

УДК 550:24

ХАНГАЙСКИЙ ВНУТРИМАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ (МОНГОЛИЯ): 3D МОДЕЛЬ, ВЛИЯНИЕ НА КАЙНОЗОЙСКУЮ ТЕКТОНИКУ И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

© 2023 г. В. Г. Трифонов¹, *, С. Ю. Соколов¹, С. А. Соколов¹,
С. В. Мазнев¹, К. И. Юшин¹, S. Demberel²

¹ Геологический институт Российской академии наук,
д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

² Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences,
PO 13343 Ulaanbaatar, Mongolia

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 14.09.2023 г.

После доработки 16.10.2023 г.

Принята к публикации 25.10.2023 г.

Хангайский плюм расположен под Центральной и Восточной Монголией и соответствует объему мантии с существенно пониженными скоростями продольных (P) волн. Плюм выделен в результате анализа объемной модели MITP08 вариаций скоростей P волн, выраженных отклонениями этих скоростей от средних для соответствующих глубин значений в процентах. Над плюмом литосферная мантия утонена до ~50 км. Особенно низкие скорости (до –6%) обнаружены в подлитосферной мантии до глубины 400 км. Основное тело плюма находится под Хангайским нагорьем и распространяется на север до края Сибирской платформы. Хэнтэйская ветвь плюма выделена юго-восточнее Хэнтэйского нагорья. Она связана с основным телом плюма на глубинах 800–1000 км. Ответвления плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются в Забайкалье. Размеры плюма уменьшаются с глубиной, и его самая глубокая часть (1250–1300 км) находится под южной частью Хангайского нагорья. Главному телу Хангайского плюма соответствует на земной поверхности кайнозойское поднятие высотой до 3500–4000 м на юге Хангайского нагорья. С юго-востока территория Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви ограничена позднекайнозойскими прогибами, протягивающимися вдоль юго-восточной границы Монголии. С других сторон Хангайское поднятие ограничено С-образным поясом впадин, состоящим из юго-восточной части Байкальской рифтовой зоны, Тункинской и Тувинской впадин на севере, Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер на западе и Долины Озер на юге. Впадины заполнены озерными и флювиальными отложениями от позднего олигоцена до плиоцена. В четвертичное время Южная и Центральная впадины Байкала, заложенные не позднее раннего палеогена, стали частью Байкальского рифта, а другие впадины были вовлечены в общее поднятие региона. Структурный парагенез Хангайского поднятия и обрамляющих впадин обусловлен воздействием Хангайского плюма. Над плюмом с его Хэнтэйской и Забайкальскими ветвями происходил кайнозойский базальтовый вулканизм плюмового типа, местами наследующий меловые вулканические проявления. Плюмовый структурный парагенез сочетается со структурным парагенезом, производным от взаимодействием плит и блоков литосферы, который выражен активными разломами, но развивался синхронно с плюмовым парагенезом. Кинематика активных разломов показывает, что западная и центральные части региона развиваются в условиях транспрессии, а северо-восточная часть – в условиях растяжения и транстенсии. Хангайский плюм связан на глубине с Тибетским плюмом, расположенным под центральной и восточной частями Тибета севернее блока Лхаса. Тибетский плюм восходит с глубин 1400–1600 км и сопровождается утонением литосферы и подъемом земной поверхности. Хангайский и Тибетский плюмы представляют особую категорию плюмов, которые поднимаются из верхов нижней мантии и этим отличаются от верхнемантийных плюмов и Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, восходящих от границы ядра и мантии. Возможна связь Хангайского и Тибетского плюмов с ответвлениями суперплюмов, но допускается и их независимое происхождение.

Ключевые слова: сейсмотомографическая модель мантии, мантийный плюм, кайнозойская тектоника, активный разлом, геодинамическое воздействие мантии на земную кору

