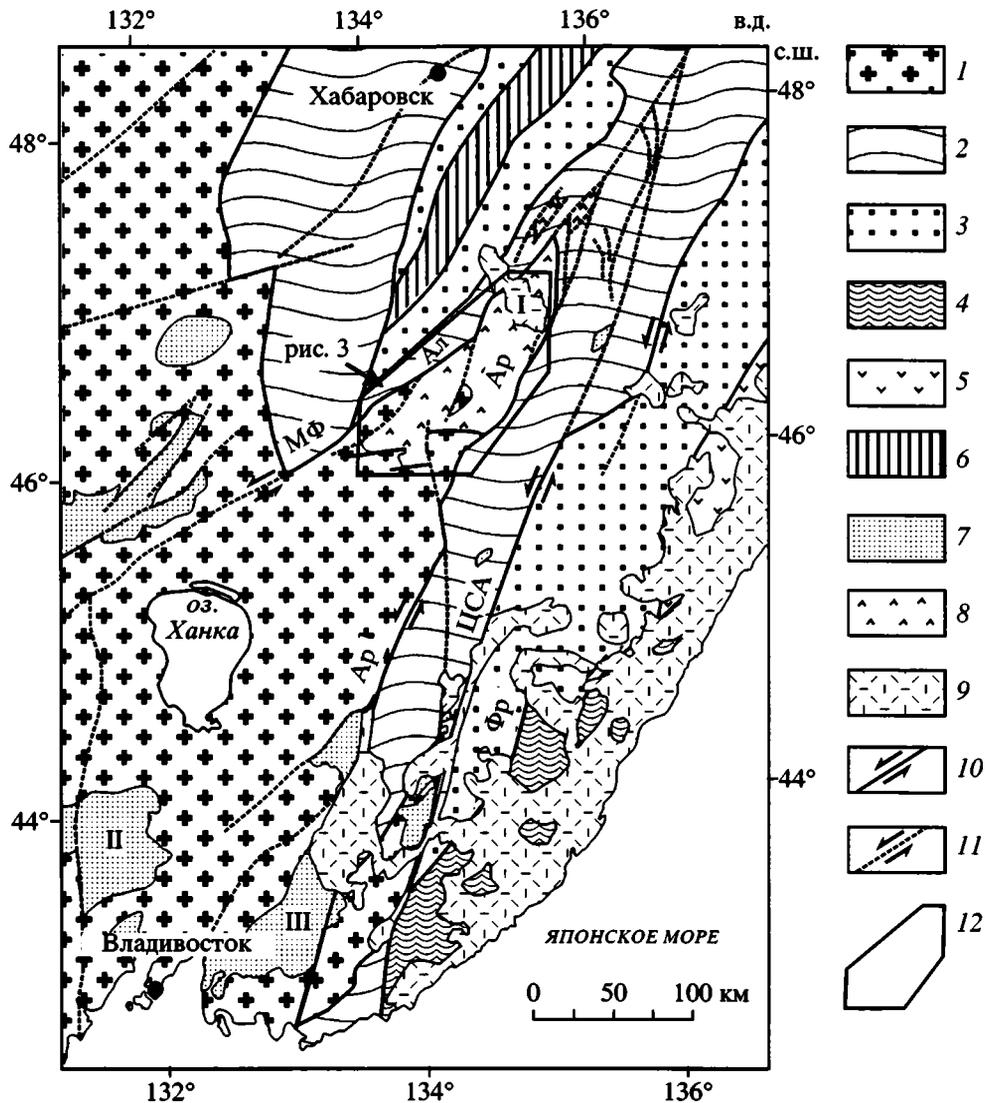


Рис. 2. Террейны и меловые эпиконтинентальные бассейны Южного Сихотэ-Алия и прилегающих территорий (по [18] с дополнениями). Положение района см. на рис. 1.

1 – Ханкайский супертеррейн; 2 – Самаркинский террейн – фрагмент средне-позднеюрской аккреционной призмы; 3 – 5 – раннемеловые террейны; 3 – Журавлевский – фрагмент приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна, 4 – Кемский – фрагмент островодужной системы, 5 – Таухинский – фрагмент неокомской аккреционной призмы; 6 – Киселевско-Манюинский террейн – фрагмент ранне-поздне меловой аккреционной призмы; 7, 8 – меловые бассейны, выполненные преимущественно терригенными (7) или терригенными и вулканогенными (8) комплексами; 9 – поздне меловые вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 10, 11 – разломы (преимущественно левые сдвиги), в том числе разграничивающие террейны (10) и в пределах террейнов (11); МФ – Мишань-Фушунский, Ал – Алчанский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Фр – Фурмановский; 12 – площадь, показанная на рис. 3.

Римскими цифрами обозначены бассейны: I – Алчанский, II – Раздольненский, III – Партизанско-Суходольский.

Среднеассикаевская подсвета мощностью около 870 м сложена преимущественно алевролитами, прослой песчаников составляют до 20% ее разреза. Многочисленные находки прибрежно-морской фауны двустворок (в первую очередь, ауцеллин) и аммонитов позволили датировать подсвету ранним альбом [1, 14].

Верхнеассикаевская подсвета (около 850 м) образована преимущественно песчаниками, ино-

гда переходящими в верхней части разреза в пачку ритмичного чередования песчаников и алевролитов. В центральной части бассейна по всему разрезу подсветы собраны остатки прибрежно-морской фауны. Ближе к восточному краю бассейна остатки морских моллюсков найдены только в нижней части подсветы совместно с растительными остатками. Выше здесь встречается только остатки растительности, а среди песчани-

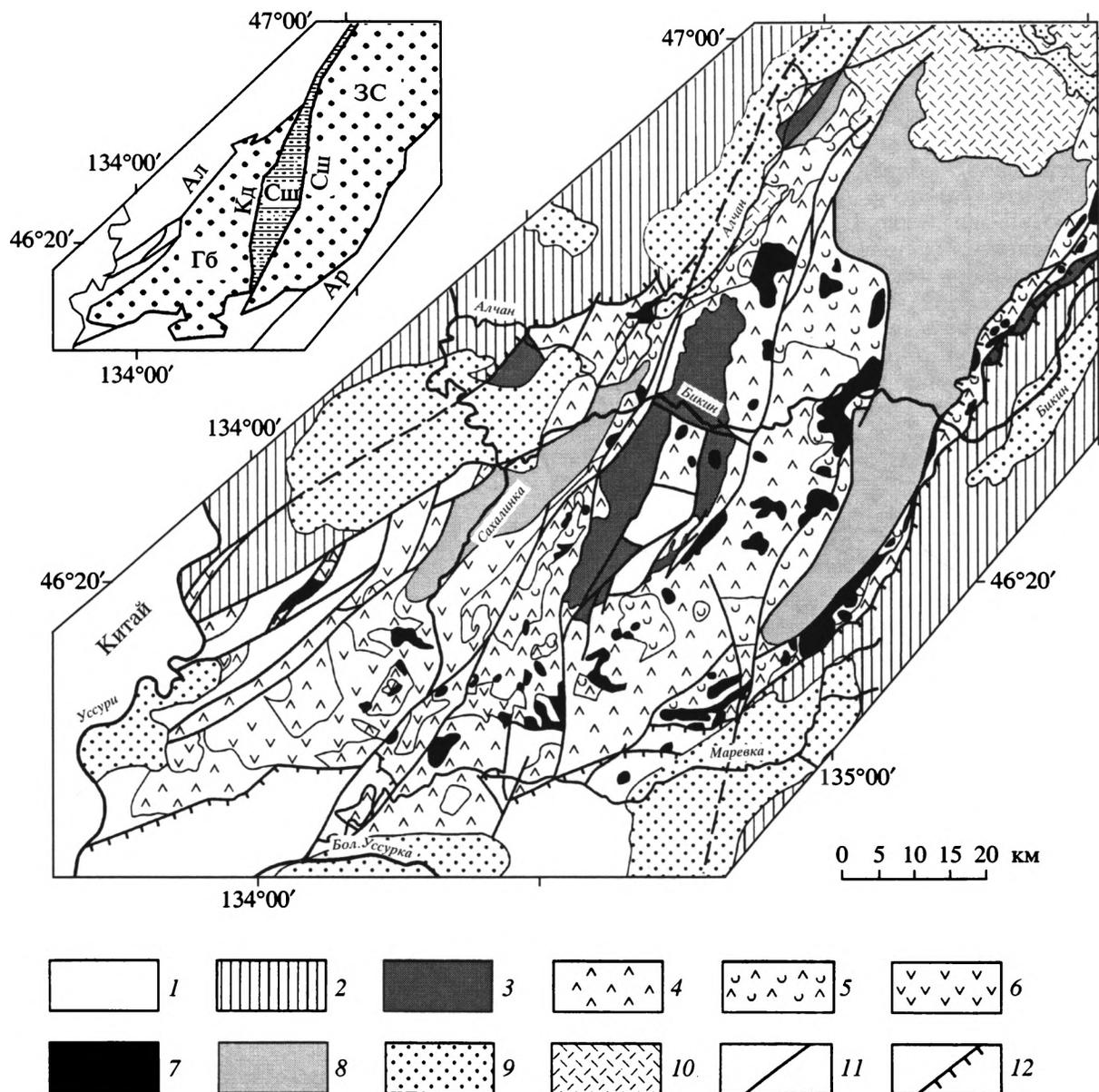


Рис. 3. Геологическая карта центральной и южной частей Алчанского бассейна. Положение района см. на рис. 2.

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – докембрийские метаморфические и изверженные породы Ханкайского супертеррейна, перекрытые чехлом преимущественно терригенных пород верхней перми, триаса и юры, 2 – юрские микститы с пластинами офiolитов, кремней и базальтов Самаркандского террейна; 3 – терригенные породы ассикаевской свиты (апт-нижний альб); 4–6 – вулканогенные породы алчанской свиты (средний и верхний альб): 4 – туфы, игнимбриты и лавы преимущественно дацитов, риодацитов, реже риолитов с прослоями туффитов (нижняя подсвита), 5, 6 – вулканогенные породы верхней подсвиты: 5 – туфы дацитов и риодацитов, туффиты, 6 – туфы и лавы андезитов; 7 – алчанские вулканы субвулканической, экструзивной и жерловой фаций; 8 – терригенные пестроцветные образования столбовской толщи (сеноман); 9 – третичные депрессии; 10 – верхнемеловые (маастрихтские) вулканы; 11 – левые сдвиги; 12 – взбросы и надвиги.

В левом верхнем углу показана схема расположения главных структур Алчанского бассейна: Гб – Губеровский грабен, Сш – Сylan'shanskiy горст, ЗС – Змейно-Столбовской грабен; разломы: Ал – Алчанский, Кд – Кедрач, Сш – Сylan'shanskiy, Ар – Арсеневский.

ков появляются пласты зольных углей, а также прослой мелкообломочных пепловых туфов дацитов. Прибрежноморские отложения центральной наиболее погруженной части фашиально замещаются, таким образом, континентальными обра-

зованиями юго-восточной краевой части бассейна. Флористические и фаунистические комплексы подсвиты характерны для среднего альба [1, 14].

Аналоги ассикаевской свиты закартированы севернее Алчанского бассейна в серии мелких

бассейнов, приуроченных, по-видимому, как к северо-восточному продолжению Алчанского разлома, так и к параллельным ему разломам системы Тань-Лу. Выходы свиты известны, в частности, на левобережье верховьев р. Матай [4], на водоразделе рек Подхоренок, Первая и Вторая Седьмые и в верховьях этих рек [3, 10]. Эти отложения представлены преимущественно прибрежно-морскими фациями и на уровнях, соответствующих средне- и верхнеассикаевской подсветам, содержат остатки ауцеллин, аммонитов и других моллюсков.

Алчанская свита преимущественно вулканогенных пород заполняет большую часть одноименного бассейна. Комплекс вулканитов включает жерловые, экструзивные и субвулканические тела, туфовые и игнимбритовые потоки склонов вулканических построек, а также тефроиды, туфы, туффиты, туфовые песчаники и алевролиты дистальных фаций.

В пределах бассейна намечаются два линейных вулканических грабена, приуроченных к ограничивающим бассейн разломам (рис. 4, см. рис. 3). Более крупный по размерам Змеино-Столбовской грабен примыкает с запада-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома, он имеет близкую к ромбической форму и, в целом, северо-северо-восточное простирание, протягивается от северо-восточного окончания бассейна на левобережье р. Матай до приустьевой части р. Маревка на расстоянии около 130 км при наибольшей ширине (35 км) в средней части, на правобережье р. Бикин. Западной границей этого грабена является Силаньшаньский разлом.

Губеровский вулканический грабен имеет форму треугольника, острый угол которого располагается на правобережье р. Бикин у пос. Верхний Перевал, а расширяющаяся к юго-юго-западу часть прослежена до правобережья р. Маревка, где ширина грабена достигает 35 км. Северо-западной его границей является один из разрывов зоны Алчанского (Мишань-Фушунского разлома). Серия разрывов восточного-юго-восточного простирания, ограничивающая грабен с востока, объединена в зону разлома Кедрач.

В пределах выступа между этими грабенами шириною до 15 км, известного как Силаньшанский горст, вулканиты алчанской свиты распространены локально и имеют свои особенности состава (см. ниже).

Выделяются не менее двух циклов алчанского вулканизма, разделенных периодом накопления терригенных пород. Соответственно среди стратифицированных образований им соответствуют две подсветы.

В пределах Змеино-Столбовского грабена нижнеалчанская подсвета согласно перекрывает верхнеассикаевскую. Это установлено в разрезе у подножья горы Точильной, где поток игнимбритов подошвы нижнеалчанской подсветы

перекрывает песчаники кровли верхнеассикаевской подсветы. Вдоль контакта наблюдается проникновение витрокристаллокластического материала в трещины подстилающих песчаников, игнимбриты имеют бурую зону закалки. Характер контакта свидетельствует о соприкосновении горячего игнимбритового потока с обводненным осадком.

Согласные взаимоотношения верхнеассикаевской и нижнеалчанской подсвет установлены также и севернее, в бассейнах правых притоков р. Бикин – рек Столбовая, Медвежья, Тучная и Поляниха. В целом разрезы Змеино-Столбовского грабена сложены, кроме игнимбритов, брекчиевидными лавами дацитов, туфами дацитов и риодацитов, среди которых нередко прослой вулканогенно-осадочных пород с растительными остатками. На отдельных участках подсвета сложена преимущественно туфами риолитов, содержащих горизонты брекчиевидных лав риодацитов. Мощность подсветы меняется от 260 до 880 м.

Верхнеалчанская подсвета состоит здесь из различным образом чередующихся вулканогенно-осадочных пород с прослоями туфов дацитов и имеет мощность от 200 до 800 м. В кровле подсветы постоянно наблюдается пачка алевролитов (до 90 м).

В пределах Губеровского вулканического грабена нижнеалчанская подсвета почти повсеместно перекрывает породы домелового фундамента. Нижняя часть ее разреза мощностью 135–490 м образована здесь пачкой переслаивания туфовых песчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов дацитов. Выше залегает пачка туфов и брекчиевидных лав дацитов с прослоями туффитов, мощность которой колеблется в пределах 200–700 м. В юго-западной части бассейна у сопки Саровские Дачи в подошве подсветы установлен горизонт базальных конгломератов мощностью до 5 м, состоящих из продуктов перемыва подстилающих протерозойских кристаллических сланцев. **Верхнеалчанская подсвета** сложена здесь чередующимися потоками лав и пластами различных по зернистости туфов андезитов. Мощности таких потоков и пластов варьируют от 5–10 до 80–110 м. В средних частях некоторых разрезов установлена пачка вулканогенно-осадочных пород (мощностью до 130 м у села Знаменское) с растительными остатками. В верхней части разреза иногда отмечаются также горизонты туфов дацитов мощностью 5–20 м. Общая мощность подсветы составляет здесь 600–900 м.

В пределах Силаньшаньского горста нижнеалчанская подсвета с размывом, азимутальным и угловым несогласием перекрывает среднеассикаевскую подсвету, что установлено в разрезе у пос. Верхний Перевал. В основании подсветы установлен не выдержанный по простиранию флоронный базальный горизонт конгломератов,

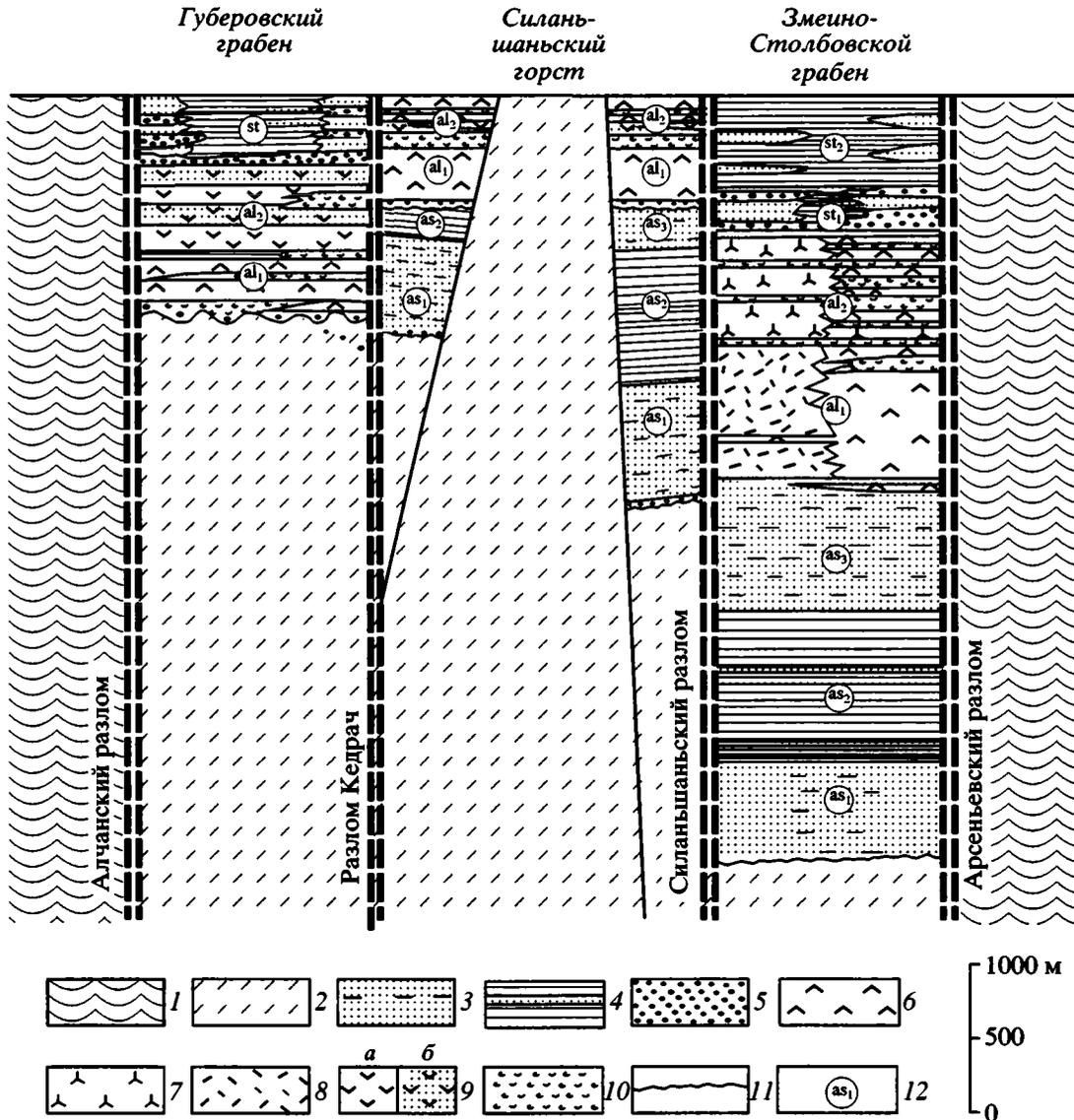


Рис. 4. Взаимоотношения стратифицированных образований, выполняющих отдельные структуры Алчанского бассейна. Горизонтальные масштабы не выдержаны.

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – юрские микститы с пластинами офiolитов, кремней и базальтов Самаркинского террейна, 2 – докембрийские метаморфические и изверженные породы Ханкайского супертеррейна, перекрытые преимущественно терригенных пород верхней перми, триаса и юры; 3–10 – нижнемеловые породы бассейна: 3 – песчаники с прослоями алевролитов, 4 – алевролиты с прослоями песчаников, 5 – конгломераты и гравелиты, 6–8 – лавы, игнимбриты и туфы: 6 – дацитов, 7 – риодацитов, 8 – риолитов, 9 – лавы (а) и туфы (б) андезитов, 10 – туффиты, туфовые песчаники и алевролиты; 11 – размывы и угловые несогласия; 12 – индексы: as_1 , as_2 , as_3 – нижне-, средне- и верхнеассикаяевская подсвиты, al_1 , al_2 – нижне- и верхнеалчанская подсвиты, st_1 , st_2 – нижне- и верхне-столбовская толщи.

песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов мощностью до 14,5 м. Этот горизонт перекрыт потоком игнимбритов дацитов мощностью 370 м, который и составляет главную часть разреза подсвиты. В основании *верхнеалчанской подсвиты* залегает пачка туфов, лавобрекчий и лав андезитов мощностью до 160 м. Выше залегают туфы и игнимбриты дацитов, иногда чередующихся с туффитами, мощность которых достигает 720 м.

Алчанская свита формировалась, судя по наличию многочисленных местонахождений ископаемой флоры, в континентальных условиях. Прибрежморская фауна в этой свите установлена лишь на северо-восточном окончании бассейна на левобережье верховьев р. Матай, где в туффитах и туфовых алевролитах обнаружены аммониты и двустворки [14]. Флористические и фаунистические комплексы позволяют датиро-

вать свиту второй половиной среднего и поздним альбом [1, 5, 13, 14].

Столбовская толща образует две самостоятельные депрессии в наиболее углубленных участках Змеино-Столбовского и Губеровского вулканических грабенов алчанского времени и представлена пестроцветными терригенными породами.

В пределах Змеино-Столбовского грабена восток-юго-восточной границей распространения толщи является один из разрывов зоны Арсеньевского разлома. На протяжении 50 км вплоть до правобережья р. Бикин ширина депрессии не превышает 10 км; севернее она расширяется до 25–30 км и приобретает в плане ромбовидную форму. Разрез толщи характеризуется резкой изменчивостью состава пород и их мощностей как вдоль бассейна, так и в поперечном направлении. В целом толща представляет собой крупный ритм, для нижней части которого характерны конгломераты, гравелиты и песчаники, а верхняя часть образована преимущественно алевролитами и туфо-алевролитами. Окраски пород от серых, зеленовато-серых до сургучно-красных. В краевых частях депрессии горизонты гравелитов и конгломератов имеют наибольшую мощность, а по мере перемещения к осевой ее части многие из этих горизонтов выклиниваются и значительно возрастает доля тонкообломочных пород. Состав галек базальных конгломератов свидетельствует о том, что на первых порах питающая провинция располагалась за пределами бассейна (доля внутрибассейновых вулканитов не превышает 12%). Выше по разрезу обломочная часть пород представлена преимущественно вулканитами. Мощность толщи в южной части депрессии не превышает 270 м. В северной расширенной ее части она увеличивается до 900 и более метров.