DOI: 10.31857/S0016853X23060073, EDN: GFPLXF

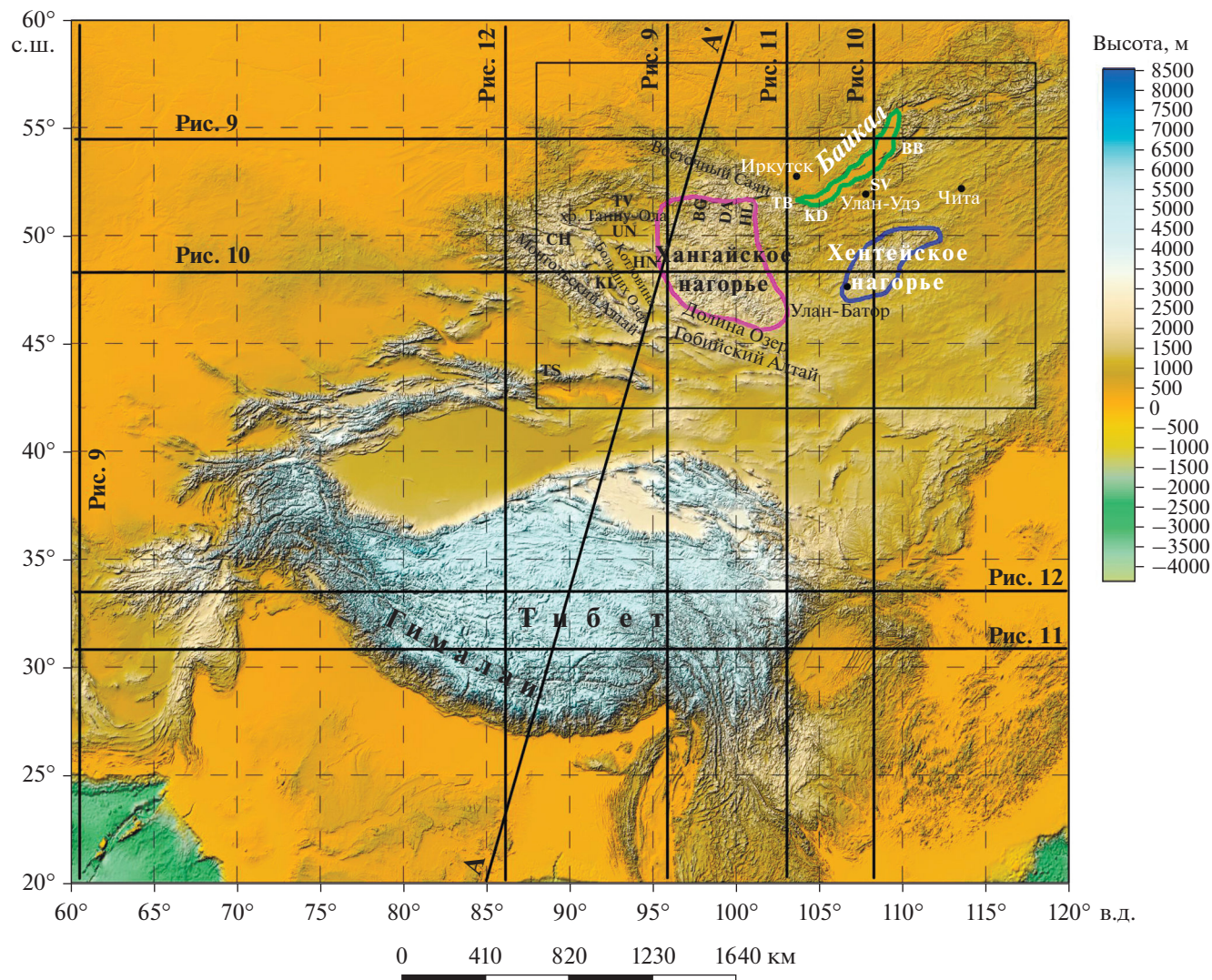


Рис. 1. Рельеф Центральной Азии и район исследований
Показано (линии черным) положение мантийных разрезов.

Впадины: BB – Баргузинская, BG – Бусийнгольская, CH – Чуйская, DA – Дархатская, TB – Тункинская, TV – Тувинская, UN – Убсунурская впадина; *Прогиб:* SV – Селенгино-Витимский; *Озера:* HL – оз. Хубсугул, KL – оз. Хара-Ус-Нур, KN – оз. Хиргиз-Нур; *Горная система:* TS – Тянь-Шань; *Хребет:* KD – хр. Хамар-Дабан.

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемый регион охватывает горные системы Южной Сибири и Западной и Центральной Монголии, а именно, Восточный Саян, Хангайское и Хэнтийское нагорья, Западное Забайкалье, Гобийский и Монгольский Алтай, а также сопряженные с ними межгорные впадины (рис. 1).

Кайнозойская структура региона образована сочетанием поднятий, впадин и нарушающих их разломов. Большинство разломов, демонстрирующих признаки позднеплейстоценовой–голоценовой активности, структурно взаимосвязаны и могут интерпретироваться как элементы единой системы деформаций, обусловленной взаимодействием блоков литосферы.

Происхождение кайнозойских поднятий и впадин не столь очевидно. Они различаются по морфологии, и их очертания и внутренняя структура не всегда соответствует расположению и кинематике активных разломов. Это привело нас к предположению, что кайнозойская структура региона определяется не только взаимодействием плит и блоков литосферы, но также воздействием мантийных преобразований. Мы выполнили предварительный анализ объемной модели скоростных вариаций P -волн MITP08 [92]. Анализ выявил обширный объем мантии с существенно пониженными скоростями P -волн под Хангайским нагорьем и его окружением, который, сужаясь, прослеживается на глубину до ~1250 км. На глубинах около 800 км обнаружен канал, который связыва-

ет выделенный объем с низкоскоростным объемом возле Хэнтэйского нагорья. Мы интерпретировали всю эту область низкоскоростной мантии как Хангайский внутримантийный плюм [56].

Цель статьи — определить соотношения Хангайского плюма и кайнозойской структуры земной коры региона. Для этого будут уточнены контуры Хангайского плюма, определена его внутренняя структура и построена 3D модель, основанная на базе данных MITP08, а кайнозойская структура и ее развитие над Хангайским плюмом и его окружением будет охарактеризована на основе анализа рельефа и разрезов отложений межгорных впадин. Дополнительной целью является определение места Хангайского плюма в иерархии мантийных плюмовых структур путем сравнения с другими плюмами.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чтобы выбрать сейсмотомографическую модель, наиболее приемлемую для анализа строения мантии Центральной Азии, мы построили три меридиональных разреза вдоль линии А—А', основанных на разных глобальных моделях вариаций скоростей сейсмических волн δV (рис. 2).

На всех трех разрезах с различной детальностью и конфигурацией границ выделяются два обширных на разных глубинах объема мантии с отрицательными δV , имеющими признаки корней в нижней мантии. Северный объем мы отождествили с Хангайским плюмом, а южный — с Тибетским плюмом.

Модель NGRAND для S -волн [71, 82, 108] (см. рис. 2, разрез 1), рассчитанная в конце 1990-х гг., обладает низким разрешением, но показывает, что указанные особенности в то время уже достоверно определялись. Она вполне применима для иллюстрации распределения δV s в масштабе всей Земли.

Модель MITP08 для P -волн [92] (см. рис. 2, разрез 2) по утверждению ее авторов имеет пространственную детальность ~100 км в областях мантии с наиболее плотными данными и ~150 км в нижней мантии. В ней объемы с отрицательными δV приобретают расслоенный по вертикали вид и более четкую выраженность корней в нижней мантии. Модель UU-P07 для P -волн [65, 83, 109] (см. рис. 2, разрез 3) согласно ее авторам также имеет пространственную детальность ~100 км вблизи поверхности и ~200 км в нижней мантии. Мелкомасштабные закономерности распределения δV сохраняются, проявляется четкая прорисовка аномалий в верхней мантии, но менее детальное отображение в нижней. При этом южная и северная части Тибета в модели UU-P07 имеют значения вариации δV , характерные для Ин-

дийского субконтинента. В связи с вышеизложенным для исследования была выбрана модель MITP08 [92], отличающаяся хорошим разрешением в верхней мантии и реалистичностью.

Модель δV MITP08 [92] обладает повышенным разрешением под орогеническими поясами, зонами субдукции и областями с развитой сейсмической сетью. Скоростной рисунок верхней мантии в сейсмически активных регионах, к которым принадлежит район Хангайского плюма и Тибета, обладает пространственным разрешением до 100 км в вертикальном и горизонтальном направлениях [92] и худшим разрешением в нижней мантии, где плотность лучей от источника к приемнику уменьшается. В океанических регионах, где сейсмичность на порядок магнитуды ниже, чем в зонах субдукции и континентальных подвижных поясах, как и в нижней мантии континентов, разрешение модели MITP08 мало отличается от моделей 1990х годов.

Поле вариаций сейсмических скоростей δV может иметь несколько интерпретаций — термальную, вещественную и связанную с тензочувствительностью.

Термальная модель наиболее обоснована и используется чаще других. Отрицательные значения δV сопоставляются с “горячими” объемами мантии, разогретыми и частично расплавленными. Положительные значения δV сопоставляются с “холодными” объемами, которые характеризуют либо исходное состояние [51], либо слэбы со значительными (>0.75%) положительными отклонениями.

Данные модели MITP08 с неравномерным распределением по глубине были трансформированы в объемный 3D грид на однородной сетке 50 км с избыточным интервалом. На глубину грид покрывает пространство от земной поверхности до границы мантии и ядра. Для нашей работы были привлечены данные на территорию, показанную на рис. 1. Анализируется пространственное распределение отрицательных “горячих” δV . Визуализировать весь объем модели в виде 3D модели можно в интерактивном режиме, но трудно показать на 2D иллюстрациях. В большинстве работ, использующих сейсмотомографические данные, свойства мантийных объектов иллюстрируются 2D вертикальными разрезами или горизонтальными срезами. Таким путем трудно сформировать 3D представление.

Одним из эффективных способов показать объемное распределение скоростных вариаций является комбинирование двух или трех взаимно перпендикулярных разрезов, область пересечения которых сфокусированы на анализируемом мантийном объекте, как это показано в работе [52]. Однако область между разрезами остается неиллюстрированной и сохраняет неопределенности