В пределах Губеровского грабена толща имеет сходное строение. В бортовых частях депрессии доминируют грубообломочные и песчанокремнистые (преимущественно вулканомиктовые) породы, в то время как в осевой начинают преобладать красноцветные алевролиты. Мощность толщи составляет здесь около 450 м.

Сеноманский возраст толщи установлен для обеих депрессий по данным изучения споропыльцевых комплексов, а также растительных остатков и пресноводных ракообразных – конхострак [1, 13].

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что столбовская толща представлена аллювиальными и озерными фациями и формировалась в семиаридных условиях при слабом влиянии вулканизма.

ДИСЛОКАЦИИ

Описанные выше меловые отложения смяты в брахиформные складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 15–30°, ино-

гда в зонах влияния разломов до 60°. В приосевых частях вулканических грабенов слои нередко залегают практически горизонтально.

Зона Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома располагается почти полностью в пределах Ханкайского супертеррейна и представляет собой серию разрывов северо-восточного простирания, локализованных в полосе шириной до 15 км. На исследованной территории зона практически не обнажена и, соответственно, слабо изучена. Она включает в себя серию обычно крутопадающих сместителей, сопровождаемых отрицательными линейными аномалиями гравитационного поля. Интерпретация этих аномалий в комплексе с результатами сейсморазведки свидетельствует о крутом (70–80°) падении этих сместителей на северо-запад [2]. Исключение составляет Култухинский надвиг – самый северо-западный разрыв зоны, прослеженный вдоль непосредственной границы Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна.

Култухинский надвиг наилучшим образом изучен в береговых обнажениях на правобережье р. Алчан возле устья р. Улитка. Ширина зоны в плане составляет 2–3 км. Здесь наблюдалась серия тектонических чешуй, мощности которых от нескольких десятков до первых сотен метров и имеющих падение на северо-запад под углами 10–40°. В составе пакета пластин установлены надвигания юрской олистостромовой толщи на триасовые кремни, кремней – на алевролиты ассикавской и алчанской свит, алчанских вулканитов на субвулканические тела габбро и т.д. Наклонные микроскладки волочения в зоне надвига свидетельствуют об относительном перемещении материала с северо-запада на юго-восток. Результаты моделирования данных гравиразведки позволяют предполагать общее падение границы террейнов на северо-запад под углами 40–50° при выполаживании с глубиной [2].

Зона разлома Кедрач разграничивает Губеровский вулканический грабен и Силаньшанский горст. Севернее пос. Верхний Перевал разлом ответвляется от зоны Алчанского разлома, а южнее р. Бикин приобретает почти меридиональное простирание и прослежен до р. Маревка. Ширина зоны разлома достигает 2–2.5 км, он состоит из серии сместителей, сопровождающихся зонами интенсивного дробления и истирания, между которыми вулканиты алчанской свиты нередко превращены в каолинит-гидрослюдистые метасоматиты. Падение сместителей у пос. Верхний Перевал крутое (70–80°) на северо-запад. Вдоль зоны этого разлома реконструируются левосторонние перемещения с минимальной амплитудой около 1 км. Кроме того, по данным моделирования гравиметрических материалов располагающийся западнее Губеровский вулканический грабен опущен по зоне этого разлома на глубину 500–600 м [2]. В зону разлома внедрены субвулка-

нические и экстрезивные тела риолитов, дацитов и андезитов, трассирующие центры извержений. Силлы субвулканических диоритов и габбро-диоритов распространены несколько восточнее, среди пород ассикаевской свиты.

Зона Силаньшаньского сбросо-сдвига разграничивает одноименный горст и Змеино-Столбовской вулканический грабен и имеет в целом северо-северо-восточное (15–25°) простирание. На севере она смыкается с зоной Алчанского разлома, а на юге – с зоной разлома Кедрач. Общая ширина зоны (в плане) – 2–5 км, она состоит из параллельных или сопряженных под острыми углами разрывов, выраженных полосами (шириной 50–300 м) рассланцованных, милонитизированных и брекчированных пород, по которым развиваются линейные зоны кварц-серпичитовых и каолин-гидрослюдистых метасоматитов. Сместители имеют крутые (70–80°) падения на восток-юго-восток, реже – на запад-северо-запад. Штриховки на их плоскостях свидетельствуют о левосторонних сдвиговых перемещениях. Кроме того, установлена и вертикальная компонента перемещений, составляющая 1.5–2 км. На карте гравитационного поля разлом выражен ступенью с градиентом 8–10 мГал/км (восточная граница положительной аномалии над Силаньшанским горстом) [2].

Зона Арсеньевского разлома, разграничивающая Ханкайский супертеррейн и располагающаяся юго-восточнее часть Самаркинского террейна, являющаяся одновременно восток-юго-восточной границей Алчанского бассейна, на данном участке имеет в целом северо-восточное (30–40°) простирание и ярко выраженную надвиговую природу. Южнее простирание разлома меняется на северо-северо-восточное (25–30°) и вдоль него реконструируются только левосдвиговые перемещения [7]. На карте гравитационного поля разлом фиксируется аномалией типа “гравитационная ступень” (юго-восточная граница отрицательной аномалии над Змеино-Столбовским грабеном) [2].

На правом берегу р. Бикин у села Олон зона имеет ширину в плане около 7 км и состоит из серии полого (15–45°) падающих на юго-восток тектонических пластин мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пластины, сложенные комплексами пород Самаркинского террейна (палеозойскими офиолитами, в том числе полосами серпентинитового меланжа, верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими кремнями и др.), надвинуты на породы чехла Ханкайского супертеррейна – пермские и верхнетриасовые вулканогенные и терригенные породы; те, в свою очередь, – на ассикаевскую и алчанскую свиты. В этом же районе наблюдалось надвижение пород алчанской свиты на столбовскую толщу. Ориентировка наклонных и опрокинутых микроскладок в надвиговых зонах свидетельствует об относительном перемещении материала с юго-востока на северо-запад.

Вулканиды алчанской свиты Змеино-Столбовского грабена в полосе, непосредственно прилегающей к зоне Арсеньевского разлома, представлены обычно фациями склонов вулканических построек, здесь особенно многочисленны субвулканические и экстрезивные тела умеренно-нокислого и кислого состава. Можно полагать, таким образом, что перемещения по этому разлому контролировали размещение центров вулканизма.

Зона Маревского взбросо-сдвига с юга ограничивает Алчанский бассейн и образована сериями разрывов широтного или восток-северо-восточного простирания, распространенных вдоль долины р. Маревка в полосе шириною 10–15 км. Разрывы сопровождаются полосами катаклазитов и милонитов, мощности которых достигают от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Наблюдавшиеся в нескольких местах разрывы имеют падение на юг и юго-юго-восток под углами 30–75°. По этим разрывам различные комплексы Ханкайского супертеррейна перекрывают один другой и надвигаются на структуры Алчанского бассейна. Восточное окончание зоны перекрыто тектоническими пластинами зоны Арсеньевского разлома. На карте гравитационного поля разлом хорошо распознается аномалиями типа “гравитационная ступень”, вдоль него протягивается северная граница положительных аномалий, характеризующих выходы на поверхность докембрийских комплексов [2].

ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика формирования Алчанского бассейна

Апт-раннеальбское (ассикаевское) время

Данных о распространении и фациальных особенностях разрезов ассикаевской свиты явно недостаточно для реконструирования первоначальной конфигурации бассейна этого времени. Лишь для верхнеассикаевской подсвиты установлено, что в восточной части бассейна преобладают континентальные отложения, западнее которых в приосевой части бассейна располагаются отложения прибрежморских фаций. Эти наблюдения могут явиться косвенным свидетельством синседиментационной активности Арсеньевского разлома, по-видимому, контролировавшего юго-восточную границу бассейна. Остается неопределенным положение его северо-западной границы, поскольку морские отложения его приосевой части ограничены с запада зоной разлома Кедрач, а западнее ассикаевская свита практически отсутствует и алчанская свита почти везде перекрывает породы домелового фундамента. Вероятно, отложения западной краевой части бассейна этого времени к началу формирования вулканидов алчанской свиты были почти полностью размыты.

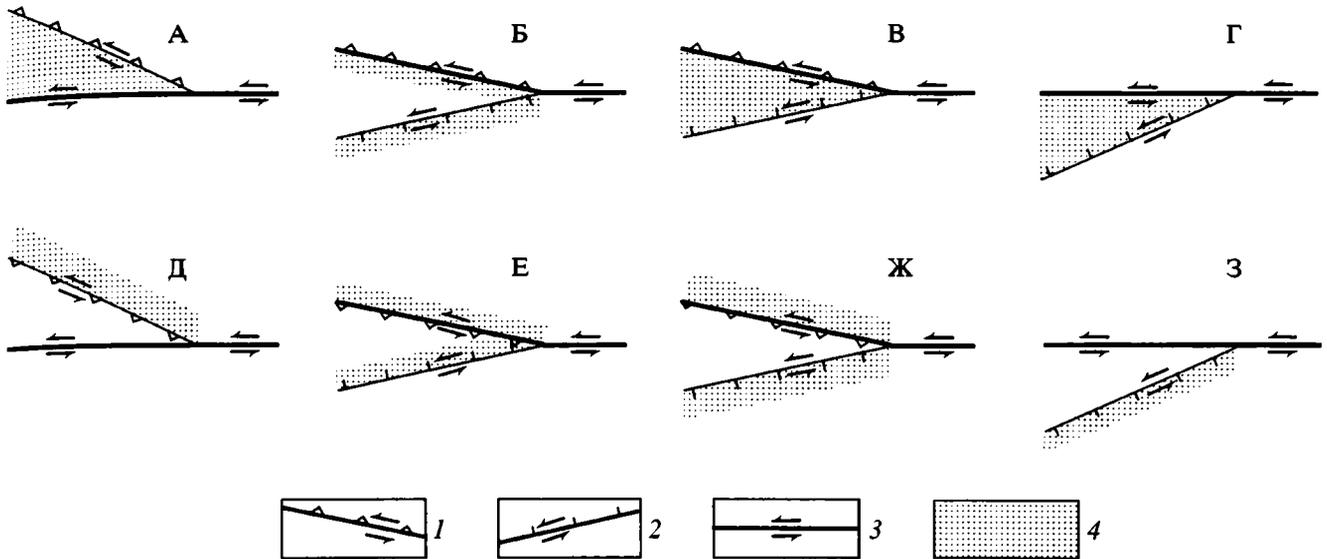


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая ряд возможных результатов перемещений блоков на участке разветвления сдвигов, по [21], адаптировано.

1, 2 – взбросы и надвиги (1) и сбросы (2) с горизонтальной компонентой перемещений; 3 – сдвиги; 4 – участки погружения и накопления осадков. Утолщенными линиями показаны разломы, по которым происходили главные сдвиговые перемещения.

Распространение ассикаевской свиты на участке сочленения региональных сдвиговых зон позволяет предполагать, что формирование впадины могло быть тесно связано с перемещениями вдоль этих разломов. В рамках стандартных моделей, разработанных для объяснения формирования структур растяжения на участках разветлений сдвигов (рис. 5), каковыми, в частности, являются нефтеносные бассейны Калифорнии [21, 22], по-видимому, северного Сахалина и др., образование впадины Алчанского бассейна можно связывать с эпизодом доминирования левых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома (рис. 6, А, см. рис. 5, В). Роль горизонтальных перемещений вдоль Арсеньевского разлома была при этом минимальной, или они вообще не происходили. По-видимому, с этими перемещениями связано искривление северного окончания Арсеньевского и серии параллельных ему разломов вблизи зоны Алчанского разлома. Эти разломы имеют здесь близмеридиональное, а местами – и северо-северо-западное простирание, в то время как южнее простирания их устойчиво северо-восточные (см. рис. 6, Б). В соответствии с предлагаемой моделью вдоль северного окончания Арсеньевского разлома доминировали сбросовые перемещения (см. рис. 6, А). Вдоль Алчанского разлома при этом вероятно была и надвиговая компонента перемещений (см. рис. 5, В), т.е. надвиги, выявленные в зоне Култухинского разлома, скорее всего, заложились и были активными с самого начала существования Алчанского бассейна.

Средне-позднеальбское (алчанское) время

Структуры растяжения, с которыми связано формирование бассейна, для этого времени установлены достаточно определенно. Ими являются Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, в пределах которых локализованы вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Левосторонние перемещения, происходившие в этот отрезок времени, вероятно, с большей, чем ранее, интенсивностью, были, по-видимому, причиной растягивающих напряжений на искривленном участке Арсеньевского разлома. Результатом явилось формирование ромбообразного Змеино-Столбовского грабена, вытянутого в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 6, Б). Погружение без каких-либо структурных перестроек имело место, по-видимому, лишь в восточной части бассейна ассикаевского времени, о чем свидетельствует отсутствие здесь в подошве алчанской свиты несогласия. Западнее алчанская свита с размывом и угловым несогласием перекрывает породы ассикаевской свиты либо домелового фундамента. Можно предполагать также, что условия растяжения доминировали вдоль обоих – Арсеньевского и Силаньшаньского – разломов, ограничивающих Змеино-Столбовской грабен, поскольку именно к ним приурочены многочисленные экстрезивные и субвулканические тела.

Губеровский вулканический грабен клиновидной формы располагается на участке сочленения Алчанского разлома и разлома Кедрач, и для объяснения его происхождения также приложена модель формирования структур растяжения

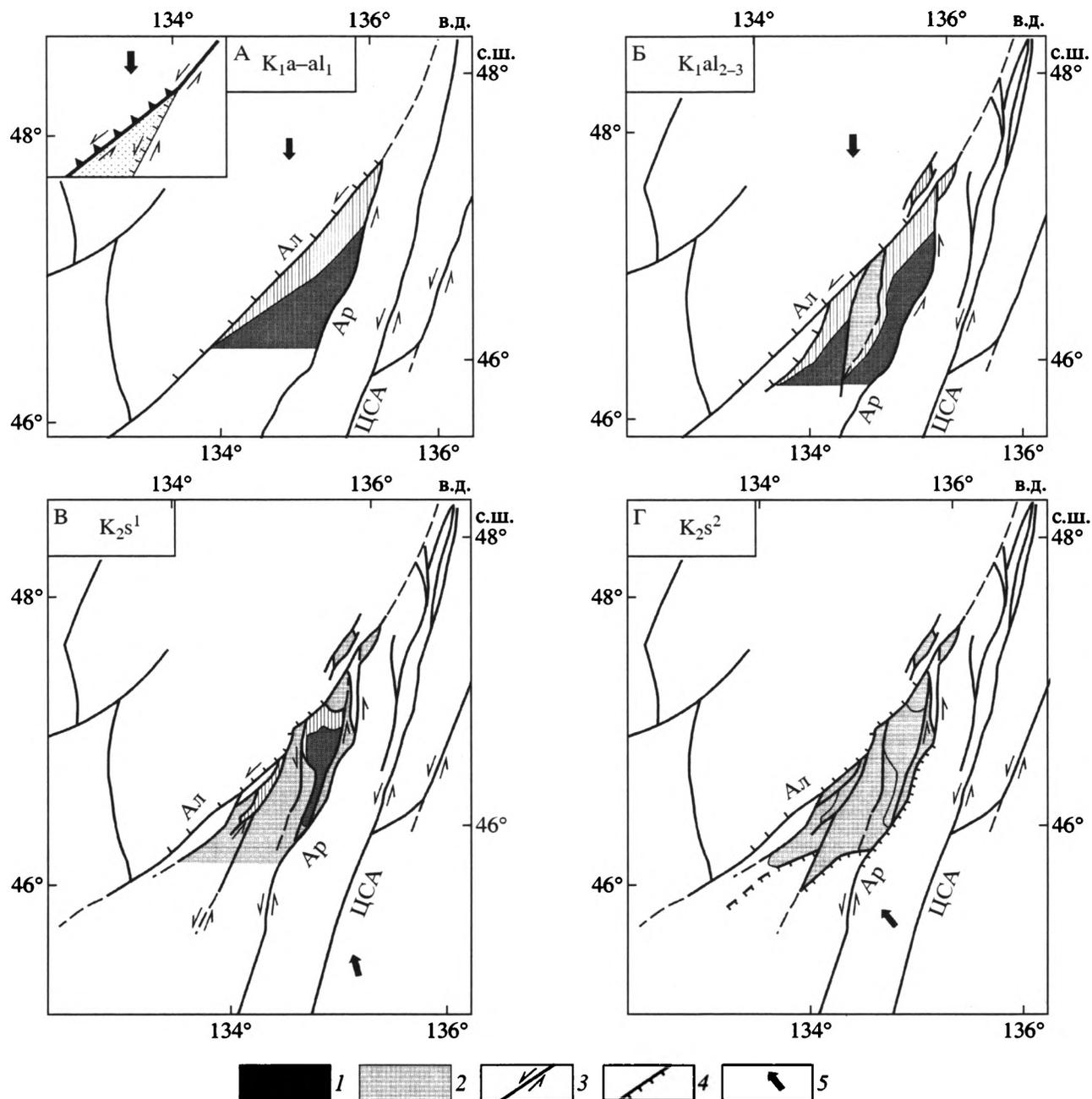


Рис. 6. Схема формирования впадины Алчанского бассейна (пояснения в тексте). На врезке в левом верхнем углу показан предлагаемый вариант стандартной модели формирования бассейна на участке разветвления сдвигов (см. рис. 5, В). 1 – участки прогибания и заполнения бассейна в определенный отрезок времени; 2 – ранее заполненные участки бассейна; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги; 5 – направления регионального сжатия. Разломы: Ал – Алчанский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский.

на участке разветвления сдвигов. Любопытно, что в рамках этой модели при существующих пространственных взаимоотношениях зоны сочленения разрывов процессы растяжения следует предполагать в зоне разлома Кедрач, в то время как зона Алчанского разлома попадает в область сжатия (см. рис. 5, В). И, действительно, в зоне разлома Кедрач наблюдались многочисленные инъекции вулканитов субвулканических и жерло-

вых фаций, в то время как в зоне Алчанского разлома таких тел не установлено и здесь, по-видимому, продолжались сдвиго-взбросовые и надвиговые перемещения.

В рамках модели формирования бассейнов на участках разветвления сдвигов, предложенной Д. Кроуелом [22], а позднее значительно дополненной Н. Кристи-Бликом и К. Биддлем [21] (см. рис. 5, В), наиболее погруженная часть бассейна

должна была располагаться в районе сочленения Алчанского и Арсеньевского разломов. Для алчанского времени это предположение можно считать полностью подтвержденным, поскольку именно здесь, в верховьях р. Матай, среди вулканитов найдены остатки морской фауны, в то время как на остальной части бассейна формирование алчанской свиты происходило в наземных условиях.

Следует отметить, что развитие Губеровского грабена происходило в определенной степени автономно. Во-первых, седиментация началась здесь несколько позднее, чем в Змеино-Столбовском грабене, – разница определяется временем, необходимым для размыва ассикаевской свиты, в пределах последнего сохранившейся полностью. Во-вторых, более интенсивные проявления вулканизма на начальных этапах становления структур алчанского времени имели место именно в восточной части бассейна, где доминируют лавы, игнимбриты и туфы дацитов и риодацитов. Нижнеалчанская подсвета Губеровского грабена в значительной мере представлена вулканогенно-осадочными отложениями дистальных фаций. Наибольшие различия в развитии сопоставляемых вулканических грабенов фиксируются при накоплении верхнеалчанской подсветы. Значительную активность демонстрируют в это время вулканические центры Губеровского грабена, где доминируют туфы и лавы андезитов. Для вулканитов Змеино-Столбовского грабена продолжают оставаться характерными туфы, вулканогенно-осадочные породы, реже лавы дацитов и риодацитов. Различия в составе вулканитов, вероятно, связаны с различной глубиной проникновения структур растяжения при активизации сдвиговых перемещений по материнским разломам.

Раннесеноманское (столбовское) время

В пределах Змеино-Столбовского грабена континентальные пестроцветные отложения столбовской толщи согласно перекрывают алчанскую свиту (в Губеровском грабене эти взаимоотношения не изучены), и, соответственно, формирование впадин можно объяснить теми же причинами, т.е. продолжающимися левыми перемещениями вдоль разломов, ограничивающих эти впадины, с юго-востока и северо-запада. Преобладание грубообломочных пород в бортовых частях и тонкообломочных – в осевых частях впадин столбовского времени и, в целом, значительная изменчивость фаций и мощностей как в продольном, так и в поперечном направлениях, а также ромбовидная форма этих впадин являются типичными особенностями наиболее распространенной разновидности бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), формирование которых происходило в процессе роста навстречу один другому двух несоосных сдвигов [21] (см. рис. 6, В). Депоцентр седиментации при формировании депрес-

сии в рамках Змеино-Столбовского грабена располагался в северной части бассейна, где ширина ее достигает 30 км, а мощность столбовской толщи превышает 900 м.

Постседиментационные деформации

Постседиментационные деформации широко проявлены вдоль всех ограничений Алчанского бассейна. Здесь установлены многочисленные пологие (обычно до 45°) надвиги, по которым происходило наволакивание пластин, образованных комплексами пород Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна, на осадочные и вулканогенные образования Алчанского бассейна (см. рис. 6, Г). Нетрудно заметить, что формирование надвиговых структур в южной и юго-восточной частях бассейна в более раннее, в том числе – раннемеловое, время представляется маловероятным в рамках предложенной нами модели образования структур растяжения на участке разветвления активных сдвигов (см. рис. 5, В). Для большей части сеноманского времени следует, по-видимому, предполагать переориентировку главной оси регионального сжатия с субмеридионального на северо-западное направление. При этом левые перемещения могли продолжаться только вдоль зон, имевших близкое к меридиональному простиранию (например, вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а также вдоль частей Арсеньевского разлома южнее р. Большая Уссурка и севернее долины р. Бикин). Вдоль разломов северо-восточного и, тем более, широтного простирания, каковыми являются ограничители Алчанского бассейна, в таких условиях должны доминировать надвиговые перемещения.

Формирование этих надвиговых зон отражает, по-видимому, заключительный эпизод крупномасштабного перемещения геомасс в субмеридиональном направлении как вдоль ограничивающих Алчанский бассейн разломов, так и вдоль всей системы сдвигов Тань-Лу. Позднее (вплоть до конца мела) в рассматриваемой части восточной окраины Азии реконструируется обстановка активной окраины андийского типа, вещественным выражением которой является Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс [19]. Смена геодинамических режимов, как и переориентировка регионального сжатия, связаны, по-видимому, с изменением направления движения прилежавшей к Азиатскому континенту плиты Кула (от почти меридионального до северо-западного [23]) и возобновлением в связи с этим процесса субдукции [9].