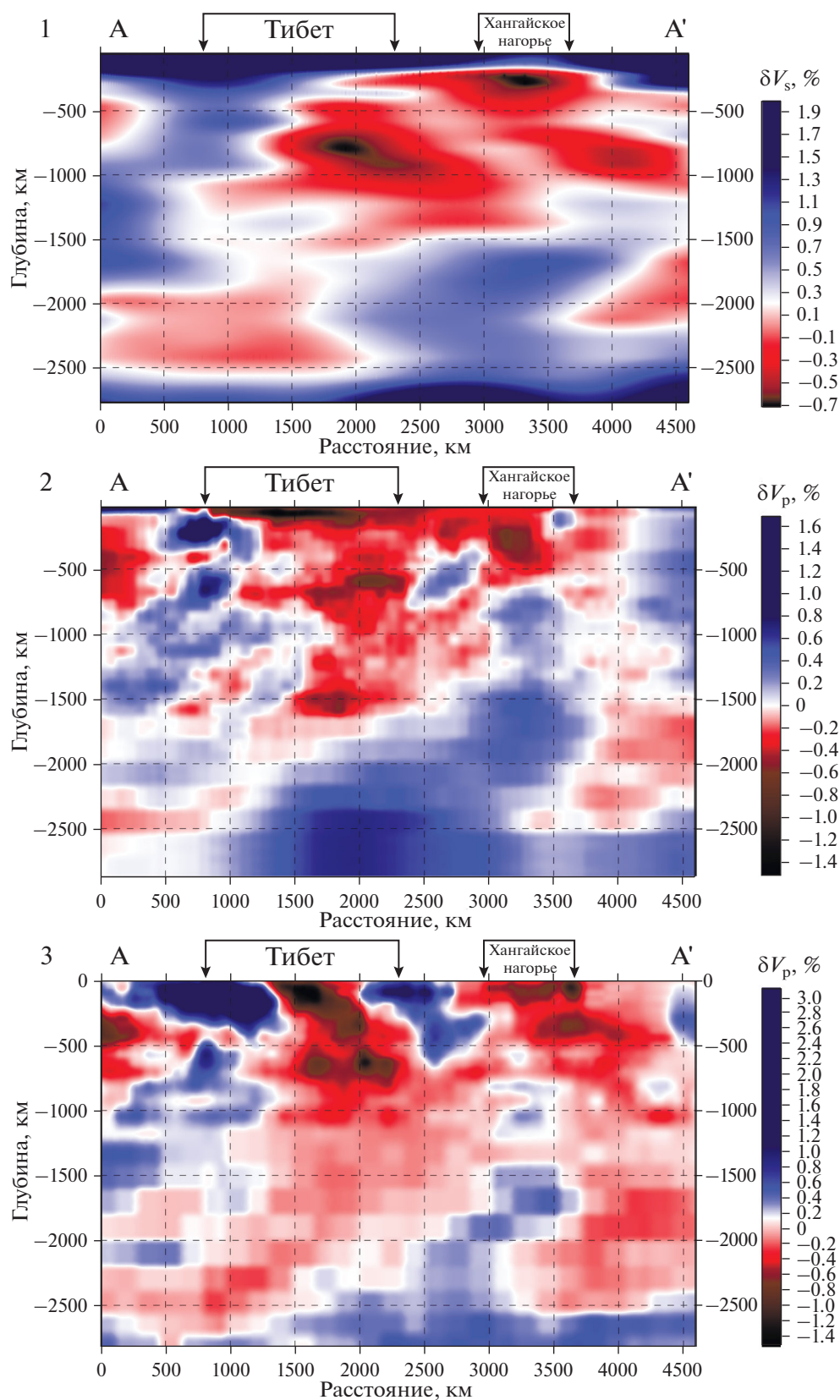


Рис. 2. Разрезы мантии по линии А—А'.

Разрезы основаны на сейсмотомографических моделях: 1 — NGRAND (по [71, 82, 108]); 2 — MITP08 (по [92]); 3 — UU-P07 (по [65, 83, 109]).

в ее интерпретации. В этом случае можно использовать комбинацию разрезов с изоповерхностью некоторого значения анализируемого параметра, что дает возможность показать одновременно номинальные значения параметра внутри аномалии и ее распространение между плоскостями разрезов. Этот подход использован в статье, чтобы выявить “горячие” мантийные полости, объединенные в непрерывные цепочки в вертикальном и горизонтальном направлениях и оконтуренных изоповерхностью с отрицательным значением -0.22% . Последнее было выбрано таким образом, чтобы были видны каналы поступления “горячего” мантийного вещества из глубины к поверхности. 2D изображения трехмерной модели выполнены с наиболее информативного ракурса, под которым видны интересные свойства мантии.

Кайнозойская структура земной коры региона исследовалась путем анализа многочисленных опубликованных материалов, дополненных новыми данными авторов статьи. Эти новые данные получены в результате полевых работ 2020–2022 гг. и обработки полученных материалов совместно с анализом космических изображений и моделей рельефа. В ходе полевых работ уточнены разрезы неоген–четвертичных отложений Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер и история их формирования, положение и кинематика Южно-Таннуольского, Эрзин-Агардагского и Цэцэрлэгского активных разломов.

При определении структуры и интенсивности кайнозойских поднятий мы исходили из положения, что они возникли на месте денудационного и аккумулятивного пенеплена, окончательно сформированного в конце мела и палеогене. Строение поднятий определялось по положению вершинной поверхности выходов палеозойского, реже раннемезозойского фундамента, местами покрытого корой выветривания или потоками позднекайнозойских базальтов. Для такой оценки строились геоморфологические профили. Строение и история формирования кайнозойских впадин определялись путем анализа их морфологии и отложений. Гранулометрический состав и определение источников сноса кайнозойского обломочного материала были индикаторами роста поднятий. При параметризации активных разломов, в дополнение к анализу опубликованных данных, мы исследовали проявления разломных зон на космических изображениях и принимали в расчет результаты выполненного тренчинга.

НЕОТЕКТОНИКА РЕГИОНА

Докайнозойская структура

Континентальная кора региона состоит из докембрийских блоков, разделенных и частично пе-

реработанных более поздними тектоническими образованиями (рис. 3).

Они являются реликтами Палеоазиатского океана, который развивался с позднего докембрия до раннего палеозоя. Кора была консолидирована примерно на рубеже силура и девона и нарушена снова на юге и востоке региона формированием герцинских и раннемезозойских складчато-надвиговых зон, которые возникли при закрытии Палеотетиса и Монголо-Охотского палео-океана [30]. Раннемезозойские зоны представлены Солонкерской зоной в Южной Монголии, которая подверглась складчато-надвиговым деформациям в середине триаса [30] и западным окончанием Монголо-Охотского коллизионного пояса в Забайкалье, сформированным к середине юры [2]. Еще до завершения этих коллизионных процессов в Западном Забайкалье возникли грабены северо-восточного простирания, развитие которых сопровождалось рифтовым вулканизмом и завершилось в середине мела [2, 62, 63, 113]. Контрастные послесреднеюрские–предпозднемиловые тектонические движения происходили и в более западных частях исследуемого региона [7].

В позднемиловое время интенсивность тектонических движений ослабела и существовавший рельеф был в значительной мере денудирован [19, 28]. Началась финальная стадия тектонического развития региона, описанная ниже.

Кайнозойская структура

Регион характеризуется контрастным рельефом. Максимальные высоты достигают 3492 м на востоке Восточного Саяна, 4031 м на юге Хангайского нагорья, 4356 м на северо-западе и 4231 м на юго-востоке Монгольского Алтая. Высота Гобийского Алтая уменьшается от сочленения с Монгольским Алтаем на восток, где максимальная отметка — 2846 м. В Забайкалье наибольшей высоты 2840 м достигает Баргузинский хребет. Самое низкое положение земной поверхности выявлено на дне оз. Байкал к югу от о-ва Ольхон — 1186.5 м ниже уровня моря. Максимальный контраст рельефа превышает 5.5 км.