Раннемеловая сдвиговая тектоника и внутриконтинентальный вулканизм восточноазиатской окраины

В террейнах, непосредственно примыкающих к Алчанскому бассейну, проявления апт-альбско-

го вулканизма практически отсутствуют. В частности, разновозрастные алчанским вулканитам стрельниковская и холминская толщи Самаркинского террейна и лужкинская свита Журавлевского террейна образованы исключительно аркозовыми песчаниками и алевролитами [7, 9, 14].

В раннемеловых бассейнах Южного Приморья (см. рис. 2) примесь вулканической кластики установлена в галенковской свите Раздольненского бассейна (альб). Не исключено, однако, что эта кластика имеет здесь “алчанское” происхождение, поскольку количество ее быстро уменьшается при перемещении на юг [8]. Более значительные по масштабам проявления вулканизма (преимущественно базальтового) характерны для верхних горизонтов коркинской серии (поздний альб–сеноман) в восточной прилегающей к Арсеньевскому разлому части Партизанско-Суходольского бассейна [15].

Еще южнее, на юго-востоке Корейского полуострова, вулканиты апт-альбского возраста установлены на верхних стратиграфических уровнях отложений, выполняющих серию бассейнов синдвигового растяжения (pull-apart basins) вдоль сдвиговых зон Конджу-Ымсон и Кванджу-Ёндон [12]. Кроме того, горизонты андезитов и базальтов известны в прилегающем к Корейско-Тайваньскому разлому крупном бассейне Кенсан (апт-альбская группа Хаян) [24].

Таким образом, на рассматриваемом отрезке восточной окраины Азии, протяженность которого не менее 1500 км, выделяется полоса развития апт-альбских вулканитов, приуроченных к внутриконтинентальным бассейнам синдвигового растяжения (pull-apart basins). Эти бассейны обнаруживаются на участках разветвления сдвиговых зон либо на участках их схождения и искривлений. На “фоновых” в целом значительно преобладающих по протяженности отрезках этих зон структуры растяжения с вулканическими проявлениями отсутствуют. Например, раннемеловая седиментация в рамках Журавлевского террейна – фрагмента приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна – происходила без какого-либо влияния вулканизма [9]. Вулканизм, локально проявленный в связи с развитием раннемеловой трансформной окраины Азии, имеет, вероятно, характерные петролого-геохимические особенности и требует, соответственно, специального изучения.

ВЫВОДЫ

1. Алчанский бассейн является бассейном синдвигового растяжения (pull-apart basin) на участке сочленения Алчанского (Мишань-Фушунского в Северном Китае) и Арсеньевского разломов, принадлежащих системе сдвигов Тань-Лу.

2. Формирование бассейна происходило в апт-сеноманское время в условиях меридионального сжатия при доминанте сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома, имеющего северо-восточное простирание, в то время как вдоль прилегающего отрезка Арсеньевского разлома (имеющего здесь северо-восточное и близмеридиональное простирание) доминировали условия растяжения.

3. В пределах бассейна выделены Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, развитие которых происходило в определенной мере автономно.

4. Вспышка средне-позднеальбского вулканизма вдоль разломов системы Тань-Лу на участках их разветвлений, искривлений и схождения фиксирует, по-видимому, эпизод наибольшей активности сдвиговых перемещений вдоль этих разломов.

5. Завершение крупномасштабных сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) и Арсеньевского разломов (как и вдоль всей системы сдвигов Тань-Лу) имело место в сеномане.

6. Позднемеловые вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (древнейшие из которых – сеноман-туронские комплексы петроуевской и синанчинской свит) формировались в условиях активной окраины андийского типа. Смена геодинамических режимов, как и переориентировка регионального сжатия, связаны, по-видимому, с изменением направления движения прилегающей к Азиатскому континенту плиты Кула от почти меридионального до северо-западного и возобновлением в связи с этим процесса субдукции.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 98-05-65343 и 99-05-64568), а также при поддержке программы Института научных исследований Министерства образования, республика Корея (проект № BSRI-99-5418).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волюнец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2001. № 1. С. 57–71.
2. Амельченко Г.Л., Павлюткин Б.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Листы L-53-XIV, XV с объяснительной запиской. С.-П.: ВСЕГЕИ (в печати).
3. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист L-53-V. Л.: Госгеолтехиздат, 1984.
4. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист L-53-X. Л.: Госгеолтехиздат, 1985.

5. *Вольнец Е.Б.* Альбская флора алчанской свиты Приморья // Материалы научной конференции к 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 23–24.
6. *Геология СССР*. Т. XXXII. Приморский край / Ред. Берсенев И.И. М.: Наука, 1969. 690 с.
7. *Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
8. *Голозубов В.В., Ли Донг-У, Амельченко Г.Л.* Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1998. № 3. С. 14–21.
9. *Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой окраины Азии // Тихоокеанская геология. 1995. № 2. С. 13–25.
10. *Козлов А.А.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист L-53-IV с объяснительной запиской. М.: Госгеолтехиздат, 1972. 97 с.
11. *Красилов В.А., Шорохова С.А.* Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 43–50.
12. *Ли Донг-У, Голозубов В.В., Ли Бюнг-Су.* Меловые синдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования // Тихоокеанская геология. 2001. № 1. С. 39–47.
13. *Маркевич В.С.* Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Проект IGCP. № 350. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
14. *Маркевич П.В., Коновалов В.П., Филиппов А.Н., Малиновский А.И.* Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 310 с.
15. *Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Вольнец Е.Б., Маркевич В.С.* Новые данные о стратиграфии позднемезозойских отложений в северной части Партизанского угольного бассейна // Континентальный мел СССР. Проект IGCP. № 245. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114–126.
16. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, (Хабаровск, 1990): Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.
17. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тез. XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
18. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г.* Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
19. *Черныш Б.Я.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Листы L-53-XIV, XV. Объяснительная записка. Москва: ВГФ, 1969. 102 с.
20. *Chen P.* Timing of displacement along the Tancheng – Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China / Ed. Xu D. // Tancheng – Lujiang Wrench Fault System. Chichester (England). John Wiley & Sons, 1993. P. 105–113.
21. *Christie-Blick N., Biddle K.T.* Deformation and basin formation along strike-slip faults / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick // Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists. Special publication 37. 1985. P. 1–34.
22. *Crowell J.C.* Origin of Late Cenozoic basins in Southern California / Ed. W.R. Dickinson // Tectonic and Sedimentation. SEPM Special Publication. 1974. V. 22. P. 190–204.
23. *Engebretson D., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. V. 206. P. 1–59.
24. *Lee D.W.* Strike-slip fault tectonics and basin formation during the Cretaceous in the Korean Peninsula // The Island Arc. 1999. V. 8. P. 218–231.
25. *Xu D.* Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng–Lujiang Fault Zone / Ed. Xu D. // Tancheng–Lujiang Wrench Fault System. Chichester (England). John Wiley & Sons, 1993. P. 17–51.

Рецензенты: Н.В. Короновский, В.Г. Трифонов

Evolution of the Alchan Epicontinental Basin of Cretaceous Age (Northwestern Primorie)

V. V. Golozubov, G. L. Amel'chenko, Dong Wu Li, E. B. Volynets, and V. S. Markevich

*Far East Geological Institute. Far East Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Stoletiya Vladivostoka 159, Vladivostok, 660022 Russia*

Abstract—Alchan basin is a pull-apart basin at the junction of the Alchan (Mishan-Fushun in North China) and Arsen'ev faults of the Tan Lu wrench fault system. The basin was onset during the Albian-Cenomanian in a setting of N–S compression associated with oblique strike-slip movements along the NE-trending Alchan (Mishan-Fushun) fault with predominantly extensional setting along NNE–SSW and roughly N–S trending faults. The Zmeinaya-Stolbovaya and Guber volcanic grabens, recognized within the basin, evolved more or less autonomously. Middle-late Albian volcanism confined to their splaying-out, kink, and convergence zones of the faults of the Tan Lu system probably marked the peaks of strike-slip movements along these faults. Large-scale wrenching along the Alchan (Mishan-Fushun) and Arsen'ev faults (and the whole Tan Lu fault system) ceased in the Cenomanian.

УДК 551.248.2(571.64)

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

© 2002 г. Р. Ф. Булгаков¹, А. И. Иващенко¹, Ч. У. Ким¹, К. Ф. Сергеев¹, М. И. Стрельцов¹,
А. И. Кожурин², В. М. Бесстрашнов³, А. Л. Стром³, Я. Сузуки⁴, Х. Цуцуми⁵, М. Ватанабе⁶,
Т. Уеки⁷, Т. Шимамото⁸, К. Окумура⁹, Х. Гото⁹, Я. Кария¹⁰

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, 693022, ул. Науки, б/н

²Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7

³Институт Гидропроект РАО "ЭЭС России", Москва 125812, Волоколамское шоссе, 3

⁴Faculty of Information Science and Technology, Aichi Prefectural University, Nagakute, Japan

⁵Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto, Japan

⁶Faculty of Sociology, Toyo University, Tokyo, Japan

⁷Department of Geographical Science, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan

⁸Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto, Japan

⁹Department of Geography, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, Japan

¹⁰Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Chiba, Japan

Поступила в редакцию 10.07.2000 г.

Приводятся первые данные о времени последних подвижек, направлении и скоростях перемещений для разрывов Сахалина. Показано, что в позднечетвертичное время одно и то же меридиональное (продольное) структурное направление характеризовалось на севере острова преимущественно правосторонними перемещениями со скоростью 3–5 мм в год (Пильтун-Эхабинский разлом), а в центре и на юге – преимущественно взбросо-надвиговыми с поперечным сокращением острова на 1–2 мм в год (Тынь-Поронайский разлом). Установленные различия в стиле разрывной тектоники соответствуют изменению общего облика выраженной в рельефе новейшей структуры – от слабо-дифференцированной на севере до контрастной блоковой системы поднятий и впадин в центре и на юге острова. Данные датирования палеоподвижек позволяют сделать вывод о том, что интервал между палеоземлетрясениями, по силе сравнимыми с Нефтегорским землетрясением 1995 г. или даже превосходившими его, в северной и центральной частях Сахалина мог достигать сотен и первых тысяч лет.

ВВЕДЕНИЕ

Три сильных землетрясения в северо-западной части Тихоокеанского региона (рис. 1), следовавшие одно за другим с интервалом в 3–4 месяца в 1994–1995 гг., сопровождались многочисленными человеческими жертвами, значительными разрушениями и крупномасштабными деформациями земной поверхности. На Сахалине и в Японии вскрылись протяженные сейсморазрывы, совпавшие с ранее существовавшими разломами земной коры¹.

Дизъюнктивные дислокации отложений четвертичного возраста на Сахалине ранее отмечались [2, 12, 13, 22], но стали тщательно изучаться только после Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. На протяжении трех лет исследования активных разломов на Сахалине проводились учеными России и Японии. В настоящей статье приводятся основные результаты этих исследований.

¹ Совсем недавно, 4(5) августа 2000 г., землетрясение с магнитудой около 6.4 произошло на западе центрального Сахалина. По данным Р.Ф. Булгакова, М.И. Стрельцова и Л.С. Оскорбина (ИМГИГ ДВО РАН), первыми обследовавшими эпицентральный район, во время этого землетрясения, как и при Нефтегорском, на земной поверхности появился ряд разрывов.

ТЕРМИНОЛОГИЯ, ЦЕЛИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При Нефтегорском землетрясении 1995 г. на земной поверхности вскрылся протяженный сейсморазрыв северо-северо-восточного простирания. Изучение сейсморазрыва показало, что он есть результат подвижки по Верхне-Пильтунскому разлому и что подобные подвижки происходили по разлому в недавнем геологическом прошлом [16]. На практике такие разрывы, именуемые активными (т.е. те, по которым возможны подвижки в ближайшем будущем), чаще всего распознаются как нарушающие верхнеплейстоценовые и/или голоценовые отложения и формы рельефа.

Одним из важных параметров, определяемых при изучении активных разломов, является повторяемость связанных с ними сильных землетрясений. По инструментальным данным о землетрясениях Сахалина за период 1906–1999 гг. можно с удовлетворительной точностью оценить повторяемость для событий с $M < 6$. Для событий большей магнитуды, особенно с $M \geq 7.0$, таких данных недостаточно и надежная оценка их повторяемости требует специальных исследований. Целью последних является определение:

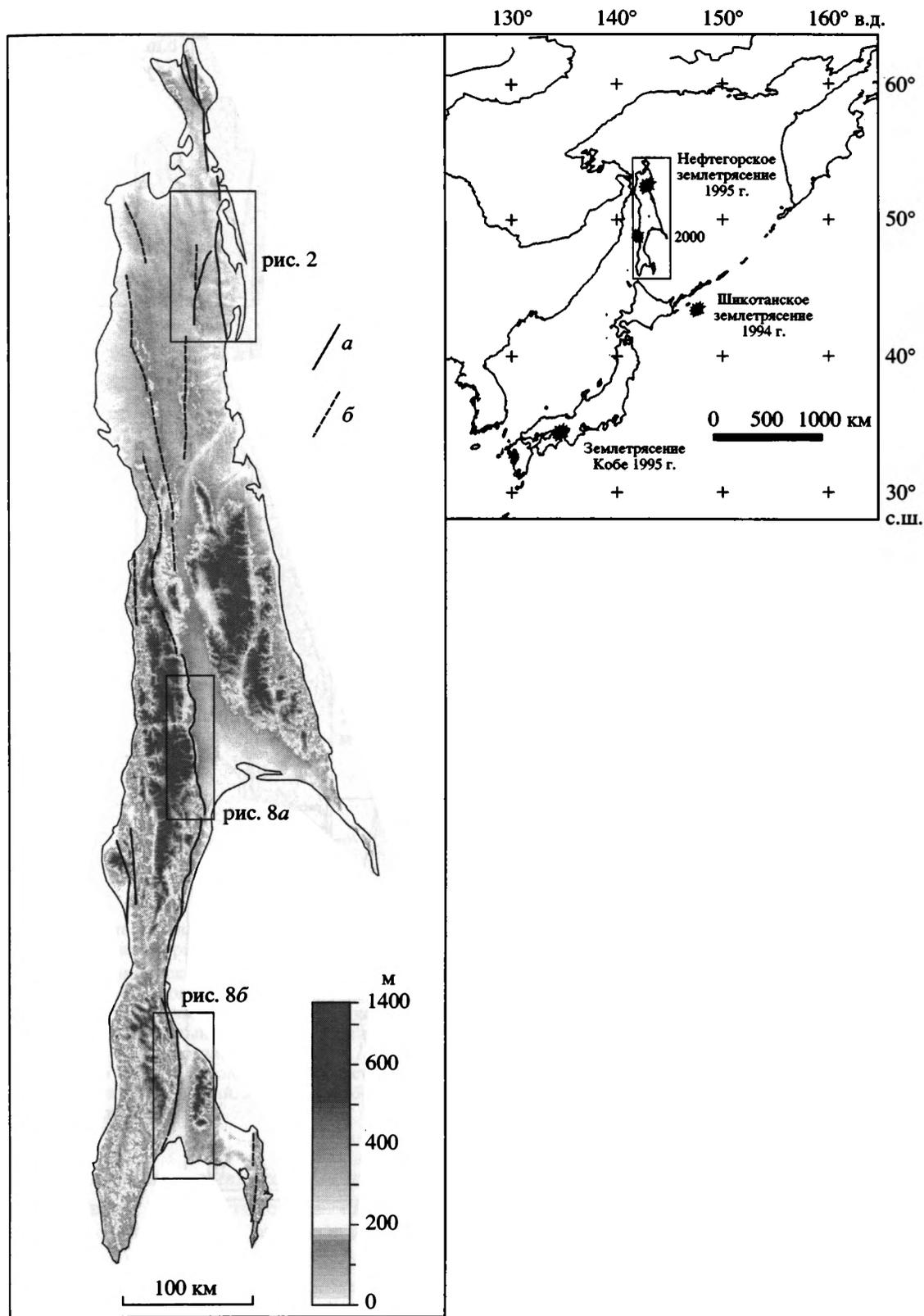


Рис. 1. Обзорная карта северо-западной части Тихоокеанского региона: сильные землетрясения последних лет, районы исследований (обведены рамками) и положение главных достоверных (а) и предполагаемых (б) зон активных разрывов Сахалина (генерализовано).

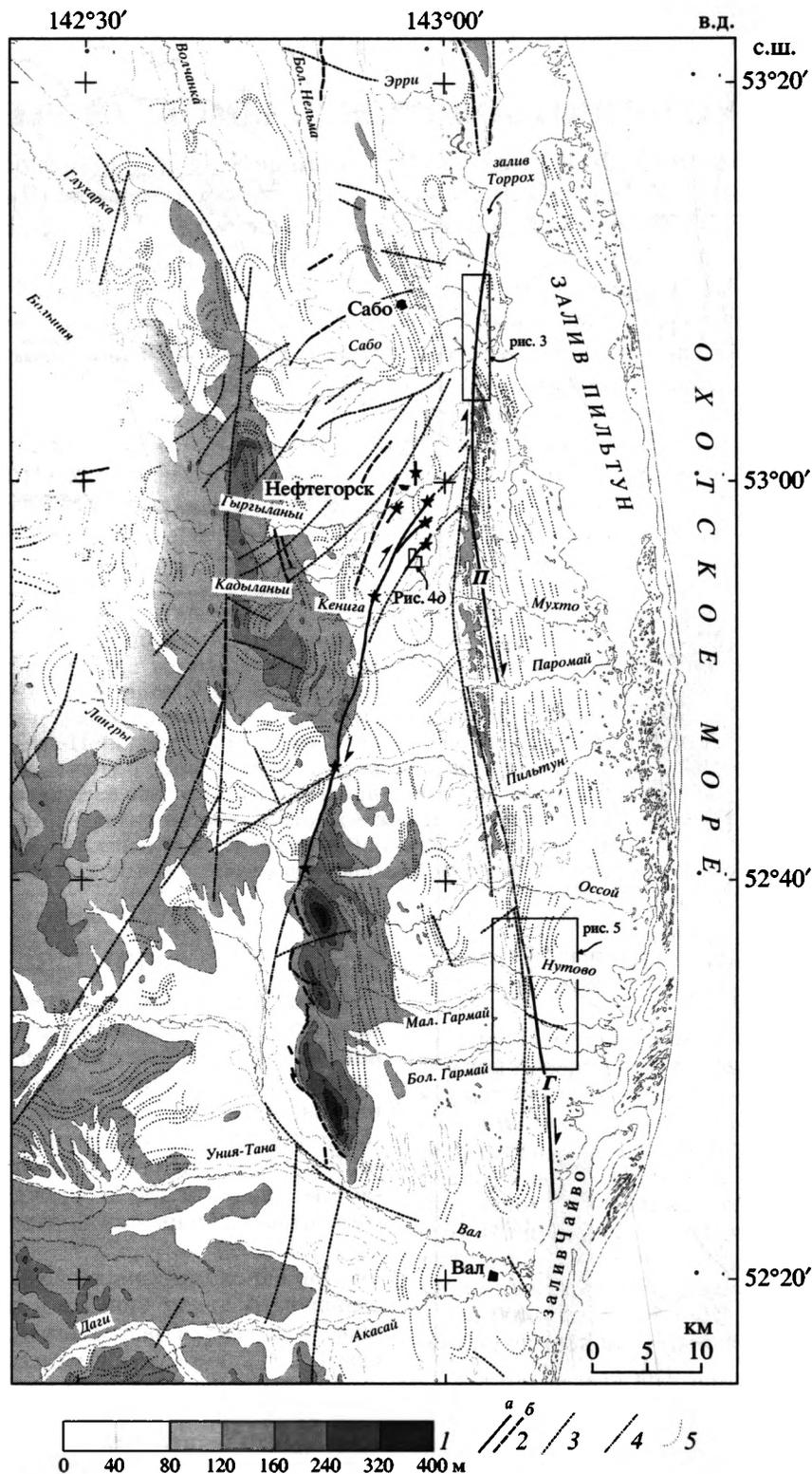


Рис. 2. Разломы и линеаменты северо-восточного Сахалина. Положение рис. см. на рис. 1.

1 – гипсометрическая шкала; 2 – достоверные (а) и предполагаемые (б) активные разломы (звездочками отмечены сейсморазрывы, появившиеся во время Нефтегорского землетрясения, стрелки – направление сдвиговых перемещений); 3–5 – результаты дешифрирования космических снимков масштаба 1 : 200000: 3 – разломы, установленные по данным геологических съемок и выражающиеся на космических снимках в виде линеаментов, 4 – наиболее значительные линеаменты, видимые на космических снимках, 5 – неогеновые слои. П – Пильтунский, Г – Гаромайский активные разрывы.

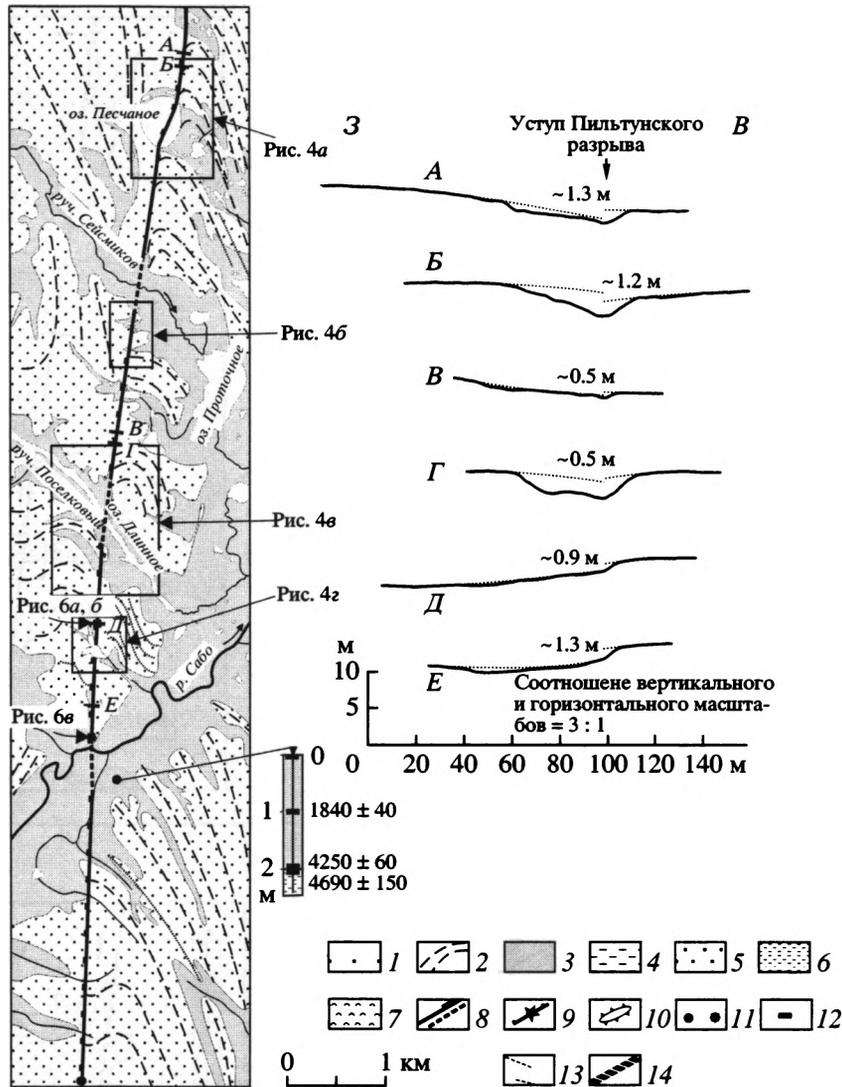


Рис. 3. Северная часть Пильтунского активного разлома (по результатам дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1 : 10000) и гипсометрические профили вкост его простираия (А-Е). Местоположение рис. см. на рис. 2.