Кайнозойская структура региона образована сочетанием грабенов, впадин и горных поднятий, которые ограничены и нарушены разломами разной кинематики. Выделяются два типа кайнозойских поднятий — изометричные своды и линейные сводово-глыбовые поднятия (рис. 4).

Сводовый тип поднятий представлен Хангайским и Хэнтэйским нагорьями. Поверхность фундамента, вскрытая на Хангайском нагорье, в рельефе образует купол. Он разделяется на северную и более поднятую (до 4000 м) южную части депрессией между Хангайским и Цэцэрлэгским разломами. Южная часть купола (Хангайский хребет)

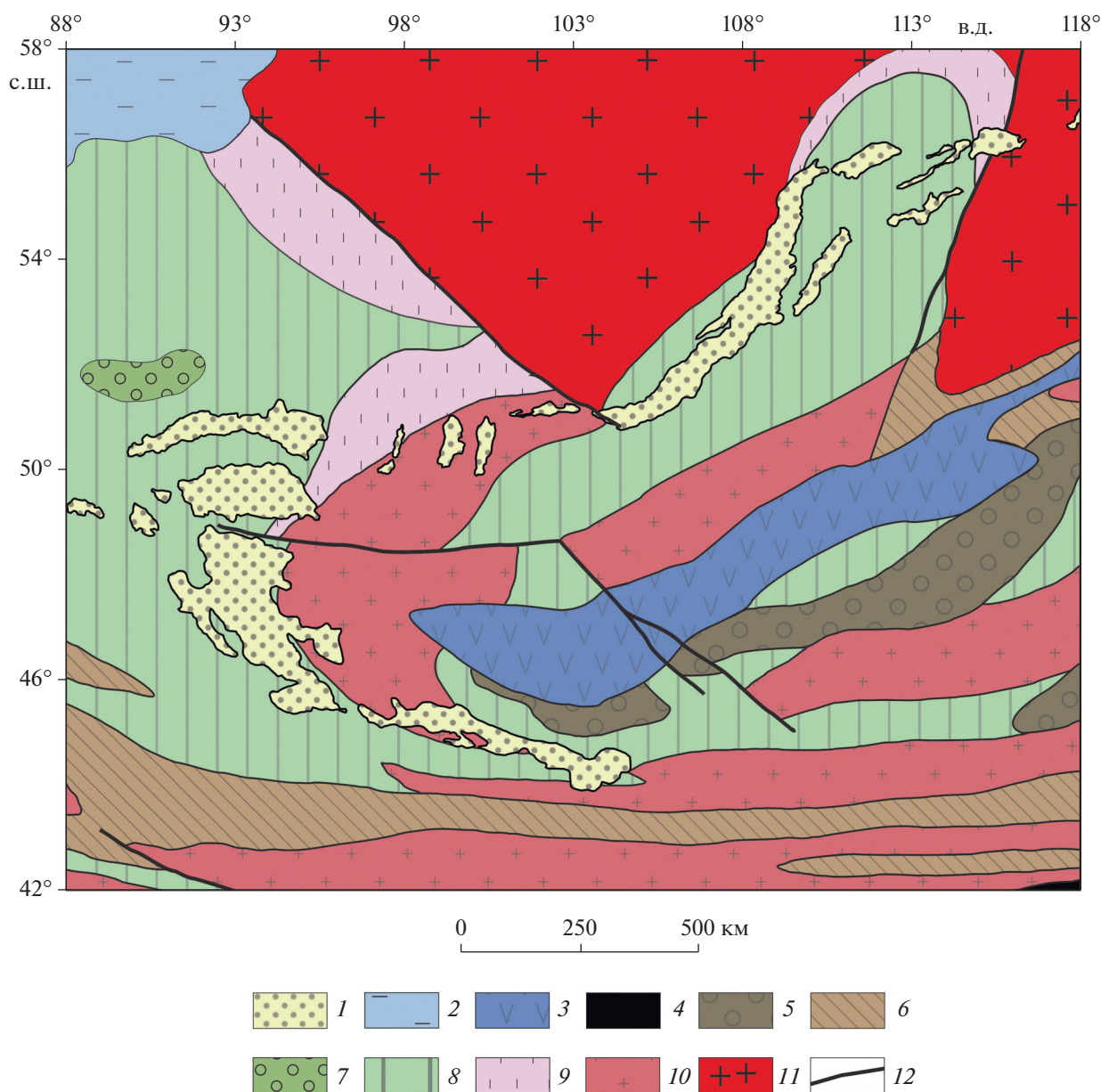


Рис. 3. Тектоническая карта севера Центральной Азии (по данным [2, 30, 35] с изменениями и дополнениями).