1, 2 – отложения нутовской свиты неогена (1) и простираение ее слоев (2); 3 – пойма, также торф на разрезах; 4 – современные русла водотоков; 5 – верхнеплейстоценовые пески; 6 – обогащенные органикой глины и суглинки (на разрезах); 7 – осушенные участки ложбин с кочкой; 8 – Пильтунский активный разлом, проявленный на земной поверхности (а) и предполагаемый в заболоченных поймах (б), берг-штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 9 – сейсморазрывы; 10 – приразломные валики; 11 – точки, в которых проводилось бурение (а) и тренчинг (б); 12 – места отбора образцов торфа и абсолютный возраст отобранных проб (см. табл. 1); 13 – простираия форм рельефа вблизи разлома и величины смещений, м (на рис. 4, б-г); 14 – уступы рельефа невыясненной природы. А-Е – положение гипсометрических профилей.

- а) местоположения активных разломов;
- б) их основных кинематических параметров (протяженность, направление, величина и скорость движений);
- в) периода повторяемости сейсмогенных подвижек по разломам.

Результаты исследований, излагаемые ниже, основаны на изучении аэрофотоснимков масштаба 1 : 10000 – 1 : 30000, космических снимков масштаба 1 : 200000 и материалах экспедиционных работ. Наиболее изучена к настоящему времени

северо-восточная часть Сахалина, включающая очаговую зону Нефтегорского землетрясения 1995 г. Об активных разломах и палеоземлетрясениях центральной и южной частей Сахалина (см. рис. 1) получены только первые пока открыточные сведения.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Общая характеристика. Равнинный (за исключением п-ова Шмидта) Северный Сахалин пред-

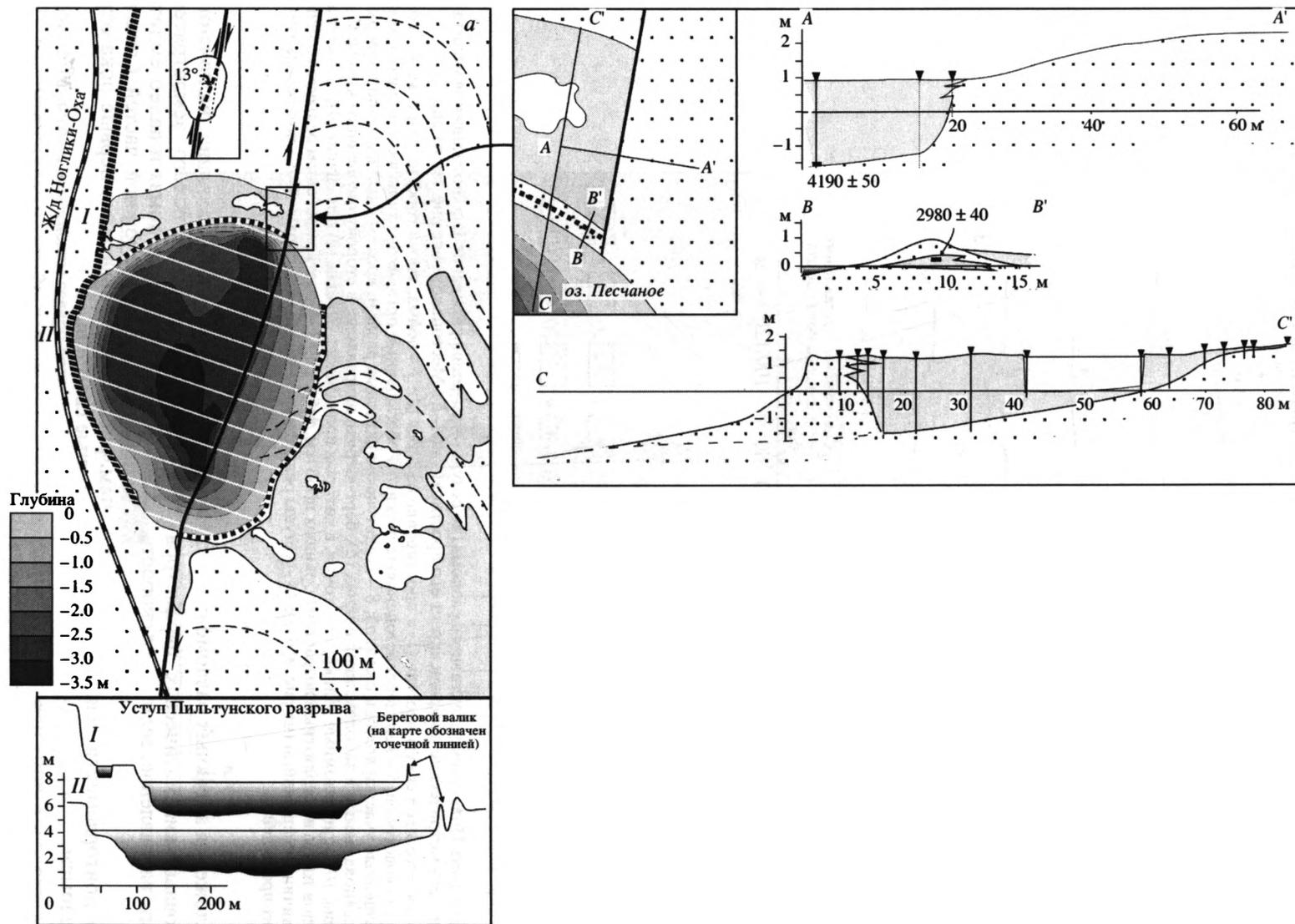


Рис. 4. Фрагменты активных разломов и сейсморазрывов (а-д). Местоположение рис. см. на рис. 2 и 3. Условные обозначения см. на рис. 3.

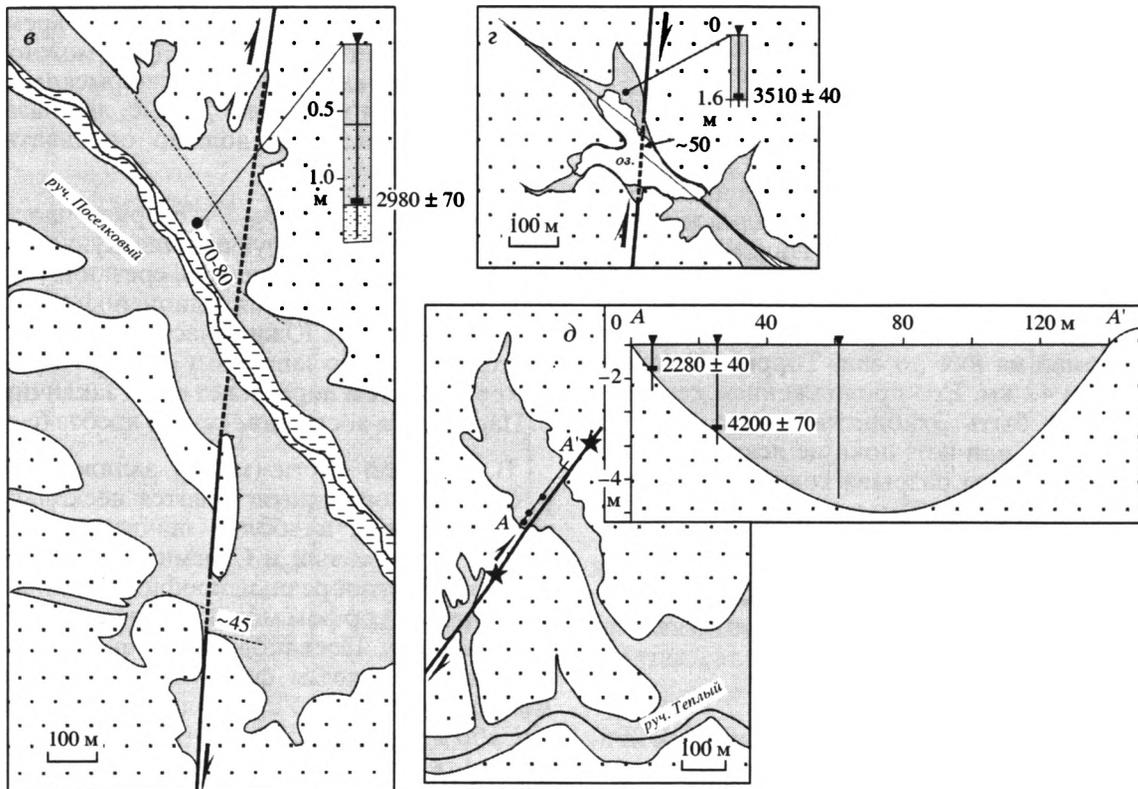
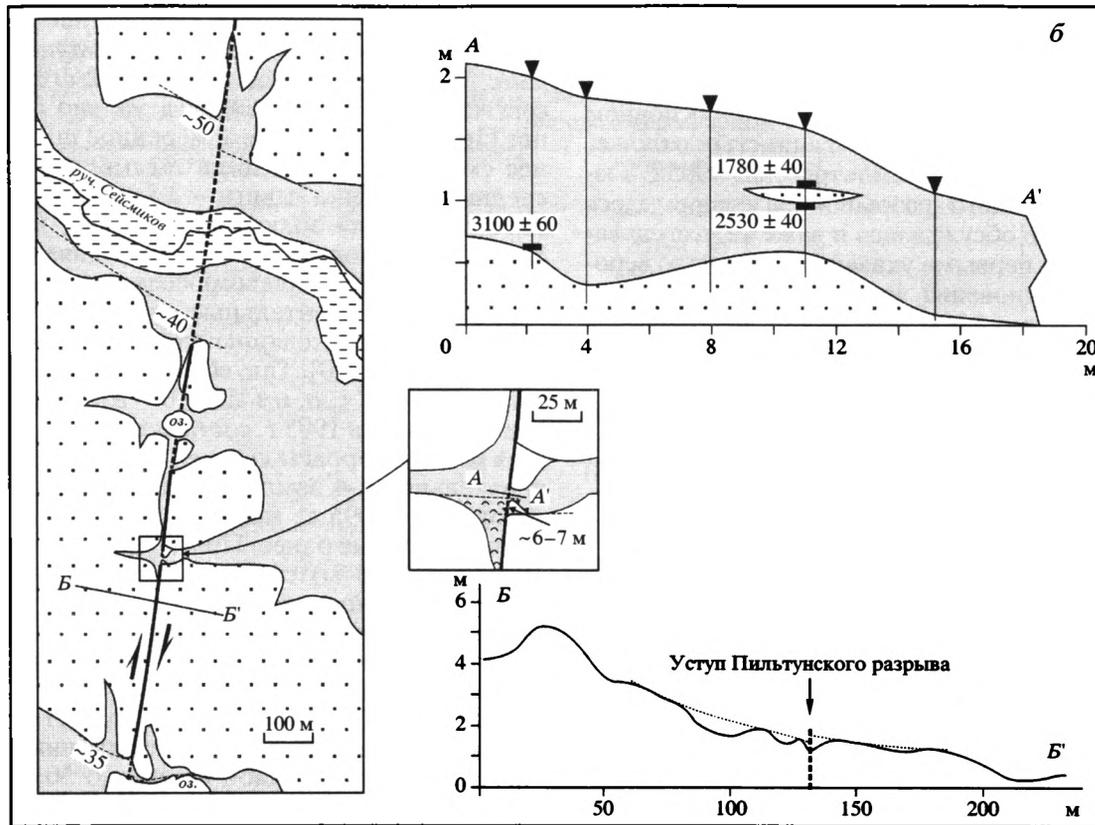


Рис. 4. Окончание.

ставляет собой часть острова с относительно глубоко (несколько километров) залегающим консолидированным фундаментом, перекрытым сплошным плащом смятых в складки в основном верхнекайнозойских песчано-глинистых отложений. До Нефтегорского землетрясения 1995 г. возможность активного разрывообразования здесь практически не обсуждалась и даже те исследователи, которые первыми указали на высокую вероятность возникновения на Сахалине 9–11-балльных землетрясений [13], не обнаруживали на этой территории каких-либо палеосейсмодислокаций. Хотя инструментальные данные свидетельствовали об относительно высоком уровне сейсмической активности северо-востока Сахалина, землетрясения сильнее Ногликского 1964 г. ($M_{\text{LN}} = 5.8$) здесь ранее не отмечалось [8]. До 1995 г. наиболее крупные в истории Сахалина сейсмические события, в том числе Лесогорско-Углегорское землетрясение 1924 г. ($M_{\text{LN}} = 6.8$) и Монеронское 1971 г. ($M_{\text{LN}} = 7.5$), произошли в центральной и южной частях острова, а разрывы, нарушающие голоценовые отложения, отмечались в южной и центральной частях Сахалина, а также на п-ове Шмидта [2, 12, 22]. Возможность сильного землетрясения на севере Сахалина представлялась маловероятной, что основывалось на представлениях об ослаблении тектонической активности на Сахалине с юга на север [3, 4].

Изучение аэрофотоснимков показало, что Верхне-Пильтунский разлом, проявившийся в 1995 г. в виде сейсморазрыва, не является единственным нарушением подобного типа в рассматриваемом районе [9, 10, 33]. Два наиболее значительных активных разлома: Пильтунский и Гаромайский – были выявлены в зоне меридионального разлома, известного как Северо-Сахалинский [18], Хоккайдо-Сахалинский [25] или Пильтун-Эхабинский [22] (рис. 2).

Пильтунский активный разлом протягивается от р. Паромай на юге до зал. Торрох на севере примерно на 42 км. Его продолжением севернее залива может быть Эхабинский активный разлом, но так это или нет, пока не ясно. Северная часть Пильтунского разрыва совпадает с Пильтун-Эхабинским разломом, который, по-видимому, существовал уже во время формирования песчано-глинистых верхнемиоценовых отложений (окобыкайская свита) [2]. От р. Кадыланьи и далее к югу Пильтунский разрыв протягивается восточнее Пильтун-Эхабинского, удаляясь от него на расстояние до 3 км.

Гаромайский активный разрыв, находясь примерно на продолжении Пильтунского, прослеживается более чем на 20 км от р. Нутово на севере до устья р. Хандуза на юге, где он скрывается под водами зал. Чайво.

Характер перемещений по активным разломам. Нефтегорский (Верхне-Пильтунский) разрыв. Характер смещений по Нефтегорскому сейсморазрыву 1995 г. был детально описан ранее [16]. Максимальное замеренное правостороннее смещение достигло на сейсморазрыве 8.1 м, средняя величина сдвига – 3.8 м. Вертикальные смещения были знакопеременными, их среднее значение оценивается в 0.15 м (поднято западное крыло) [30]. При полевом обследовании были обнаружены горизонтальные смещения элементов рельефа, превосходящие максимальные смещения 1995 г. [10, 30]. Так, вблизи точки с координатами $52^{\circ}53'48''$ с.ш. и $142^{\circ}54'00''$ в.д. правостороннее смещение в 1995 г. составило 6–7 м, а тыловой шов речной террасы смещен вправо на 24 м. Следовательно, 3–4 землетрясения, подобные Нефтегорскому 1995 г., могли произойти на этом активном разломе ранее. Примерно на такую же величину (20–25 м) смещен вправо тыловой шов первой надпойменной террасы в правом борту р. Пильтун. Анализ аэрофотоснимков Нефтегорского сейсморазрыва позволил предположить еще более значительные (до 70–80 м) правосторонние смещения элементов гидросети. Средняя величина смещений ее наиболее крупных элементов оказывается равной примерно 50 м. Принимая в целом послеледниковый (голоценовый) возраст смещенных элементов, среднюю скорость правосдвиговых движений по Верхне-Пильтунскому разлому можно оценить величиной около 5 мм в год. Так как точное время заложения гидросети неизвестно (его можно сопоставлять, например, с позднеюрским низким стоянием моря примерно 20 тыс. лет назад [11]), полученное значение должно оцениваться как максимальное.

Пильтунский разрыв. Северная часть Пильтунского разрыва нарушает плоскую эрозивно-денудационную поверхность, срезающую деформированные отложения плиоценового возраста (нутовская свита). Южная часть разрыва протягивается сначала по западному склону Паромайского хребта, затем пересекает его и заканчивается у р. Паромай на восточном склоне хребта (см. рис. 2).

В северной части (между заливом Торрох и р. Сабо) района протягиваются несколько водотоков. Долины наиболее значительных из них (ручьи Поселковский и Сейсмиков, р. Сабо и др.) имеют корытообразный профиль и заполнены на всю ширину торфом мощностью в первые метры. В долине руч. Поселковый местами предположительно выделяются фрагменты первой надпойменной террасы. Установлено, что в долинах р. Сабо и руч. Поселковский торф перекрывает синевато-серые илистые богатые гумусом отложения, самые верхние горизонты которых имеют возраст 3–5 тыс. лет (рис. 3, 4, в, табл. 1). Несомненно, в истории всех этих долин существовали

Таблица 1

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
1	Beta-126778(п)	1340 ± 60	1299–1256 1252–1234 1201–1185	1284	1280
2	ГИН-9105(т)	1780 ± 40	1730–1690 1670–1657 1653–1627	1707	1700
3	ГИН-9097(т)	1840 ± 40	1823–1712	1816 1791 1780 1754 1741	1820
4	ГИН-9100(т)	2280 ± 40	2345–2308 2222–2208	2333	2340
5	ГИН-9122(п)	2360 ± 120	2707–2633 2610–2593 2535–2532 2492–2309 2222–2209	2350	2350
6	ГИН-8846(д)	2520 ± 160	2775–2350	2712 2625 2623	2650
7	ГИН-9104(т)	2530 ± 40	2741–2708 2632–2613 2587–2538 2529–2497	2713	2710
8	ГИН-8848(д)	2760 ± 90	2951–2768	2851	2850
9	ГИН-9102(т)	2890 ± 70	3159–3149 3140–3125 3113–3089 3081–2922 2906–2890	2996	3000
10	УтС-5886(ду)	2960 ± 31	3159–3149 3140–3125 3113–3089 3081–2922 2906–2890	3059 3049 3026 3010 3001	3030
11	ГИН-9098(т)	2980 ± 40	3239–3228 3212–3136 3131–3096 3093–3077	3205 3189 3162 3145 3143 3086 3083	3200

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
12	ГИН-9101(т)	3100 ± 60	3379–3315 3313–3254 3216–3214	3342 3276 3273	3340
13	NN-103(ду)	3360 ± 130	3814–3792 3758–3751 3724–3465	3630 3609 3599 3588	3610
14	ГИН-9103(т)	3380 ± 60	3690–3554	3634	3630
15	ГИН-9103(т)	3510 ± 40	3833–3715 3712–3698	3826 3789 3776 3744 3730	3830
16	NS-30(ду)	3510 ± 70	3870–3689	3826 3789 3776 3744 3730	3770
17	NS-28(ду)	3560 ± 70	3961–3948 3927–3812 3792–3757 3751–3723	3835	3840
18	ГИН-8492(ду)	4030 ± 50	4568–4559 4545–4541 4532–4420	4517 4467 4448	4480
19	GrA-8199(ду)	4110 ± 120	4829–4436 4431–4422	4778 4771 4608 4600 4572	4670
20	ГИН-9099(т)	4190 ± 50	4822 4749 4733	4822 4749 4733	4820
21	ГИН-9092(т)	4200 ± 70	4837–4788 4766–4615 4595–4590	4825	4830
22	ГИН-9095(т)	4250 ± 60	4856–4821 4749–4733 4714–4714	4832	4830
23	ГИН-9108(оо)	4690 ± 150	5592–5294	5452 5377 5330	5450
24	UtC-5885(ду)	4717 ± 34	5575–5534 5477–5451 5380–5328	5467	5470

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Лабораторный номер образца	Радиоуглеродный возраст, до н. вр., лет (1σ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет (области методом пересечений, 1δ)	Калиброванный возраст, до н. вр., лет	Принятое калиброванное значение, лет
25	ГИН-8847(д)	5060 ± 160	5985–5972 5942–5609	5877 5873 5863 5827 5752	5840
26	UtC-5888(ду)	5796 ± 37	6660–6645 6644–6545 6507–6503	6636 6580 6571	6600
27	GrA-8197(оо)	6070 ± 70	7005–6850 6838–6799 6765–6763	6898	6900
28	GrA-8198(оо)	6380 ± 60	7416–7391 7369–7349 7332–7251	7307 7300 7289 7278 7272	7290
29	ГИН-9131(д)	8070 ± 200	9395–9393 9274–8632 8616–8611	9009	9000
30	GrA-8201(оо)	21 250 ± 650	–	–	–
31	Beta-126778(д)	31 790 ± 460	–	–	–
32	Beta-124089(ду)	32 650 ± 240	–	–	–
33	Beta-124088(ду)	42 390 ± 660	–	–	–

Примечание: Для калибровки использовалась кривая intcal98.14с [32] и программное обеспечение CALIB4_1 [31]. Во всех случаях, когда датировались торфяные отложения, из нескольких получаемых при калибровке значений выбирались и округлялись в сторону удревнения (до десятка) наиболее древние. В остальных случаях при нескольких калиброванных значениях принимаемое получалась округлением до десятка среднего. В скобках после лабораторного номера – тип образца (т – торф, п – почва, д – дерево, ду – древесный уголь, оо – обогащенный органикой слой). Лабораторный номер образца: ГИН – Геологический институт РАН, Москва, Россия; UtC – R. J. Van de Graaff Laboratorium, Universiteit Utrecht, Utrecht, The Netherlands; GrA – Centre for Isotope Research, University of Groningen, Groningen, The Netherlands; Beta – Beta Analytic, Inc., Miami, Florida, USA; NS, NN – National Institute for Environmental Studies, Ibaraki 305-8506, Japan. Прочерк – нет данных.

этапы интенсивного врезания и, затем, подпруживания и аккумуляции тонких осадков, видимо, в связи с голоценовым повышением уровня океана.

В поверхности покрова торфа в крупных долинах разрыв не прослеживается. Фрагментарность распространения предполагаемой первой надпойменной террасы в долине руч. Поселковский не позволяет судить, деформирована она или нет. С другой стороны, более мелкие водотоки-ложбины подпружены уступом, созданным при подвижках по разрыву (см. рис. 3, 4, б, г). Очевидно, что коренные днища крупных долин также нарушены разрывом, хотя образовавшиеся при этом уступы перекрыты торфом. В этом случае соответствующие вертикальным сдвиговым смещения крупных долин могут быть обнаружены по

смещениям их коренных бортов. Как правило, это оказывалось возможным лишь экстраполяцией простираций участков бортов, находящихся нередко на значительном удалении от линии разрыва (см. рис. 4, б–г).

Ранее [33] величина правого сдвига северного борта долины руч. Поселковский была оценена величиной порядка 100 м, а впадины озера Песчаное – 80 м. Последнее значение было получено измерением по аэрофотоснимку расстояния вдоль разрыва между современным берегом озера в восточном крыле и северным краем заболоченного участка впадины озера в западном. При этом оставались сомнения в сдвиговой природе видимого приразломного изгиба берега озера. Выполненные нами работы позволили снять эти сомнения, уточнить

величину сдвига, а радиоуглеродные датировки торфяников из смещенной и ныне отгороженной береговым песчаным валом части озера – определить примерное значение его скорости.

Озеро отличается чистым песчаным дном, правильной овальной формой и появилось, вероятно, как термокарстовая впадина. Мы измерили глубины озера с шагом 6 м по линиям профилей, приведенных на рис. 4, а. Как видно, разрыв хорошо выражен в дне озера обращенным к западу уступом высотой 1.3–1.5 м. Простираение разрыва в пределах озера – примерно 21° ССВ, вне его – 8° ССВ. Севернее озера, к западу от разрыва, земная поверхность наклонена на юг под углом $2\text{--}3^\circ$ (оценка сделана по нивелирному профилю вдоль разрыва). Вертикальное смещение этой поверхности на 1.3–1.5 м могло, в принципе, вызвать за счет затопления эффект правостороннего сдвига северного берега озера на 30–60 м, что примерно соответствует наблюдаемому в плане его изгибу. Однако примерно в 30 м к северу от берега озера вертикальное смещение по разрыву достигает уже примерно 4.5 м (см. профиль А–А' на рис. 4, а). Объяснением наблюдаемого неравенства величин видимых вертикальных смещений может быть предположение о преимущественно сдвиговых перемещениях по разрыву и совмещении через разрыв изначально разновысотных участков берега озера. Отметим, что правосторонние движения по разрыву на его участке, соответствующем озеру, должны дополняться раздвиговыми (из-за отклонения этого участка от общего направления разрыва – см. врезку на рис. 4, а). В этом отношении приуроченность впадины озера к кинематически особому участку разрыва вряд ли случайна – вероятно, его появление было обусловлено сочетанием тектонического и климатического факторов.

Береговой вал (см. рис. 4, а, профили В–В' и С–С') образовался к западу от линии разрыва, очевидно, с возникновением сдвигового изгиба берега озера. Процесс отложения материала, переносимого вдоль берега, в местах резких искривлений береговых линий (эффект тени) известен давно и хорошо описан [7]. Слагающий вал песок поставлялся из восточного крыла разрыва (берег озера там представлен абразионным уступом). Следует полагать, что образование вала началось не с начала смещения берега озера, а позже, иначе смещенная часть озера не была бы морфологически выраженной, а заполнилась переложившимся песком. О величине произошедшего к началу образования вала сдвигового смещения можно судить по ширине дна болота между северным подножием вала и хорошо выраженным подножием склона ко дну озера того времени – около 50 м (см. профиль С–С' на рис. 4, а). Возраст наиболее древних горизонтов торфа в отгороженной валом заболоченной части озера составляет примерно

4800 (4190 ± 50) лет, так что отгораживание началось не позднее 5000 лет назад². Считая озеро термокарстовым (возраст 20–18 тыс. лет [11]), получаем, что горизонтальное перемещение в 50 м по сдвигу произошло примерно за 13–15 тыс. лет при средней скорости около 3.5 мм в год.

Последующее перемещение вала вместе с западным крылом разрыва относительно восточного к северу должно было вызывать наращивание новыми порциями песка его верхушки и южного склона. Современная верхушка вала относительно линии берега в восточном крыле разрыва не смещена. Возраст торфа из линзы под ее поверхностью составляет около 3200 (2980 ± 40) лет (профиль В–В' на рис. 4, а). Отсюда следует, что вал занимал современное положение последние примерно 3000 (возможно, 2600 лет, после последней подвижки по разрыву, см. раздел, посвященный возрасту палеоземлетрясений, и табл. 2). Расстояние в плане между северным подножием вала (точка начала его роста 4800 лет назад) и его вершиной, равное примерно 12 м, может соответствовать тогда величине его смещения примерно за 2200 лет со средней скоростью около 5.5 мм в год.

Суммарная амплитуда сдвига впадины озера составила, как следует из изложенного, примерно 60 м. Близкие по величине смещения обнаруживаются и на других участках разрыва (см. рис. 4, б–г). В большинстве случаев их величина примерно одна и та же – около 50 м. Если считать, что интенсивное врезание с формированием крутосклонных корытообразных долин произошло во время низкого стояния уровня моря 20–18 тыс. лет назад (см., например, [11]), то средняя скорость сдвига могла достигать 3 мм/год. Больше (около 100 м) смещение можно предполагать лишь для северного борта руч. Поселковский, но достоверность полученного значения невысока.

Небольшая ложбина примерно в 1 км южнее ручья Сейсмиков (см. рис. 3 и 4, б) выполнена торфом лишь западнее разрыва. Подпруживание ложбины невысоким надразломным валом началось, судя по возрасту нижней части отложений торфа, несколько ранее 3300 (3100 ± 60) лет назад, возможно, при землетрясении. Над надразломным валиком в торфе, как бы перетекающим через вал, бурением обнаружена линза песка, образование которой ограничивается значениями возраста примерно 1700 (1780 ± 40) и 2700 (2530 ± 40) лет назад. Ее появление могло быть связано с выбросом разжиженного песка во время следующей сейсмогенной подвижки между указанными датами. В обоих бортах ложбины удастся установить не больше 6–7 м правого сдвига – резуль-

² Здесь и далее следующие одно за другим значения возраста без доверительного интервала и с ним соответствуют принятым калиброванным и исходным радиоуглеродным значениям возраста, см. табл. 1.

Таблица 2. Сила и период повторяемости палеоземлетрясений, сопровождавших подвижки по активным разломам северо-восточного Сахалина

Разлом	Пильтунский ($S \approx 3.8$ мм/год)				Верхне-Пильтунский ($S \approx 5$ мм/год)			
	А	Т, лет	D, м	M	А	Т, лет	D, м	M
1.					5			≥ 7.8 (7.7)
2.					1000	1000*	5.0	
3.		2600*	9.9		1400	400	2.0	≥ 7.2 (7.3)
4.					1800	400	2.0	≥ 7.2 (7.3)
5.	2600							
6.	3800 (?)	1200	4.6	≥ 7.8 (7.6)		3000*	15.0	
7.	4500	700	2.7	≥ 7.4 (7.4)				
8.	5500 (?)	1000	3.8	≥ 7.6 (7.6)	4500			
10.	7200	1700*	6.5	≥ 8.0 (7.7)			26.0	

Примечания: А – возраст палеоземлетрясений (? – определен с недостаточной степенью достоверности); Т – интервал между землетрясениями, лет, * – интервал времени, в пределах которого сейсмические события могли быть пропущены; D – накопленная деформация ($D = S \times T$); M – магнитуда, вычислена по формулам $M = (\text{Log } D_m + 4.0)/0.6$ [15] и (в скобках, для сдвигов) $M = 7.04 + 0.89X \text{Log } D_a$ [34], где D_m и D_a – соответственно максимальная и средняя подвижка по разлому.

тат, как следует из изложенного, по крайней мере, двух землетрясений. Эта величина должна соотноситься с интервалом времени порядка 2000 лет – между примерно 4500 и 2600 лет назад, что дает максимальную среднюю скорость сдвига около 3.2–3.7 мм в год³.

Южнее р. Сабо максимальная выраженная в рельефе вертикальная подвижка возрастает до 5–6 м. Одновозрастное этому вертикальному горизонтальное смещение нигде увидеть не удалось. Меньшие амплитуды наблюдались приблизительно в 2–3 км к югу от р. Сабо (в точке с координатами 53°04', 594' с.ш. и 143°02', 397' в.д.): около 0.8 м вертикального смещения невысокой ручьевой поймы и ~15–16 м правого сдвига ее южного тылового шва. Примерно в 900 м по разрыву к югу от р. Кадыланья на 25–28 м смещены вправо две хорошо выраженные ложбины. Можно предполагать также смещение вправо на 5–7 м правого коренного борта северной из них. На 50–55 м смещены вправо долины трех крупных ручьев

(левых притоков руч. Поселковский) в 5.55–5.95 км к югу по линии разрыва от р. Кадыланья, а также ручья в 2.25 км севернее р. Мухто. В днищах всех относительно крупных водотоков, у их бортов, разрыв проявлен надразломными валиками, подобными наблюдавшимся на разрыве севернее р. Сабо.

Морфология долин водотоков, не смещенных разрывом (крутые борта, плоские днища), свидетельствует об их очень молодом возрасте (примерно 1 и 2.5 км по разрыву к югу от р. Мухто).

Гаромайский разрыв. Гаромайский разрыв начинается примерно в 25 км южнее Пильтунского разрыва и протягивается к югу на расстоянии 22–23 км до побережья залива Чайво (см. рис. 2, 5).

В долинах наиболее крупных рек, пересекающих Гаромайский разрыв (Нутово, Большой Гаромай и Малый Гаромай), развиты высокая пойма и лишь одна, видимо, раннеголоценовая надпойменная терраса. Долины врезаны в общем ровную или слабо холмистую эрозионно-денудационную поверхность, срезающую позднеплиоценовые отложения нутовской свиты. Более мелкие эрозионные формы представлены неглубокими широкими пологими ложбинами, в основном сухими, часто не связанными с действующей эрозион-

³ 4500 лет назад – начало накопления деформаций, соответствующих видимому сейчас на линии разрыва смещению, момент, предшествовавший первому из двух предполагаемых землетрясений (см. табл. 2 и раздел, посвященный возрасту палеоземлетрясений).

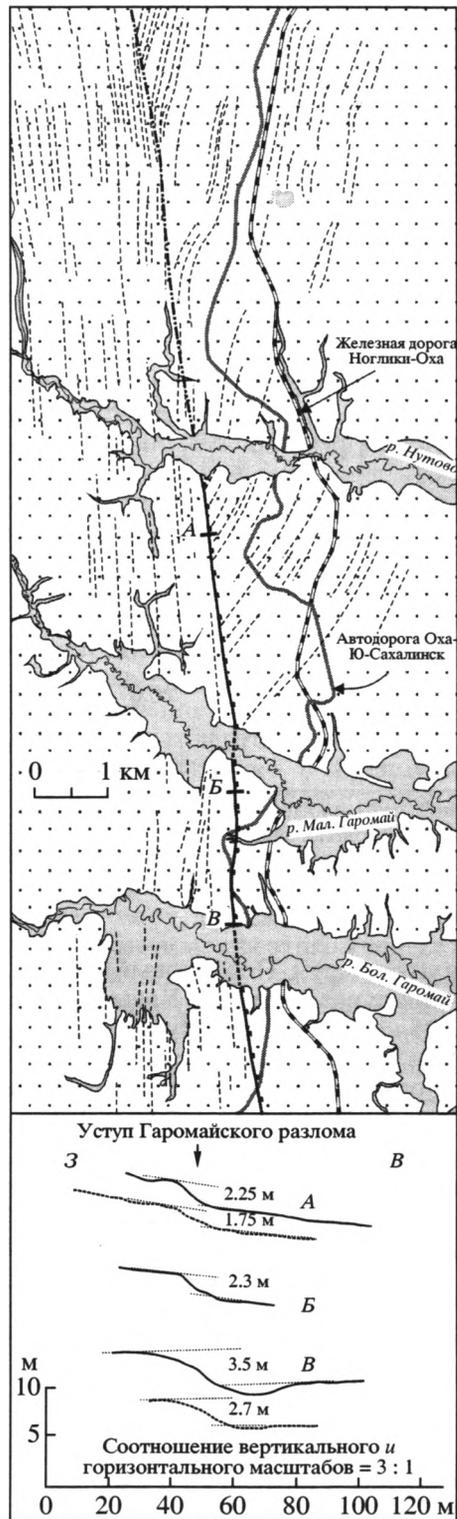


Рис. 5. Фрагмент Гаромайского активного разлома. Местоположение рис. см. на рис. 2, условные обозначения – на рис. 3. На поперечных гипсометрических профилях сплошная линия соответствует водораздельной поверхности, пунктирная – более молодое поверхность: на А – днищу ложбины, на В – наиболее высокой речной террасе; показаны величины вертикальных перемещений в м.

ной сетью. По-видимому, это реликты первичного рельефа или первичного расчленения упомянутой поверхности. Самые молодые эрозионные образования (довольно редкие) – крутосклонные с плоскими ровными днищами врез, раскрывающиеся в долины действующих рек.

Гаромайский разрыв прослеживается как обращенный к востоку уступ в водораздельной поверхности. Высота уступа (суммарная величина выраженных в рельефе вертикальных смещений) достигает 2–3.5 м (см. профили А и В на рис. 5). Меньшие смещения поверхности (1.1–1.2 м) наблюдались вдоль южной части разрыва (точки с координатами 52°29, 324' с.ш., 143°07, 897' и 52°26, 276' с.ш., 143°08, 603' в.д.). Судя по очень крутому, до 70–80° с падением на запад, залеганию отложений нutowской свиты в западном крыле разрыва у его линии (обнажение в выработке старой дороги между реками Большой и Малый Гаромай, в точке с координатами 52°33, 427' с.ш. и 143°07, 317' в.д.), вертикальные перемещения были взбросовыми. Разрыв деформирует пологосклонные ложбины и надпойменные террасы рек (см. профили А и В на рис. 5), но не прослеживается в поверхности высоких пойм. Не затронуты разрывными движениями также крутосклонные врезы – самые молодые из эрозионных образований.

Обращает на себя внимание небольшая величина разницы между величинами вертикальных смещений водораздельной эрозионно-денудационной поверхности и врезанных в нее террас и ложбин – каждый раз она меньше величины смещения более молодого элемента рельефа (см. профили А и В на рис. 5). Можно предположить, что или выраженные в рельефе движения по разрыву начались незадолго до расчленения водораздельной поверхности, или же вертикальные движения, как это бывает в сдвиговых зонах, были малоамплитудными, непостоянными и знакопеременными.

Свидетельств горизонтальных смещений очень мало. Признаки правого сдвига, причем неотчетливые, установлены только для двух неглубоких пологих ложбин (на 5–6 и 9–15 м, см. профиль А на рис. 5). Можно утверждать, что вдоль южной части разрыва сдвиговые движения не происходили: тыловой шов смещенной по вертикали террасы р. Большой Гаромай (левый борт, см. профиль В на рис. 5) по латерали не сдвинут.

Пильтунский и Гаромайский разрывы имеют одинаковое простирание и находятся на продолжении друг друга, однако характер их сочленения неясен. Они могут быть как активными сегментами единого разлома длиной порядка 100 км, так и кулисно подставляться друг друга. Для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

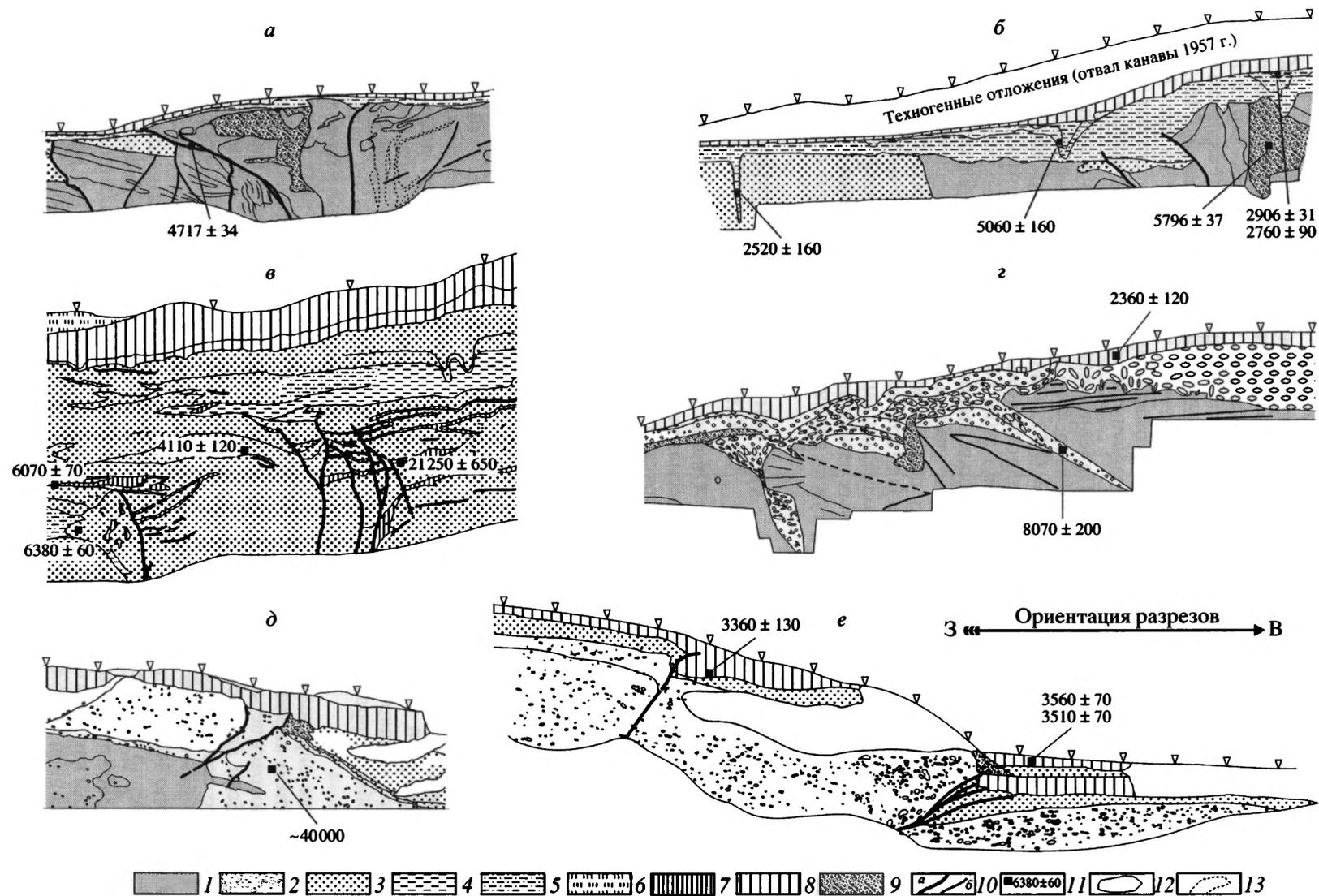


Рис. 6. Результаты тренчинга активных разломов Сахалина. Местоположение разрезов см. на рис. 3, 8, 9.

1 – неогеновые отложения; 2–6 – четвертичные отложения: 2 – аллювиально-пролювиальные галечники, 3 – мелко-среднезернистые пески, 4 – глины, 5 – суглинки, 6 – торф; 7 – обогащенные органикой прослой в песках (только на в); 8 – современный почвенный горизонт; 9 – приразломные фации, зоны меланжа, коллювиальные клинья; 10 – сейсморазрывы (а) и трещины (б); 11 – места отбора проб и их радиоуглеродный возраст, лет (см. табл. 1); 12 – необследованные участки разрезов; 13 – зоны ожелезнения. Треугольники по верхнему краю разрезов расположены через 1 м. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.



Рис. 7. Темпы торфообразования в болотах, образовавшихся на месте водотоков, подпруженных активными разломами.

Сплошная линия ($y = 1961x + 140$) — тренд по всей совокупности значений, исключая точки, отражающие аномально низкие темпы торфообразования (показаны заштрихованными значками); величина достоверности линейной аппроксимации (использованы калиброванные значения возраста) $R^2 = 0.95$.

1–6 — рис.: 1–3, 2–4, а, 3–4, б, 4–4, в, 5–4, г, 6–4, д.

Возраст палеоземлетрясений. Наиболее представительны на сегодняшний день данные о сейсмической истории Пильтунского разрыва (его северной части). Они основываются на изучении разрезов, вскрытых траншеями [26, 27, 33] и бурением отложений в подпруженных разрывом водотоках.

Наиболее древнее землетрясение имеет возраст около 7200 (между 6070 ± 70 и 6380 ± 60) лет (рис. 6в). Время следующего события, 5470 (4717 ± 34) лет назад, устанавливается по возрасту древесного угля из линзы гравелитов под поверхностью одного из сколов [26, 27] (см. рис. 6а). Однако не исключено, что в данном случае датирован рвущийся слой и событие произошло после указанной даты.

Более позднее событие определяется как нарушающее слой с возрастом около 4700 (4110 ± 120) лет (см. рис. 6в). Возраст перекрывающего горизонта неизвестен. Если скорость осадконакопления была примерно постоянной, то наиболее древний перекрывающий смещение горизонт мог образоваться примерно 4400 лет назад, а само событие произойти примерно 4500 лет назад.

Событие с возрастом 3800 лет назад определено по косвенным признакам как произошедшее до формирования в подпруженной ложбине горизонта торфа с возрастом около 3300 (3100 ± 60) лет (см. разрез на рис. 4б). При этом учитывались средняя скорость торфонакопления (0.5 мм в год, рис. 7) и мощность торфа под датированным го-

ризонтном. Результатом события могло быть и подпруживание безымянного озера, показанного на рис. 4г.

Событие, произошедшее 2600 (2520 ± 160) лет назад, определяется возрастом заполнения трещины, вскрытой канавой (см. рис. 6б), и линзы песка в торфе над надразломным валиком в подпруженной ложбине (см. разрез на рис. 4б). Интересно отметить, что на графике на рис. 7 две из трех аномальных точек соответствуют как раз горизонтам торфа ниже и выше этой линзы.

Палеоподвижки имели место и вдоль Верхне-Пильтунского активного разлома, проявившегося в 1995 г. в виде Нефтегорского сейсморазрыва. Предполагаемый возраст землетрясений — примерно 1800, 1400 и 1000 лет тому назад [17]. Надежных следов более молодых палеособытий найти не удалось. Более древнее землетрясение произошло, возможно, примерно 4500 (4030 ± 50) лет назад (возраст древесного угля из песчаного заполнения вертикальной трещины в аллювиальных отложениях террасы в левом борту р. Пильтун на линии сейсморазрыва 1995 г.).

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ САХАЛИНА

Общая характеристика. В настоящей работе рассматриваются активные разломы западных бортов Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий (рис. 8а, б).