1 – позднемеловые и кайнозойские межгорные впадины и грабены с молассовым заполнением; 2 – мезозойский и кайнозойский платформенный чехол на деформированном палеозойском фундаменте; 3 – Монголо-Охотский мезозойский складчато-надвиговой пояс; 4 – Солонкер-Линсийская раннемезозойская складчато-надвиговая зона; 5 – герцинские остаточные и наложенные впадины; 6 – герцинские складчато-надвиговые зоны; 7 – каледонские остаточные впадины; 8 – каледонские и раннепалеозойские складчато-надвиговые зоны; 9 – складчато-надвиговые зоны позднего докембрия с фрагментами фундамента типа Сибирской платформы; 10 – микроплиты и блоки докембрийского фундамента внутри палеозойских и раннемезозойских складчато-надвиговых поясов; 11 – докембрийская платформа; 12 – крупные разломы

слегка удлинена в северо-западном направлении. Юго-западный склон круче северо-восточного и представляет собой равнину, наклоненную к Долине Озер. Поверхность свода слабо деформирована. Речные врезы не превышают 500 м. Северная граница южной части свода выражена уступом, по которому поверхность опущена на 500–750 м. Северная часть свода высотой до 3000 м

протягивается до района оз. Хубсугул и осложнена зонами деформаций второго порядка, образующими поднятия хребтов Тарвагатай, Булнай и Хамар-Дабан. Хэнтэйский свод сходен с Хангайским, но меньше по размеру и высоте (до 2800 м).

Сводово-глыбовая форма линейных поднятий второго типа определяется сочетанием изгиба поверхности фундамента с блоковыми перемеще-

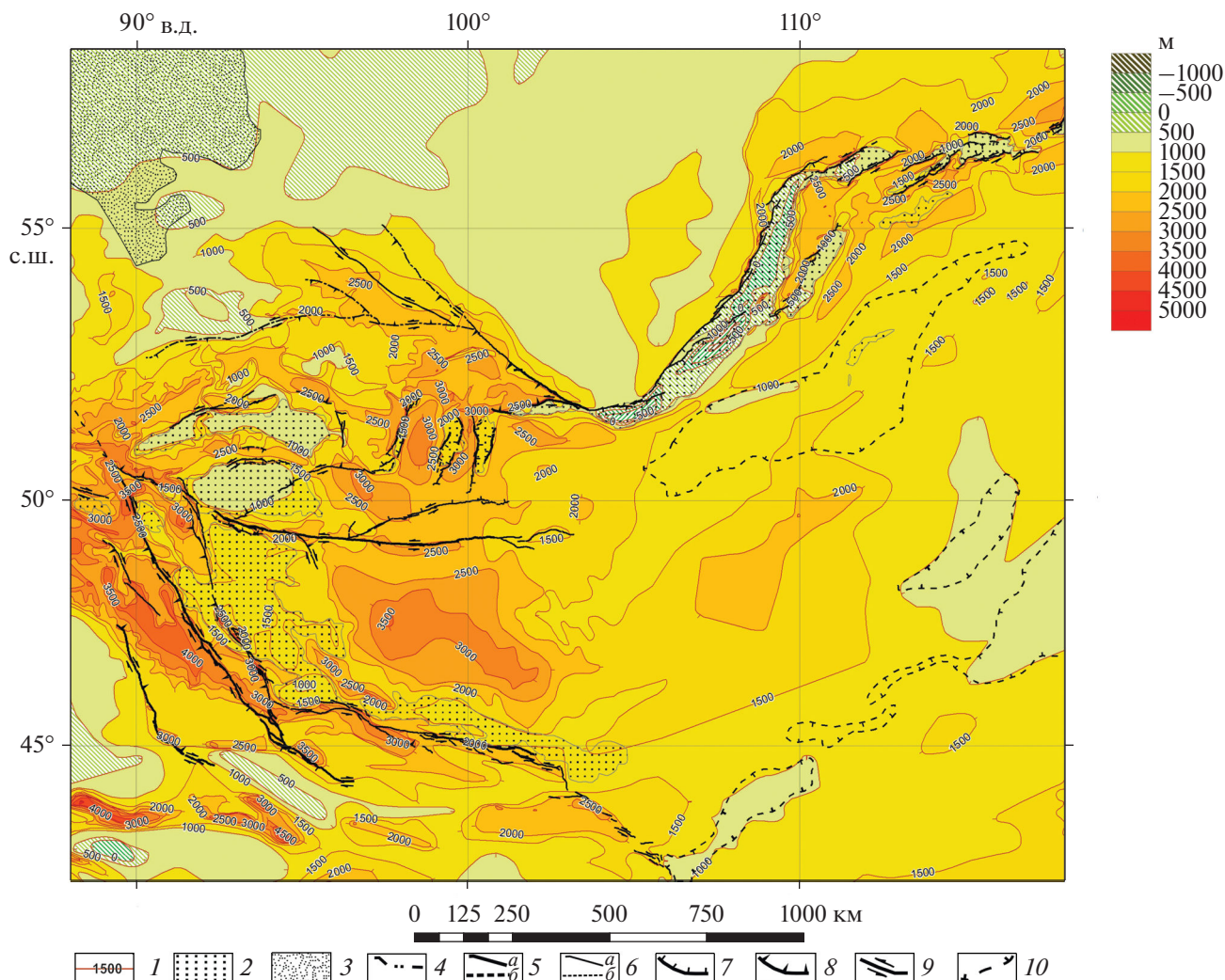


Рис. 4. Карта кайнозойской тектоники севера Центральной Азии

1 – изолинии вершинной поверхности фундамента на поднятиях и подошвы чехла во впадинах (м); 2 – осадочное и вулканическое заполнение позднемиоценовых и кайнозойских впадин и грабенов; 3 – равнины с кайнозойским платформенным чехлом; 4 – плиоцен–четвертичные разломы; 5 – крупные активные разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – прочие активные разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – сбросы; 8 – надвиги и взбросы; 9 – сдвиги; 10 – границы слабо опущенных линейных прогибов (Селенгино-Витимского и Восточной Монголии)

ниями и наклоном в результате движения по разломам. Смещения по продольным разломам присутствуют во всех линейных поднятиях. Доля изгибной деформации варьирует. Она доминирует в Гобийском Алтае и присутствует в Монгольском Алтае, хребтах Танну-Ола, Хамар-Дабан и Икат. В Восточном Саяне и соседней части Тувинского нагорья преобладают блоковые смещения по разломам. Они же определяют горстовое строение Приморского и Байкальского хребтов на западном побережье Байкала, как и Баргузинского и других хребтов, сопряженных с грабенами Западного Забайкалья [57].