Первые сведения об активных разломах южной части Сахалина содержатся в работе В.К. Кучая [12]. В бассейне р. Априловка он наблюдал надвиг дочетвертичных отложений маруямской свиты на, вероятно, верхнеголоценовые аллювиальные галечники (падение плоскости $15\text{--}20^\circ$ на запад). Об активных разломах центральной части Сахалина в литературе имеется лишь краткое упоминание: "...в Поронайской долине Западно-Сахалинские горы с востока также обрамлены предгорьями, ограниченными на западе Центрально-Сахалинским разломом, а на востоке — зоной голоценовых надвигов, аналогичных Ключевской зоне Южного Сахалина. Эти надвиги четко прослеживаются, например, вдоль западных окраин поселков Буюклы и Смирных" [12, с. 57].

Основная часть разломов центральной части Сахалина протягивается вдоль восточного подножья предгорной ступени (в плане она примерно соответствует выходу на поверхность неогеновых отложений), отделяющей в рельефе поднятие Западно-Сахалинских гор от расположенной восточнее Поронайской низменности (см. рис. 8, а). Общая протяженность системы прослеженных нами активных разрывов составляет около 150 км при ширине до 10 км. Как правило, простирающиеся разрывы совпадают с простирающимися в

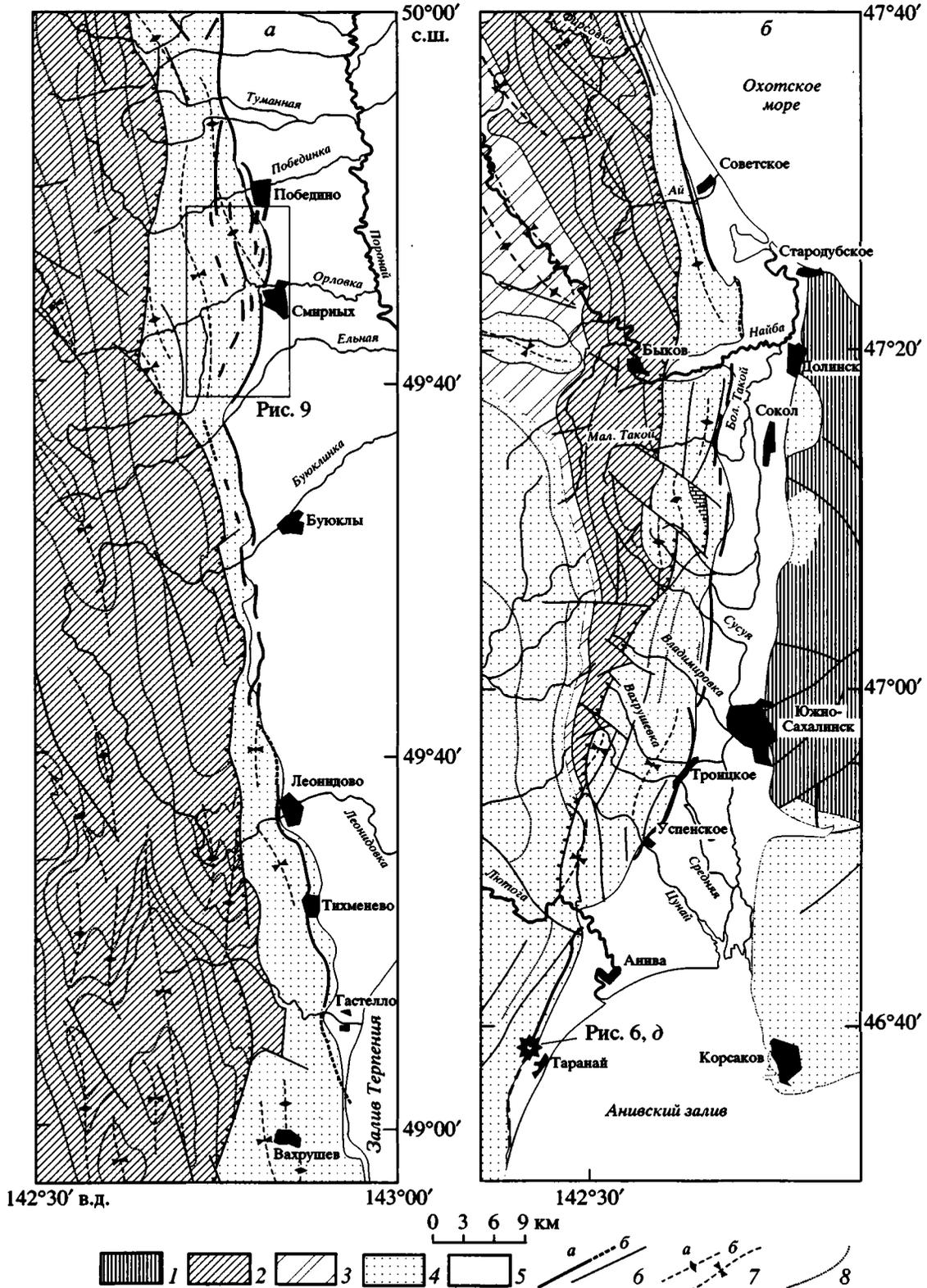


Рис. 8. Активные разломы центральной (а) и южной (б) частей Сахалина (составлены с использованием данных геологических съемок). Местоположение рис. см. на рис. 1.

1 – мезозой; 2 – верхний мел; 3 – палеоген; 4 – неоген; 5 – четвертичные образования; 6 – разломы активные (а) и неактивные со штрихами при взбросо-надвиговой кинематике (б), штриховая линия – предполагаемые продолжения активных разломов; 7 – оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 8 – стратиграфические границы и маркирующие горизонты.

складки неогеновых слоев, хотя наблюдаются и иные, дискордантные, соотношения (главным образом у наиболее восточного, фронтального, разрыва).

Детально исследован сегмент системы активных разрывов в районе пос. Смирных (рис. 9, см. рис. 8, а).

В долине р. Орловка развиты две надпойменные террасы и высокая и низкая поймы. Верхняя из надпойменных террас раскрывается в Поронайскую депрессию в виде пролювиально-аллювиального конуса позднеплейстоценового [1] возраста. Гипсометрически выше располагаются фрагменты не связанных с современной долиной р. Орловка террас двух уровней (см. условные обозначения 2 и 3 на рис. 9). Неэродированный фрагмент поверхности предгорной ступени выделен к югу от р. Орловка (см. условное обозначение 1 на рис. 9).

Фронтальный (самый восточный) разлом деформирует все выделяемые уровни рельефа, за исключением пойменных террас (см. профили А и Б на рис. 9, рис. 6, е). На максимальную из наблюдаемых величину (около 100 м) опущена в сторону депрессии по фронтальному разрыву верхняя предположительно среднеплейстоценового возраста поверхность (примерно в 4 км севернее центра пос. Смирных).

Данные изучения фронтального разрыва в траншее (см. ниже раздел "Возраст палеоземлетрясений") показывают, что он является взбросом, падающим на запад под углом примерно 55° . Основываясь на возрасте последней подвижки (см. следующий раздел), примерное максимальное значение скорости движений по разрыву можно принять равным 1.2 мм/год, а их вертикальной компоненты – 1 мм/год. Это дает возможность считать минимальный возможный возраст террасы, смещенной разрывом примерно на 16 м (см. профиль А на рис. 9), равным 16000 лет (конец позднего плейстоцена), а следующего, более высокого, уровня, смещенного на 28–30 м (см. профиль Б на рис. 9), – порядка 30000 лет.

Ряд более мелких разрывов к западу от фронтального (тыловых) нарушает позднеплейстоценовую террасу р. Орловка, которая в их зоне относительно приподнята. Это воздымание основной террасы послужило, очевидно, причиной появления локальной террасы в долине реки (см. условный знак 5 на рис. 9), которая также деформирована. Вне долины ряд тыловых разрывов пространственно приурочен к наиболее возвышенным участкам предгорной ступени. Таким образом, развитие разрывов в тылу фронтального взброса могло быть связано с формированием молодого, активного и в голоцене, линейного поднятия. На нивелирном профиле поперек его восточного края (см. профиль Б на рис. 9) заметен слабый ан-

тиклиальный изгиб (до $2-3^\circ$) предположительно среднеплейстоценового уровня. Простираение поднятия повторяет простираение неогеновых толщ, но его ось смещена относительно осей складок, в которые последние смяты.

В левом борту р. Ельная (в 8 км выше по течению от сел. Ельники, $49^\circ 38', 062'$ с.ш., $142^\circ 46', 122'$ в.д.) плоскость фронтального взброса падает на запад под углом $30-35^\circ$. Разрыв смещает по вертикали примерно на 14 м рыхлые галечники и их почти горизонтальный контакт с серыми глинами миоценовой окобыкайской свиты. Галечники представляют, очевидно, материал аллювиального шлейфа, сформированного рекой Ельная в конце позднего плейстоцена. В земной поверхности над разрывом виден небольшой, в первые метры, уступ.

На юге Сахалина основная часть активных разрывов сосредоточена, как и в районе пос. Смирных, в относительно узкой зоне, совпадающей с восточной границей предгорий между Западно-Сахалинскими горами и Сусунайской депрессией (рис. 8, б).

Возраст палеоземлетрясений. Центральный Сахалин. В траншее, пройденной поперек одного из тыловых разрывов (см. рис. 6, з, положение см. на рис. 9), выявлен своеобразный комплекс отложений, состоящий из хаотично ориентированной гальки, перемешанной с песком, гравием, супесями и глинами. Этот комплекс развит исключительно в пределах уступа, образуя слабо выраженный "коллювиальный клин" у его подножья и заполняя зияющие трещины. Возможно, что сам разрыв располагается ниже днища траншеи, а заполненные отложениями сейсмогенных фаций трещины оперяют его. Возраст угля из заполнителя одной из трещин составляет $9000 (8070 \pm 200)$ лет, а возраст нижней части не затронутого деформациями почвенного слоя – около $2350 (2360 \pm 120)$ лет. Следовательно, сейсмические события могли иметь место в интервале между указанными датами.

Фронтальный разрыв был вскрыт траншеей немного севернее пос. Смирных (см. рис. 6, е, 9). Однократная взбросовая подвижка создала здесь обращенный на восток уступ на поверхности голоценовой террасы р. Орловка. Вертикальное смещение составило 3.8, горизонтальное (разница расстояний между точками А и А' по линии земной поверхности и по горизонтали) – 2.6 м, что возможно при угле падения плоскости разрыва в 55° . Величина общего смещения – 4.6 м. Подвижка произошла примерно 3700 лет назад (определение по трем датам, см. рис. 6, е). Отсюда следует, что максимальное значение скорости накопления деформации могло достигать примерно 1.2 мм в год.

Несколько выше по склону уступа незначительный разрыв (ответвление от основной плос-

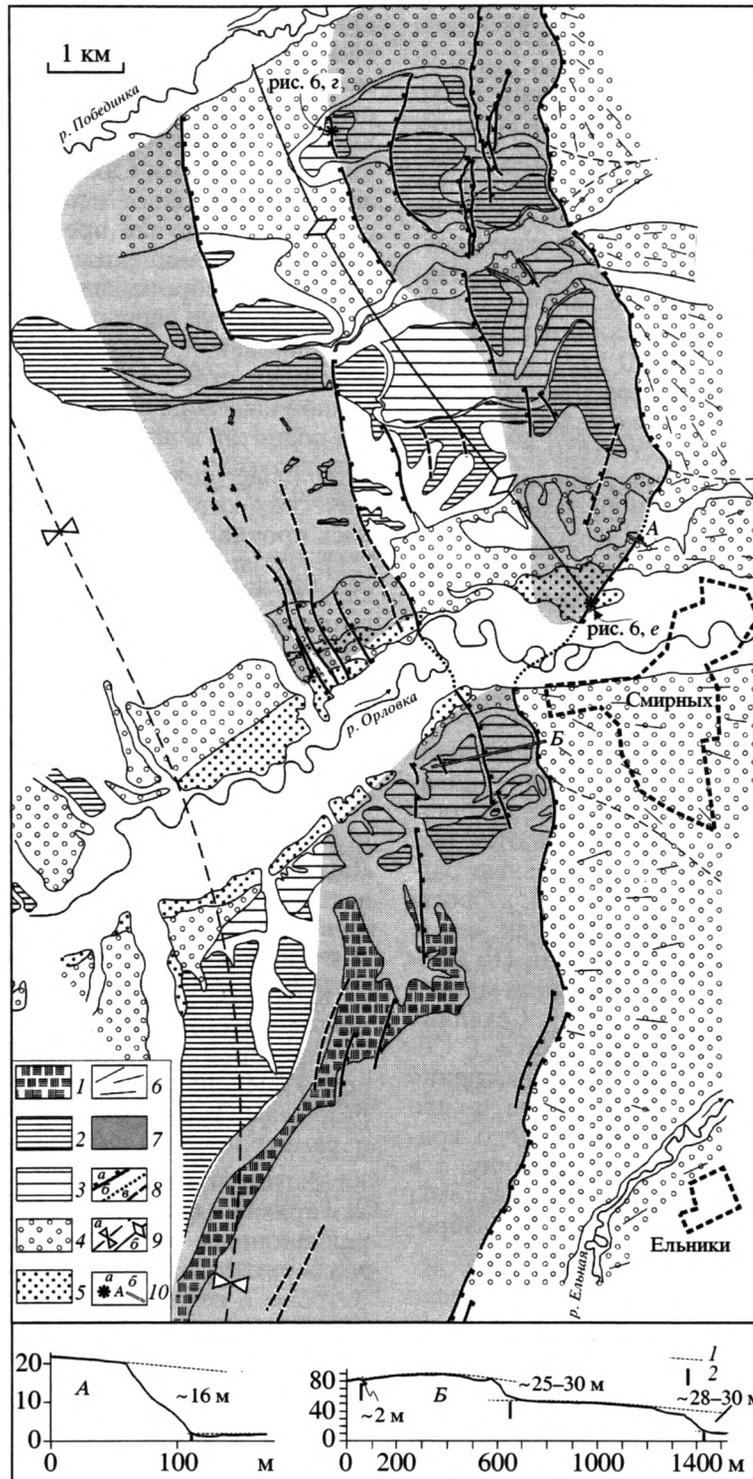


Рис. 9. Активные разломы в районе пос. Смирных (по данным дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1 : 25000 и полевых наблюдений). Местоположение рис. см. на рис. 8, а.

1 – раннеплейстоценовая (?) эрозивно-денудационная поверхность; 2, 3 – близкие по высотному положению более древние (2) и более молодые (3) эрозивно-аккумулятивные поверхности и речные террасы предположительно среднеплейстоценового возраста; 4, 5 – речные позднеплейстоценовая (4) и голоценовая (5) террасы; 6 – пролювиально-аллювиальные конусы в пределах депрессии; 7 – зоны позднечетвертичных относительных поднятий в пределах предгорной ступени рельефа; 8 – активные разрывы (а), их предполагаемые продолжения под ненарушенными молодыми отложениями (б), предполагаемые активные разрывы (а); 9 – оси синклиналильных (а) и антиклиналильных (б) складок в неогеновых отложениях; 10 – места треннинга активных разрывов (а) и поперечных гипсометрических профилей (б). На профилях: 1 – аппроксимирующие линии, 2 – примерное положение активных разрывов.

кости) смещает нижние горизонты почвенного слоя примерно на 30 см.

На юге Сахалина, в районе р. Малинка (см. рис. 6, д), фронтальный разрыв выражен уступом высотой около 2 м в поверхности наиболее молодой речной террасы и до 7 и более метров – в поверхности более древних элементов рельефа (опущено восточное крыло). Основную плоскость разрыва в траншее вскрыть не удалось. Наблюдалась подвижки на 0.2–0.4 м в галечниках по падающим на запад сопровождающим взбросам [29]. Возраст галечников – 42390 ± 660 и 31790 ± 460 лет (см. табл. 1). В 500 м севернее (бассейн р. Горная) в траншее под этим же разломным уступом галечники имеют возраст 32650 ± 240 лет, а перекрывающие ненарушенные алевроито-глинистые отложения с прослоями и линзами торфа – $1280 (1340 \pm 60)$ (см. табл. 1). Возможно, что 1300 лет – это примерный верхний возрастной предел последнего землетрясения, связанного с заметной подвижкой по рассматриваемому разлому.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Определяющая роль разломов в формировании современного облика Сахалина подчеркивалась давно [23], однако до сих пор многие вопросы дизъюнктивной тектоники острова остаются дискуссионными. Так, крупнейшие продольные разломы острова рассматриваются либо как взбросы или взбросо-надвиги [3, 14, 25], либо как левые [5, 6, 24] или правые [18, 19, 28] сдвиги. По мнению В.С. Рождественского [20], в позднем миоцене правосторонние продольные сдвиги Сахалина трансформировались во взбросы и надвиги. Т. Сено [21] полагает, что правосдвиговые движения происходят лишь на севере Сахалина, где, по его мнению, находится полюс относительного вращения Евразийской и Охотоморской плит, а в остальной части острова продольные разломы развиваются при субширотном сжатии как взбросы или надвиги.

В данной работе не ставилась задача критически рассмотреть перечисленные точки зрения. Можно лишь отметить, что в свете изложенных материалов роль правосдвиговой тектоники в формировании северосахалинских структур представляется несомненной. Основное структурное направление, вдоль которого реализуются там правосторонние движения, – меридиональное, представленное Пильтун-Эхабинским разломом. По отношению к последнему Нефтегорский сейсморазрыв выглядит второстепенным⁴. Для рассмотренных центрально- и южносахалинских разрывов характерны взбросо-надвиговые перемещения. Хотя можно

предполагать наличие некоторой правосдвиговой компоненты движений по их зоне в целом (по элементам эшелонированности складчатых и разрывных структур, в том числе – активных), различия в стиле тектоники между северной и более южными частями Сахалина очевидны: одно и то же меридиональное направление характеризуется в первом случае преимущественно правосторонними перемещениями, а во втором – преимущественно взбросо-надвиговыми. Меняется, в соответствии с вариациями в стиле разрывной тектоники, и общий облик выраженной в рельефе новейшей структуры – от слабодифференцированной на севере до контрастной блоковой системы поднятий и впадин в центре и на юге острова.

Первые оценки периода повторяемости сейсмических катастроф на севере Сахалина оказались противоречивыми – от 400 [17] до 8000 лет [21]. Из наших данных по Пильтунскому разрыву следует, что интервал между сильными землетрясениями мог достигать первых тысяч лет. Вероятность пропуска события в интервале последних примерно 2500 лет не кажется высокой, и если это так, то Пильтунский разрыв, не проявившийся при Нефтегорском землетрясении, должен считаться потенциально сейсмоопасным.

Сведения о палеоземлетрясениях центральной и южной частей Сахалина пока ограничены. Лишь в районе пос. Смирных удалось установить величину одноактной взбросовой подвижки (4, 6 м) и ее примерный возраст (около 3700 лет), позволяющий как-то судить о периоде повторяемости.

Конечно, значения, приведенные в табл. 2, нельзя рассматривать как окончательные: возможно, пропущены какие-то палеособытия, неверно оценена средняя скорость перемещений по разрывам. Более уверенные оценки указанных параметров – задача дальнейших исследований.

Магнитуду палеоземлетрясений определяют, как правило, по эмпирически установленным корреляционным соотношениям между магнитудой M современных землетрясений, длиной L_s сейморазрыва и величинами максимальной D_m и средней D_a подвижек по нему (см., например, примечание к табл. 2). Сложность представляет выбор коэффициентов: предлагаемые разными авторами различаются, в частности, в связи с региональными особенностями сейсмоактивных регионов. Но в любом случае даже минимальные оценки силы палеоземлетрясений, связанных с подвижками по Пильтунскому разлому, указывают на то, что они могли превосходить по силе Нефтегорское землетрясение 1995 г.

Работы были выполнены при финансовой поддержке Министерства образования (Ministry of Education) (гранты №№ 07300009 и 09041111) и Общества науки и культуры Фукутаке (Fukutake Science and Culture Foundation) Японии, а также

⁴ При определении полюса относительного вращения Евразийской и Охотоморской плит Т. Сено [21] опирался на пространство именно Нефтегорского разрыва.

частично – Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 00-05-64274) и администрации Сахалинской области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 183 с.
2. Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1963. 275 с.
3. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.
4. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса / Отв. ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.
5. Гололобов Ю.Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 11. С. 41–47.
6. Гололобов Ю.Н. Соотношение некоторых дизъюнктивных и пликвативных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина // Тихоок. геология. 1987. № 3. С. 43–49.
7. Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. I. Волновые процессы. М.–Л.: Морской транспорт, 1946. 496 с.
8. Иващенко А.И., Кузин И.П., Оскорбин Л.С. О землетрясениях Сахалинского региона, предшествующих Нефтегорскому 27 (28).05.1995 г. // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 185–192.
9. Иващенко А.И., Стрельцов М.И. Активные разломы и деформации земной поверхности в плейстоценовой области Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 года (о. Сахалин) // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. V. Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ИМГ и Г ДВ РАН, 1997. С. 176–188.
10. Кожурин А.И., Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27 (28) мая на севере Сахалина // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 95–100.
11. Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. Дальний Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. С. 146–164.
12. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоок. геология. 1987. № 1. С. 50–57.
13. Кучай В.К., Полунин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Тихоок. геология. 1986. № 3. С. 112–115.
14. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
15. Методы прогноза землетрясений. М.: Недра, 1984. 312 с.
16. Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. 236 с.
17. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
18. Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85–97.
19. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
20. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. I. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВ РАН, 1997. С. 80–109.
21. Сено Т. Нефтегорское землетрясение как межплитовое событие: Тектоническая интерпретация // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. редактор Р.П. Лаверов. М.: МЧС России, РАН, 1995. С. 135–138.
22. Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ИФЗ РАН, 1995. С. 387–407.
23. Тихонович Н.Н., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. геол. ком. Нов. сер. Вып. 120. Петроград, 1915. 11 с.
24. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
25. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоок. геология. 1984. № 2. С. 77–87.
26. Besstrashnov V.M., Goto H., Kimura G., Kozhurin A.I., Okumura K., Streltsov M.I., Strom A.L., Suzuki Y., Tsutsumi H., Ueki T., Watanabe M. Proceedings and Abstracts of the Intern. workshop GPA // J. Geol. 1999. Series B. № 13–14. P. 287–291.
27. Besstrashnov V.M., Strom A.L. Traces of prehistoric earthquakes along the Hokkaido-Sakhalin fault, northern Sakhalin // Intern. association for engineering geology and the environment. Proceedings of the Eighth Intern. Congress / Eds. D. Moore, O. Hungr. Rotterdam, Brookfield: A.A.Balkema, 1998. P. 697–702.
28. Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeev K.F., Oскорбин L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 2701–2725.
29. Kariya Y., Bulgakov R., Shimokawa K. Trenching study on Taranay fault in South Sakhalin, Far Eastern. Russia // J. Geogr. 2000. V. 109. № 2. P. 302–310.

30. Shimamoto T., Watanabe M., Suzuki Y., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Rogozhin E.A. Surface faults and damage associated with the 1995 Neftegorsk earthquake // *J. Geol. Soc. Japan*. 1996. V. 102. № 10. P. 894–907.
31. Stuiver M., Reimer P. J. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. P. 215–230.
32. Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., v. d. Plicht J., Spurk M. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24.000 – 0 cal BP // *Radiocarbon*. 1998. V. 40. P. 1041–1083.
33. Tsutsumi H., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Ueki T., Suzuki Y., Watanabe M. Active faults and paleoseismology in northeastern Sakhalin // *J. Geogr.* 2000. V. 109. № 2. P. 294–301.
34. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. V. 84. P. 974–1002.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,
Н.И. Филатова

Active Faults in Northeastern Sakhalin

R. F. Bulgakov¹, A. I. Ivashchenko¹, Ch. U. Kim¹, K. F. Sergeev¹, M. I. Strel'tsov¹,
A. I. Kozhurin², V. M. Besstrashnov³, A. L. Strom³, Y. Suzuki⁴, H. Tsutsumi⁵,
M. Watanabe⁶, T. Ueki⁷, T. Shimamoto⁸, K. Okumura⁹, H. Goto⁹, and Y. Kariya¹⁰

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Nauki 2, Yuzhno-Sakhalinsk, 693002 Russia*

²*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

³*Gidroproekt Institute, RAO EES Rossii, Volokolamskoe sh. 3, Moscow, 125812 Russia*

⁴*Faculty of Information Science and Technology, Aichi Prefectural University, Nagakute, Japan*

⁵*Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto, Japan*

⁶*Faculty of Sociology, Tokyo University, Tokyo, Japan*

⁷*Department of Geographical Science, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan*

⁸*Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University, Kyoto, Japan*

⁹*Department of Geography, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima, Japan*

¹⁰*Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Japan*

Abstract—First data on the time, sense, and rates of the latest displacements along Sakhalin faults are presented. It is demonstrated that movements along the same N–S-oriented (longitudinal) structural trend were different in various parts of the island. Predominantly right-lateral strike slips at a rate of 3–5 cm/year were characteristic of the northern portion of the island (the Pil'tun-Ekhabi fault), while thrusts and overthrusts accompanied by a transverse shortening of the island at a rate of 1–2 cm/year prevailed in its central and southern parts (the Tym'-Poronai fault). The revealed difference in the fault tectonic style corresponds to variations in the present-day general structural grain, which is displayed in topography and ranges from poorly differentiated terrain in the north to a contrast block-fault system of uplifts and basins in the central and southern parts of the island. The datings of ancient displacements suggest that ancient (prehistoric) earthquakes of the same or higher magnitude as the 1995 Neftegorsk event occurred with an interval from several hundreds to one or two thousands of years in the northern and central parts of Sakhalin.

РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРОСТИРАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2002 г. А. О. Мазарович, С. Ю. Соколов

Геологический институт РАН, г. Москва, 109017, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 18.05.2001 г.

В Центральной Атлантике существует система разломов северо-западного простирания, которая оказывает активное влияние на строение практически всех известных объектов в океане: абиссальных котловин, асейсмичных поднятий, пассивных частей трансформных разломов, архипелагов и отдельных островов. Они пересекают наиболее активные тектонические зоны в океанической литосфере – рифтовые долины с активно формирующейся океанической корой и активные части трансформных разломов.

Описанные выше разломы могли формироваться в поле напряжений, одинаково воздействующем на объекты разных масштабов, которое охватывало всю Центральную Атлантику. Причиной возникновения такого поля напряжений является комбинация воздействия факторов изменения формы геоида и миграции поверхностных масс вследствие изменения ориентации осей моментов инерции Земли.

Анализ Генеральной батиметрической карты Мирового океана (GEBCO) показывает, что в приэкваториальной части Атлантического океана существует система линеаментов северо-восточного и северо-западного простираний [4]. Она выявлялась по резкому исчезновению частей трансформных разломов в абиссальных котловинах, их смещениям или изгибам. Помимо этого, в ряде мест гребневой части Срединно-Атлантического хребта отмечались искривления рифтовых долин. Линеаменты северо-западного простирания отчетливо устанавливались, в основном, между 30 и 50° з.д., северо-восточного – в районе Островов Зеленого Мыса и южнее поднятия Ресерчер. Предполагалось также, что они определяют рельеф поднятия Сеара. При изображении линеаментов на структурно-морфологической схеме отмечались также данные о положениях эпицентров землетрясений вне осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. При этом выявилась определенная их приуроченность к разрывам северо-западного простирания. Несколько позже [5] существование разломов, ориентация которых не совпадала с простираниями ни Срединно-Атлантического хребта, ни трансформных разломов, подтвердилось при анализе данных батиметрической съемки и непрерывного сейсмического профилирования в пассивной части разлома Страхова.

Необходимо подчеркнуть, что разрывы, косо (под углом, отличным от прямого) ориентированные по отношению к простиранию срединно-океанического хребта, рифтовой зоны или трансформных разломов, выделялись между разломами Зеленого Мыса и Меркурий [13] и описывались как “Oblique fault”, “Discontinuity” или области прерывания сплошности рифтовых гор. Позже проблема существования этих феноменов анали-

зировалась Ю.М. Пушаровским и С.Г. Сколотневым. Они показали, что “на океанском дне повсеместно как в пределах сводовой части Срединно-Атлантического хребта, так и на его флангах и в зафланговых абиссальных котловинах наблюдаются структуры иных простираний, косых по отношению и к тренду рифтовой долины, и к тренду трансформного разлома” [6, с. 63]. “Косые разломные структуры представлены тремя основными типами: трансформными разломами, разрывами, располагающимися в межразломных пространствах, и структурами, находящимися вне трансформных зон” [6, с. 73].

Обширную новую информацию о косоориентированных разломных структурах несут альтиметрические данные [12]. Они показывают (рис. 1), что в Центральной Атлантике можно выделить большое количество линеаментов с азимутом простирания от 310 до 330°, положение которых в целом совпадает с нарушениями, которые выявлялись и по батиметрическим данным. Они тяготеют к Срединно-Атлантическому хребту, однако отчетливо проявлены и в абиссальных котловинах. Возникает вопрос: являются ли эти образования реально существующими природными объектами или это артефакты?

Ответ на поставленный вопрос дает детальный анализ батиметрических и сейсмических данных, которые были получены в рейсах НИС “Академик Николай Страхов”. Анализ всех вышеприведенных материалов и их сопоставление с мировыми базами данных по землетрясениям позволяет вновь обратиться к оценке достоверности существования линеаментов указанных направлений и попытаться определить их рельефообразующую роль и тектонический смысл.

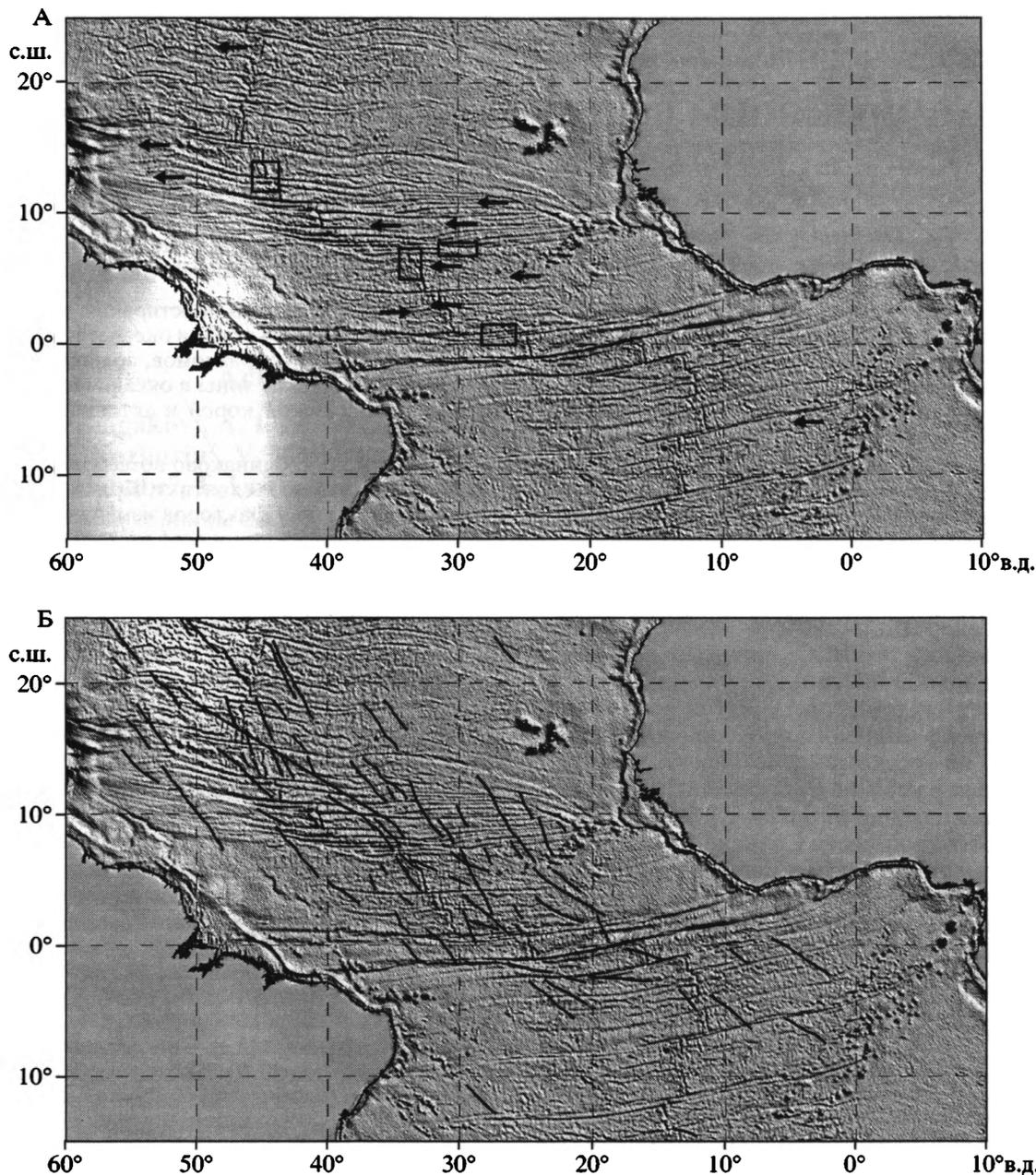


Рис. 1. Система разломов северо-западного простирания в Центральной Атлантике. А – проявление системы по данным альтиметрии [12]; Б – результат дешифрирования.

На А стрелками показаны примеры линейментов северо-западного простирания. Прямоугольники – районы работ НИС “Академик Николай Страхов”: 1 – Сан-Паулу, 2 – Марфон-Меркурий, 3 – Сьерра-Леоне, 4 – разлом 7°20' с.ш.

**РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО
ПРОСТИРАНИЯ ПО ДАННЫМ
КРУПНОМАСШТАБНОЙ
БАТИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ
МЕЖДУ ЗОНАМИ РАЗЛОМОВ
ЗЕЛЕННОГО МЫСА И САН-ПАУЛУ**

Батиметрическая съемка в рейсах НИС “Академик Николай Страхов” проводилась многолу-

чевым эхолотом ECHOS-625 в сочетании с непрерывным сейсмическим профилированием (НСП) с межгалсовым расстоянием 2.5–5 миль. В 22-м рейсе применялся многолучевой эхолот SIMRAD EM12S, обеспечивший покрытие дна в полосе шириной до 4 глубин. С 11-го рейса координация промера осуществлялась при помощи системы навигации GPS. Эти технические средства обеспечивают высокую надежность получаемых данных о рельефе дна.

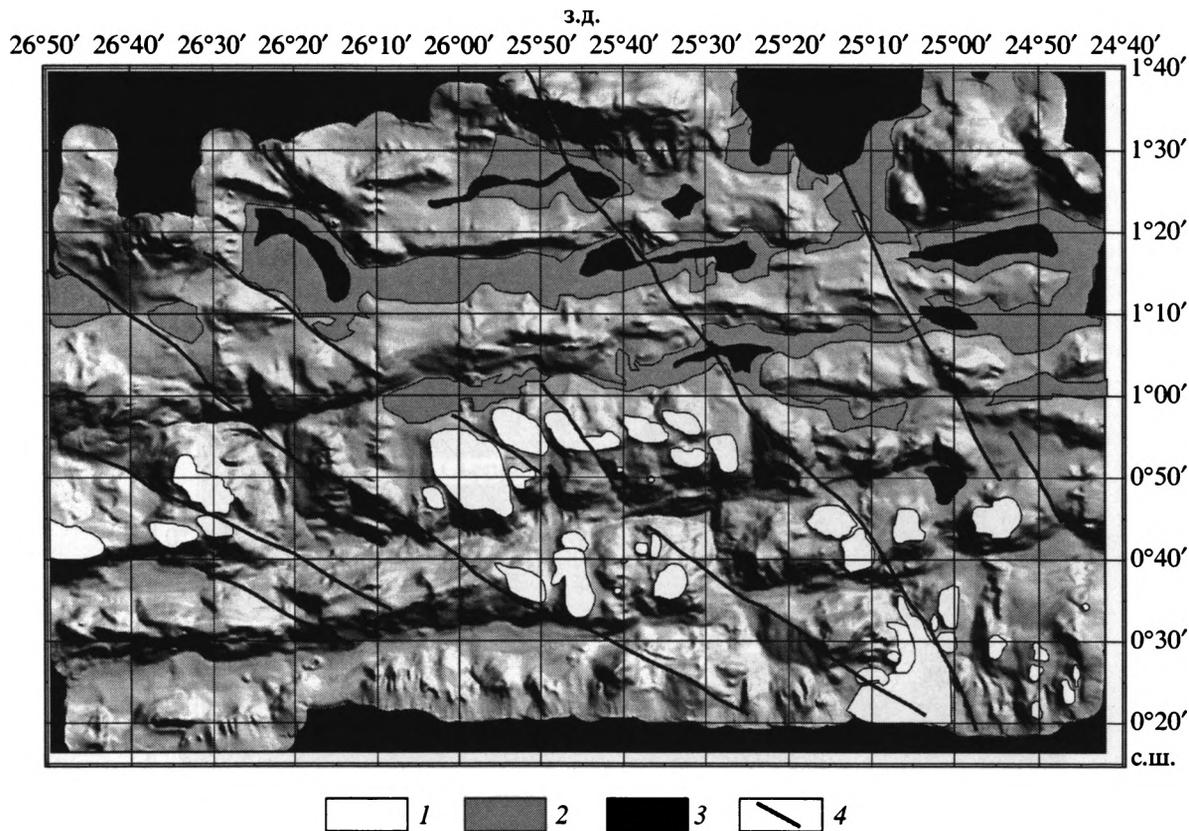


Рис. 2. Система разломов северо-западного простирания в разломе Сан-Паулу.

Картографическая основа – батиметрическая карта, построенная по технологии отененного рельефа.

1 – крупные горы; 2, 3 – осадки мощностью: 2 – менее 600 м, 3 – 600–1100 м; 4 – разломы.

Разломная зона Сан-Паулу состоит из четырех субширотных желобов [2], разделенных межразломными поднятиями (рис. 2). Глубины желобов [2] увеличиваются с севера на юг от 3700 до 4200 м. В пределах изученной акватории установлены также 3 рифтовых долины.

Компьютерная обработка исходной батиметрической карты [2, 8], а также совмещение результатов с гравиметрическими, сейсмическими и сейсмологическими [9] данными [12] позволили выделить здесь систему разрывов северо-западного простирания. В частности, субширотный хребет между третьим и четвертым разломами (от северной границы разломной системы) западнее рифта в плане эшелонирован со смещениями в 3–4 км. К этим зонам приурочены уступы северо-западного простирания, что позволяет предполагать существование разломных зон соответствующего простирания, видимо, сдвигового происхождения. Указанное направление также фиксируется по удлинениям подводных гор и поднятий на межразломных хребтах, отдельными уступами, распределением наклонов поверхностей рельефа или зон осадконакопления и ориентацией долин. В последнем случае это наиболее четко подчеркивается конфигурацией депоцентров осадкона-

копления с мощностями от 600 до 1000 м. Последнее обстоятельство свидетельствует о большой древности заложения разломов северо-западного простирания. Наконец, отметим, что простирания отрезков рифтовых зон также имеют ту же ориентировку.

В районе с 1950 по 1997 годы зафиксировано 55 землетрясений с магнитудами от 3.0 до 6.7 [9]. В пределах полигона установлено также 15 событий, для которых произведен расчет параметров механизма очага, помещенных в каталог Гарвардского университета (США) [10]. Анализ механизмов показывает, что в ряде мест существуют дислокации типа “сдвиг”, но в отличие от трансформных разломов, где вектор сдвига по плоскости срыва направлен вдоль разлома, в пределах данного полигона наблюдаются сдвиги, вектор которых направлен в субмеридиальном направлении. Это свидетельствует о наличии сильной субмеридиальной компоненты коровых напряжений, реализация которых в виде разрывных нарушений происходит по всем теоретически возможным направлениям сколов относительно ориентации напряжения.

Южнее разлома Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) рифтовая долина протягивается на юг субмериди-

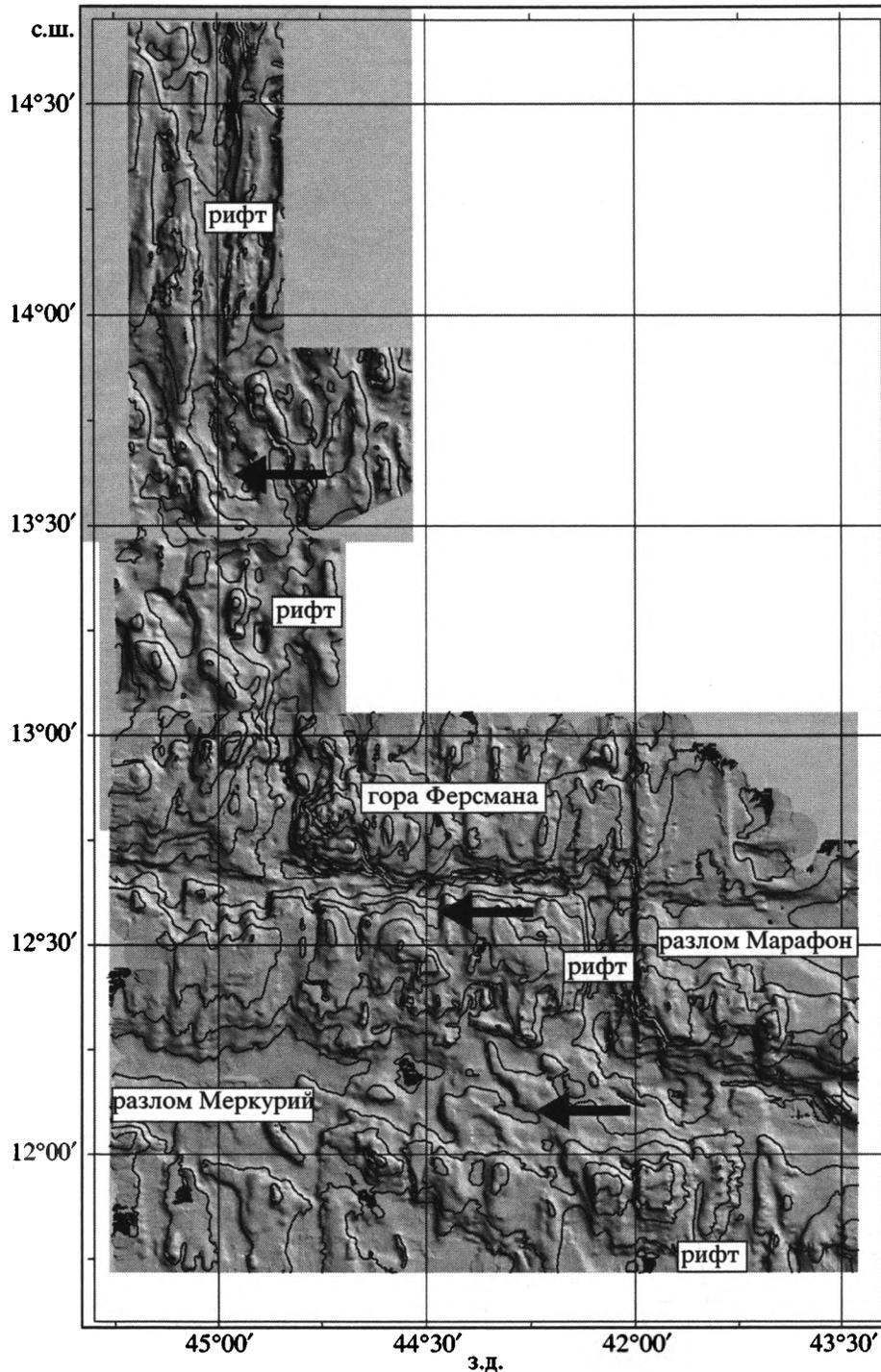


Рис. 3. Батиметрическая карта разломов Марафон и Меркурий, построенная по технологии оттененного рельефа. Изобаты через 500 м. Стрелками показаны разрывы северо-западного простирания.