В регионе представлены два типа кайнозойских депрессий – грабены и впадины неправильных очертаний. Крупнейшим и сложно постро-

енным грабеном является простирающаяся на северо-восток Байкальская рифтовая зона (рис. 5).

Она ограничена с северо-запада системой крупных сбросов, отделяющих Байкальскую зону от горстов Приморского и Байкальского хребтов. Противоположная сторона рифта нарушена многочисленными сбросами меньшей амплитуды. Внутри рифтовой зоны выделяются Южная, Центральная и Северная впадины. Глубина дна озера максимальна в северной части Центральной впадины (–1637 м при уровне воды 455.5 м над уровнем моря). Максимальная глубина немного меньше в Южной впадине и существенно меньше в Северной. Депоцентры кайнозойского осадочного чехла приблизительно совпадают с понижениями дна озера. Расчетная мощность осадков

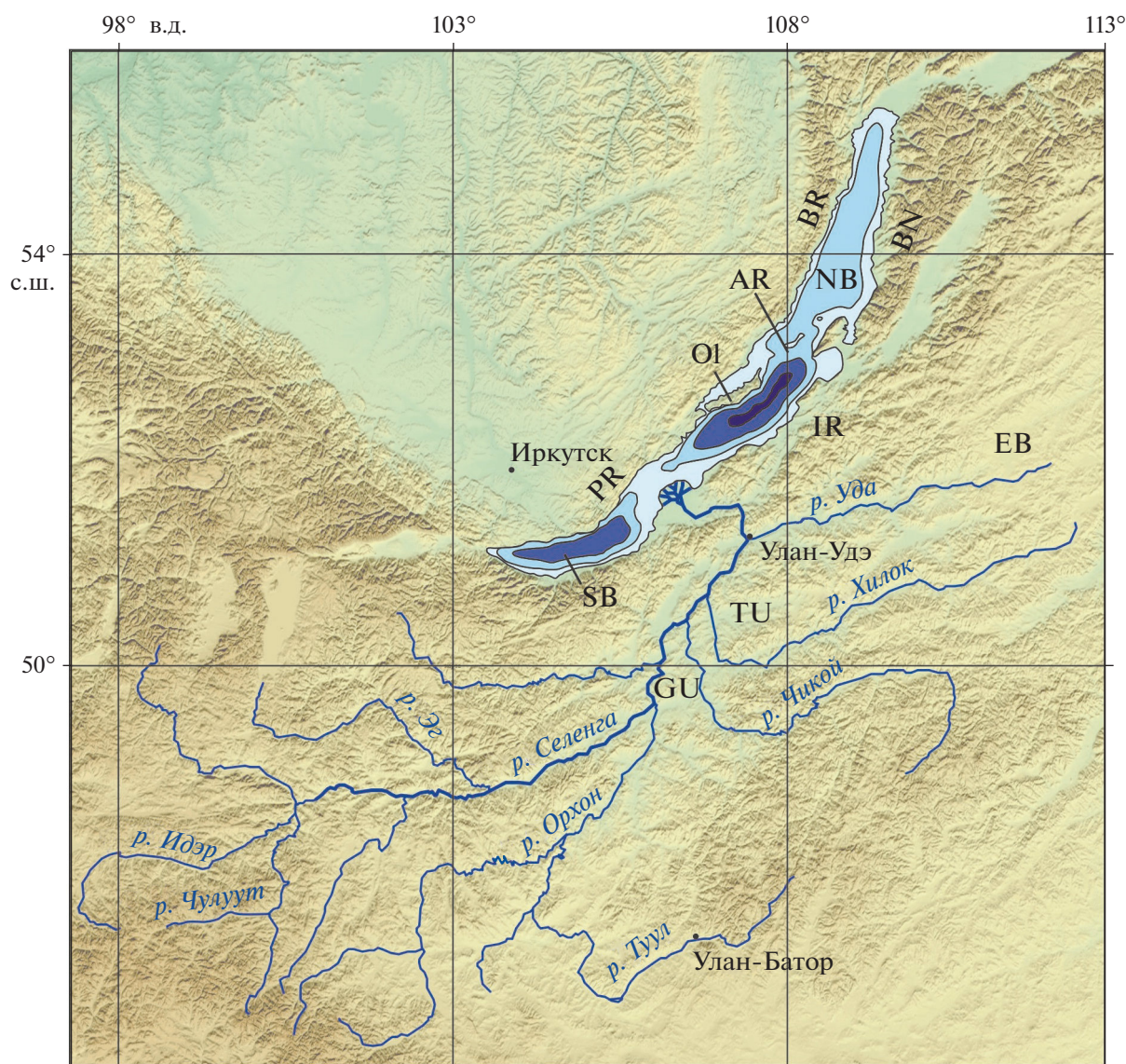


Рис. 5. Кайнозойская структура Байкальской рифтовой зоны и ее южного обрамления.

Хребты: AR – Академический, BN – Баргузинский, BR – Байкальский, IR – Итаский, PR – Приморский; *Впадины:* EB – Еравнинская, GU – Гусиноозерская, NB – Северная, SB – Южная, TU – Туггинская; Остров: ОI – о. Ольхон.