онально до $13^{\circ}45'$ с.ш. Между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. она изгибается к востоку, одновременно расширяясь и углубляясь. Ее генеральное простирание становится северо-западным (рис. 3, автор батиметрической карты – Турко Н.Н., цифровой модели – Добролюбова К.О.). Активная часть разлома Марафон располагается на 13° с.ш. Дно же-

лоба активной части разлома Марафон к югу от углового поднятия представляет собой две отдельные депрессии с глубинами 4600–5000 м, разделенные порогом с высотой 100–150 м. Здесь происходит ее смещение в южном направлении. На продолжении порога на хребте между желобами Марафон и Меркурий находится зона пониже-

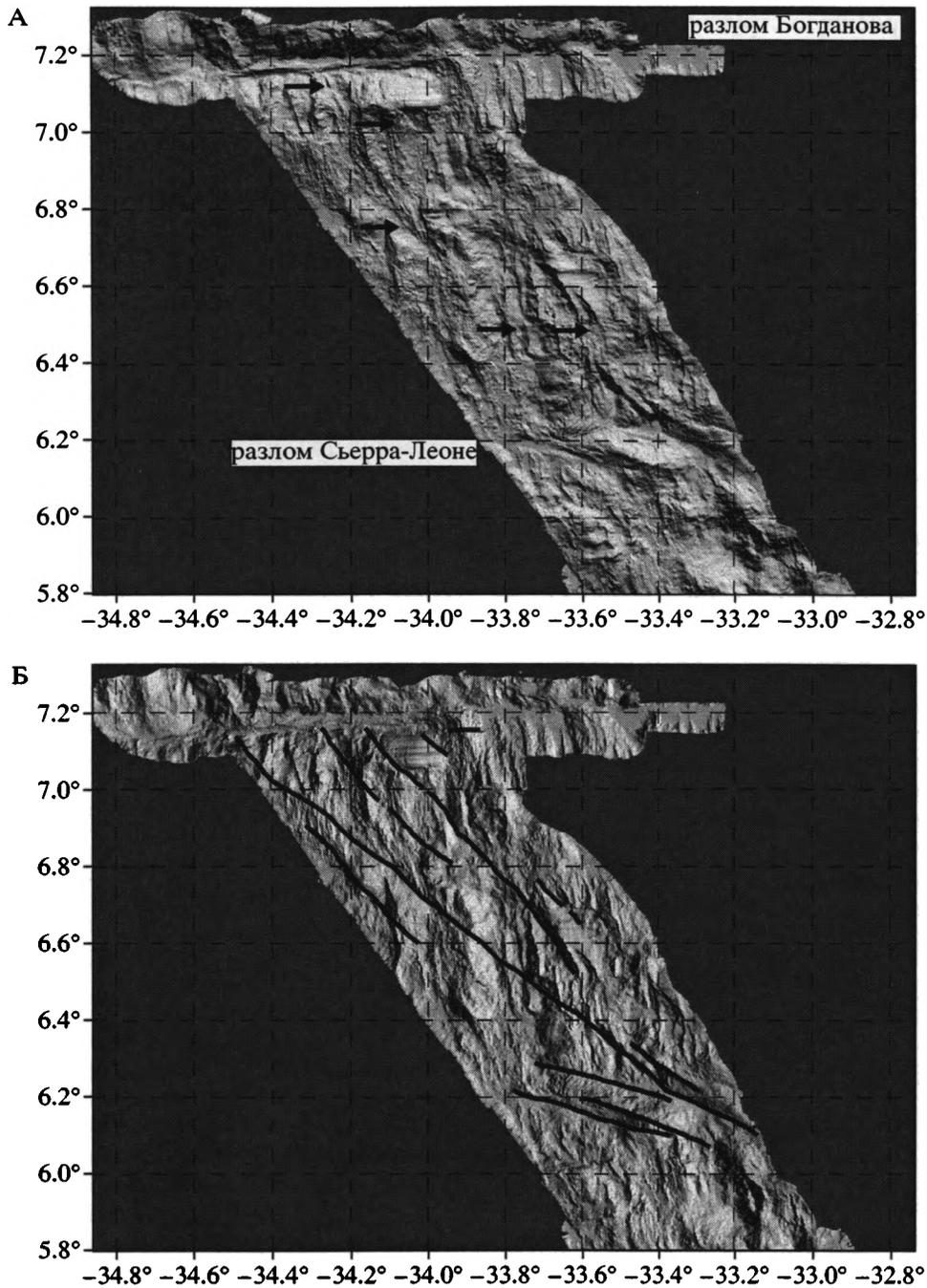


Рис. 4. Система разломов северо-западного простирания в районе разлома Сьерра-Леоне: А – батиметрическая карта, построенная по технологии оттененного рельефа, стрелками показаны разрывы северо-западного простирания; Б – результат дешифрирования. Значения широты и долготы приведены в градусах с десятичной долей.

ний северо-северо-западного простирания. Еще южнее располагается ряд аномальных зон в желобе разлома Меркурий. В северном направлении от нодальной впадины расположены склоны горы Ферсмана той же ориентировки. В рельефе горы Ферсмана хорошо видны крутые уступы высотой от 500 до 1000 м, на продолжении которых и находится вышеописанная область изгиба рифтовой долины. Севернее также намечается

подобная субпараллельная зона аномалий рельефа северо-западного простирания, с которой коррелируется второй изгиб рифта между $13^{\circ}40'$ и $13^{\circ}45'$ с.ш. Можно предполагать, что формирование вышеописанных аномальных форм рельефа связано с существованием разломных зон.

В районе разлома $2^{\circ}40'$ с.ш. располагаются два субпараллельных трога, которые получили название разлома Св. Петра. Он представляет со-

бой сложно построенную структуру [2, 8]. Основной интерес представляют взаимоотношения рифтовой долины и поперечных нарушений, которые мы и рассмотрим более подробно. Северный трог хорошо прослеживается в рельефе и по увеличенному (до 700 м) мощностям осадков. При приближении к рифтовой зоне разлом изгибается к северу, но в гребневой зоне хребта не прослеживается. Восточнее оси хребта соотношение трога и рифта аналогично. По данным эхолотирования рифтовая долина резко изменяет простирание на субширотное [устное сообщение Г.В. Агаповой и 8].

Между разломами Богданова ($7^{\circ}10'$ с.ш.) и Страхова закартирована рифтовая долина, которая в районах $6^{\circ}51'$ с.ш. и $6^{\circ}03'$ с.ш. резко меняет простирание (рис. 4) с субмеридионального на северо-западное. В первом случае смещение рифта составляет порядка 20 км, во втором – около 50 км. Эти области совпадают с нарушениями, которые в американской тектонической терминологии именуется как “discontinuity”, или разрывы. Помимо этого, в рельефе отчетливо видно значительное количество форм подводного рельефа (долины, отдельные хребты, удлинение гор), имеющих северо-западное простирание. Судя по изменениям направлений хребтов, их изгибам, наиболее вероятным представляется существование здесь системы правых сдвигов с амплитудами смещения до первых сотен метров.

Разломы северо-западного простирания устанавливаются не только на полигонах, но и на отдельных галсах. Так, в 22-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” был исследован разлом, расположенный на $7^{\circ}20'$ с.ш. Его трог выполнен осадочной толщей с мощностью до 500 мс. Здесь был установлен ряд поперечных нарушений, которые привели к формированию новейших форм рельефа, – пологих асимметричных валов, островершинного поднятия ($29^{\circ}30'$ з.д.), одностороннего моноклинального подъема осадков около поднятия акустического фундамента ($28^{\circ}55'$ з.д.).

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные выше факты свидетельствуют о том, что в Центральной Атлантике существует система разломов, происхождение которой требует специального обсуждения. Она оказывает активное влияние на строение практически всех известных объектов в океане: срединно-океанических хребтов, абиссальных котловин, асейсмичных поднятий, пассивных частей трансформных разломов, архипелагов и отдельных островов. Помимо этого, разломы этой системы пересекают наиболее активные тектонические зоны в океанической литосфере – рифтовые долины с формирующейся океанической корой и активные части трансформных разломов. Поэтому понимание их

природы окажет существенное влияние на развитие фундаментальных знаний в области геологии, тектоники и геодинамики литосферы океанов.

Рифтовые долины (например, севернее разлома Марафон, между разломами Богданова и Сьерра-Леоне) в местах пересечения с разломами северо-западного простирания приспособляются к этому направлению. Здесь влияние разломов ощущается даже на дне рифтовой долины. Вместе с тем, наиболее молодые части рифтов – неовулканические зоны и внутририфтовые впадины являются наложенными на них. Разломы вне рифтов прослеживаются по прямолинейным долинам, простираниям поднятий, резким обрывам и изменениям простираний разнообразных геологических объектов. В целом, структурные рисунки показывают, что они имеют сдвиговую или сбросо-сдвиговую составляющую. Этому обстоятельству не противоречат, как было показано выше, известные решения механизмов землетрясений в разломе Сан-Паулу. В целом, анализ распределения очагов землетрясений [9] и разломов (рис. 5) показывает, что очень многие землетрясения, которые зафиксированы за пределами осевой части Срединно-Атлантического хребта, тяготеют к разломам северо-западного простирания (например, юго-восточнее поднятия Ресерчер, севернее Гвинейского поднятия, в котловинах Демерара и Зеленого Мыса), что свидетельствует об их активности в настоящее время. Вместе с тем данные о распределении мощностей осадков выше 600 м в разломе Сан-Паулу позволяют утверждать, что заложение системы могло произойти и в дочетвертичное время.

Очевидно, что описанные выше разломы (см. рис. 1) формировались в поле напряжений, созданном глобальной системой тангенциальных (направленных по касательной к поверхности Земли) сил, которое охватывало всю Центральную Атлантику и воздействовало универсальным образом на блоки океанической коры самого разного масштаба и тектонического положения. Об этом говорит выраженность разломов северо-западного простирания на картографических основах разной детальности. При этом образование разломов не может быть связано с развитием срединной системы. Более того, выше на нескольких примерах (например, район разлома Сьерра-Леоне) было показано, что рифтовые зоны наследует в своем развитии обсуждаемое северо-западное направление.

Установленная разломная система проявлена в Центральной Атлантике на огромной площади (порядка 22 000 000 км²). Она устанавливается как в пределах Срединно-Атлантического хребта, так и в абиссальных котловинах. Это требует поиска специальных объяснений.

Можно предположить, что формирование разломов происходило по одному из двух механиз-

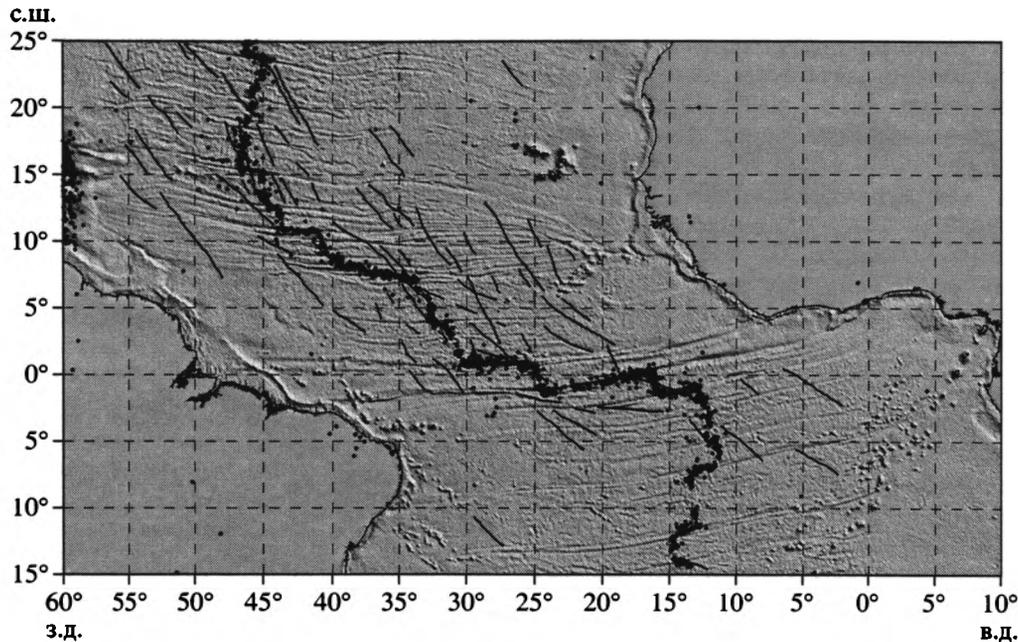


Рис. 5. Соотношение очагов землетрясений (черные точки) [9] и системы разломов северо-западного простирания в Центральной Атлантике.

мов. Первый заключается в уменьшении полярного радиуса Земли на фоне общего расширения Атлантического океана. Соответствующая суперпозиция напряжений, возникающая вследствие деформации формы планеты (без изменения ее объема) может обеспечить сдвиговый или сбросо-сдвиговый характер разломов. Подчеркнем, что для проверки этого механизма требуется изучение других регионов Земли под соответствующим углом зрения.

Второй механизм может быть связан с эволюцией приливных процессов в системе Земля–Луна [1], приводящей к периодическому (около 200 млн. лет) изменению ориентации оси вращения Земли относительно тела сфероида. Вместе с ориентировкой оси вращения, не проходящей через центр масс Земли, меняется характеристика и ориентация главных моментов инерции Земли. Нам представляется, что расположенные на поверхности планеты блоки земной коры, подстилаемые слоем с пониженной вязкостью, будут “отслеживать” изменения ориентации главных моментов инерции Земли и двигаться по его поверхности к положению, соответствующему оптимальной конфигурации масс относительно осей инерции. При этом возникающая на поверхности сфероида система тангенциальных сил обеспечивает как образование сдвиговых разломов, так и перемещение блоков земной коры по поверхности. В реальности, скорее всего, имеет место совокупность обоих механизмов – изменения формы планеты и отслеживания поверхностными массами на поверхнос-

ти сфероида ориентации осей инерции Земли. В обоих случаях для образования сдвигов блоков коры относительно друг друга необходима пониженная вязкость подкорового субстрата, что в срединных зонах океана обеспечивается широко проявляющимися мантийного диапиризма.

Если высказанные предположения верны, то при наличии тангенциальной силы можно также ожидать существование сколовой примерно перпендикулярной системы разрывов северо-восточного простирания. Анализ данных спутниковой альтиметрии (см. рис. 1) показывает, что она действительно имеется и особенно отчетливо проявляется в районе Островов Зеленого Мыса. Существование этой системы разрывов доказываются данными непрерывного сейсмического профилирования около горы Крылова [3], где установлены системы нарушений северо-восточного простирания, а также прямыми геологическими наблюдениями на островах Боавишта и Сан-Висенти [7]. На западе о-ва Боавишта расположена зона крупных разломов северо-восточного простирания общей шириной до 2 км. Судя по горизонтам калькаренитов, эта часть острова испытывала опускания, которые в новейшее время сменились неравномерным подъемом, в результате которого калькарениты были подняты над уровнем океана на высоту 40–130 м.

На о-ве Сан-Висенти [7] хорошо прослеживается система разломов северо-западного простирания (СЗ 310°), которая разбивает его на ряд блоков и совпадает с простиранием всего подня-

тия Санту-Антан-Сан-Николау. Она контролирует основные геоморфологические элементы острова (северо-восточные квесты, их отроги, основные долины, перевалы и т.п.) и разделяет различные геологические образования. Северо-восточная система разломов имеет меньшую протяженность, она, как правило, амагматична, и ее простираение совпадает с простираением проливов между островами. Отметим, что зоны разломов северо-восточного простираения требуют специального анализа, который не входит в задачу настоящей работы.

Таким образом, в Центральной Атлантике существуют две системы разломов: северо-западного и северо-восточного простираений, которые оказывают активное воздействие на рельефообразующие процессы как в пределах Срединно-Атлантического хребта, так и в абиссальных котловинах, в которых они контролируют расположение эпицентров землетрясений. Выявленные структуры ставят ряд проблем, которые связаны с комплексной интерпретацией разломов всех типов: их генезис, пространственные и временные соотношения, сравнительный анализ с другими районами Мирового океана. Последняя проблема требует анализа огромного количества картографического и литературного материала. Предварительно можно отметить, что разломы, пересекающие рифтовые зоны под разными углами (в плане), были установлены ранее в районе острова Буве в южной Атлантике [11], что свидетельствует о перспективности данного направления тектонического анализа.

Работа выполнена в рамках подпрограммы "Исследование природы Мирового океана" Федеральной целевой программы "Мировой океан", реализуемой Минпромнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир, 1996. 188 с.
2. Аганова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (Экваториальная Атлантика) // *Океанология*. 1994. Т. 33. № 1. С. 107–112.
3. Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с.
4. Мазарович А.О. Тектоническая конвергенция пассивных частей трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике // *Докл. РАН*. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
5. Мазарович А.О., Кольцова А.В., Соколов С.Ю., Ефимов В.Н. Строение пассивной части разлома Страхова на востоке Срединно-Атлантического хребта // *Докл. РАН*. 1996. Т. 349. № 4. С. 511–515.
6. Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах // *Геотектоника*. 1997. № 2. С. 63–74.
7. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 451.)
8. Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта. Приложение к монографии "Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта". Париж. МОК ЮНЕСКО, 1997; ГЕОХИ РАН: АТКАР ПКО "Картография", 1997. 33 с.
9. CNSS Earthquake Composite Catalog. June 1997 (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/>).
10. Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog. December 1997. (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>).
11. Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Unusual modern fractures cut be rift valley in the Bouvet island region // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, November 22–25, 1995. М.: Shirshov instit. of oceanology, 1995. P. 17.
12. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. geophys. Res.* 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.
13. Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D. The Vema Fracture Zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Mar. Geophys. Res.* 1971. V. 1. P. 261–283.

Рецензент: Н.А. Богданов

Northwest-Trending Fracture Zones in the Central Atlantic Ocean

A. O. Mazarovich and S. Yu. Sokolov

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

Abstract—A system of northwest-trending fracture zones exists in the Atlantic Ocean, actively influencing the makeup of practically all the known topographic and structural features of the ocean: abyssal basins, aseismic highs, passive parts of transform faults, archipelagoes, and some islands. These fracture zones cross the most active tectonic zones in the oceanic lithosphere, i.e., rift valleys with actively generated oceanic crust and the active parts of transform faults. These fracture zones could be formed in a stress field that affected equally the objects of various scales and encompassed the whole of the Central Atlantic Ocean. Such stress field may originate from the combined effect of changes in the shape of the geoid and surface mass migration in response to a change in the Earth's moment of inertia axis.

УДК 55.061.3

СУПЕРКОНТИНЕНТЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ДОКЕМБРИЯ (ИТОГИ НАУЧНОГО СОВЕЩАНИЯ)

© 2002 г. Е. В. Скляр¹, Д. П. Гладкочуб¹, Т. В. Донская¹, И. К. Козаков²¹Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199164, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 17.01.2002 г.

В соответствии с решением Научного совета по проблемам геологии докембрия при ОГГН РАН и по согласованию с Межведомственным тектоническим комитетом РАН при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 01-05-74027) в Иркутске с 4 по 10 июня было проведено Всероссийское совещание “Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия”. Совещание было организовано на базе Института земной коры СО РАН. В работе совещания участвовало более 100 человек, большинство из которых работает в различных геологических учреждениях Иркутска. Несмотря на финансовые трудности, в работе совещания смогли принять участие 33 иногородних участника из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Екатеринбурга, Сыктывкара, Новосибирска, Красноярска, Улан-Удэ, Мирного, Якутска и Магадана. Во время совещания было заслушано 28 устных сообщений и представлено 25 стендовых докладов. Пожалуй, впервые в практике проведения российских совещаний авторы стендовых докладов имели возможность краткого (до 10 минут) устного представления стендовых материалов.

Работа совещания проводилась в рамках 4 основных секций. На первой секции “Общие вопросы эволюции докембрия в связи с проблемой суперконтинентов” были рассмотрены разнообразные вопросы периодичности возникновения, эволюции и тектонического строения суперконтинентов. В докладе Ф.А. Летникова условия распада суперконтинентов объясняются флюидизацией литосферы в процессе подъема и эволюции суперблоков, зарождающихся на границе ядро–мантия. Сообщения Н.А. Божко, М.К. Жаркова, А.К. Башарина и М.Г. Леонова были посвящены закономерностям периодичности аккреции континентальных блоков в суперконтиненты и последующего распада, а также особенностям их внутренней структуры. В докладе Н.М. Чумакова обсуждались индикаторные особенности осадочных толщ для реконструкции позднедокембрийской эволюции континентальных блоков. В серии докладов были рассмотрены особенности строения и эволюции раннепротерозойского су-

перконтинента (О.М. Розен), включая наиболее ранние этапы его формирования (М.З. Глуховский и В.М. Моралев).

На секции “Докембрийские осадочные серии” основное внимание было уделено рифейским карбонатно-терригенным сериям краевых частей Сибирского кратона (Ю.К. Советов, Е.М. Хабаров с соавторами, А.А. Постников) и восточной части Восточно-Европейского кратона (А.В. Маслов и М.В. Ишерская). Наряду с выявлением особенностей осадконакопления в режиме пассивных континентальных окраин были рассмотрены также закономерности размещения различных типов полезных ископаемых в осадочных толщах (М.Т. Крупенин, Р. Эльмис).

На секции “Проблемы раннего докембрия” обсуждались особенности состава, структуры и эволюции архейских и раннепротерозойских образований Урала (А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина), Сибирского кратона (Н.В. Попов и А.П. Смелов), Балтийского щита (А.И. Слабунов) и Антарктиды (Г.Э. Грикуров, Е.В. Михальский) в связи с проблемой формирования и последующей аккреции наиболее древних континентальных блоков.

В рамках секции “Докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона” отчетливо выделились три основных темы. Наибольшее количество докладов (Г.Л. Митрофанов и Н.Н. Митрофанова, И.К. Козаков и др., А.Н. Диденко и др., Е.В. Хаин и др.) было посвящено особенностям эволюции докембрийских блоков складчатого пояса. При этом проблемы распада позднедокембрийского суперконтинента связывались с синхронной эволюцией Палеоазиатского океана. В серии докладов (Р.Э. Эрнст с соавторами, А.В. Округин и О.В. Ковалева) специально обсуждались особенности состава и распространения даек, силлов и массивов основных пород – индикаторов процессов внутриконтинентального рифтогенеза и начальных стадий раскола суперконтинентов. Заключительная серия докладов (Е.В. Скляр с соавторами, Д.П. Гладкочуб с соавторами, А.М. Мазукабзов с соавторами, А.М. Станевич с соавторами) была посвящена проблемам геологической эволюции южной кра-

евой части Сибирского кратона. Особое внимание было уделено комплексам-индикаторам аккреции и распада суперконтинента (анорогенные гранитоиды, рой даек основного состава, осадочные серии пассивных континентальных окраин).

После совещания его участники получили возможность ознакомления с докембрийскими комплексами южной краевой части Сибирского кратона. 7 июня для всех участников была организована однодневная геологическая экскурсия на побережье оз. Байкал в районе г. Листвянка. Основными объектами осмотра были раннедокембрийские метаморфические и магматические комплексы, а также серия докембрийских даек диабазов. Последние характеризуются достаточно высокой степенью вторичных низкотемпературных преобразований при хорошей сохранности первичномагматических структур и текстур.

8–10 июня были параллельно организованы две трехдневные экскурсии. В первой из них (р. Китой) участники совещания имели возможность ознакомиться с раннедокембрийскими гранитоидными и супракрустальными комплексами Шарьжалгайского краевого выступа Сибирского кратона, в пределах развития которых обычными являются рой даек основного состава. Во многом необычной является очень слабая степень вторичных низкотемпературных изменений долеритов. Внедрение последних связывается с неопротерозойским расколом суперконтинента. Основным объектом изучения во второй экскурсии являлись терригенно-карбонатные отложения байкальской серии, интерпретируемые в качестве

фрагментов неопротерозойской пассивной континентальной окраины.

В принятом решении было отмечено:

1. Совещание организовано и проведено на высоком уровне. Представлен большой объем принципиально новой информации по ключевым направлениям изучения ранней истории Земли.

2. Прогресс в анализе становления и развития докембрийских континентов может быть обеспечен только при проведении значительно большего объема исследований палеомагнетизма докембрийских комплексов. При этом специфика геологического развития протерозойских и архейских комплексов, крайне высокая метаморфическая переработка значительных их площадей требуют направленного поиска малоизмененных вторичными процессами геологических объектов, с одной стороны, и, с другой – разработки новых приемов датирования вторичных палеомагнитных компонентов намагниченности пород на основе изучения изотопных систем.

3. Очевидна недостаточность геохронологических и изотопно-геохимических данных, полученных современными методами, для большинства докембрийских комплексов России.

4. Научному совету по проблемам геологии докембрия РАН совместно с Научным советом по геохимии и геохронологии РАН принять участие в организации и проведении II Всероссийского совещания “Изотопная геология”, запланированного на октябрь 2002 г. в Санкт-Петербурге.

Сдано в набор 11.02.2002 г.

Подписано к печати 12.04.2002 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.4 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 350 экз.

Зак. 5903

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика"

на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокмолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*