достигает ~7 км в Южной впадине и 7.5 км в Центральной [58].

Наибольший контраст между положением поверхности фундамента на севере Центральной впадины и на вершине соседней северной части Приморского горста-хребта превышает 10.3 км. Максимальная высота расположенного северо-восточнее Байкальского хребта возрастает до 2574 м, но это лишь на ~7 км выше дна соседней Северной впадины, поскольку мощность осадков сокращается там до 4.4 км [58].

Северная впадина отделена от южной впадины Центральной перемычкой, которая простирается от о-ва Ольхон на северо-восток вдоль подводно-

го Академического хребта. На хребте глубина озера и мощность осадков резко сокращены. Глубина озера уменьшается также между Центральной и Южной впадинами, но там мощность осадков возрастает до 7.5 км в дельте р. Селенги [58]. От этого глубина перемычки резко уменьшается.

К востоку от Байкала преобладают грабены северо-восточного простирания. Как правило, они являются полу-грабенами, у которых одна сторона образована главной разломной зоной, тогда как другая сторона не нарушена или образована разломами меньшей амплитуды. Чаше главный разлом ограничивает грабен с северо-запада. В том же направлении простирается обширный, но малоамплитудный Селенгино-Витимский прогиб

Забайкалья. На севере Хангайского свода находятся меридиональные грабены Хубсугул, Дархат и Бусийнгол. Хубсугульский грабен смыкается на севере с Тункино-Мондинской зоной разломов, которая протягивается на восток до южного окончания Байкальской рифтовой зоны. Дно озера, заполняющего Хубсугульский грабен, находится на высоте 1380 м, что более чем на 1 км ниже поверхности соседних хребтов.

Важной особенностью центральной части региона является С-образный пояс впадин, обрамляющих Хангайское нагорье с юга, запада и севера (см. рис. 4). Все впадины выражены понижениями современного рельефа. Их днища находятся на высотах: 980 м на востоке и 1300 м на западе Долины Озер; 1200 и 950 м, соответственно, в северном и южном разветвлениях западного продолжения Долины Озер на стыке Гобийского и Монгольского Алтая; 1020 м в Котловине Больших Озер, 750 м в Убсунурской и 700 м в Тункинской впадинах. Впадины различаются очертаниями и морфологией.

Простирающаяся на запад–северо-запад южная впадина Долины Озер расположена между Хангайским нагорьем и Гобийским Алтаем. Мощность кайнозойского чехла превышает 600 м [6]. Северный склон впадины плавно переходит в наклонную равнину южного склона нагорья. Вдоль южного края впадины протягивается Гоби-Алтайская зона разломов [55]. На западе, на сочленении Гобийского и Монгольского Алтая, впадина разделяется выступом фундамента на две ветви.

Расположенная севернее Котловина Больших Озер — неравномерно прогнутая депрессия неправильных очертаний. По данным бурения на севере и западе впадины возле озер Хиргис-Нур и Хара-Ус-Нур, мощность кайнозойских отложений достигает 500 м. Западная граница впадины с Монгольским Алтаем образована прерывистой зоной правых сдвигов со значительной вертикальной компонентой движений. Подняты западные крылья разломов. Поднятие хребта Хан-Хухийн отделяет на севере Котловину Больших Озер от Убсунурской впадины. Вдоль южного склона хребта фундамент надвинут на юрские отложения, а последние — на плиоцен-четвертичные [7].

Убсунурская впадина имеет неправильные очертания. По данным бурения, мощность кайнозоя достигает 700–900 м на северо-западе впадины и 500 м на юго-западе возле г. Улангом [6]. На востоке впадина переходит в предгорья Хангайского нагорья без видимых разломов. Хангайский разлом, протягивающийся вдоль хребта Хан-Хухийн, ограничивает впадину с юга. По разлому выявлены интенсивные позднеплейстоценовые и голоценовые левосдвиговые перемещения. Но простирающийся вдоль разлома уступ высотой до 500–750 м с поднятым южным крылом позволяет

предположить, что на более ранних стадиях развития была значительной вертикальная компонента движений. На севере впадина ограничена Северо-Убсунурским разломом, который наследует древнюю зону нарушений и выражен в кайнозойской структуре складчатой деформацией неогеновых отложений. Нижне-среднемиоценовые отложения, присутствующие в более южных частях впадины, возле разлома выклиниваются. С запада впадина ограничена Цаган-Шибетинским разломом, вдоль которого Е.В. Девяткин [7] предполагал 70-километровый послесреднеюрский правый сдвиг.

Большая часть Тувинской впадины покрыта четвертичными осадками. Судя по редким обнажениям и буровым данным, неогеновые и верхнеолигоценовые отложения присутствуют только в отдельных частях впадины. Вдоль северной границы впадины протягивается Саяно-Тувинский разлом, который наследует древнюю сутуру и в позднем кайнозое выражен левым сдвигом со взбросовой составляющей.

Восточнее протягивается цепь депрессий, разделенных перемычками. Это (с запада на восток) Мондинская, Хойтогольская, Тункинская, Торская и Быстринская впадины. Быстринская впадина отделена Култукской перемычкой от западного окончания Южной впадины Байкала. В крупнейшей Тункинской впадине мощность кайнозойских отложений достигает ~2500 м [43, 103]. Впадины асимметричны [19]. Они ограничены с севера горным поднятием Тункинских Гольцов с высотами до 3200–3300 м. Склоны поднятия, обращенные к впадинам, крутые. Вдоль них простирается Тункино-Мондинская зона разломов, которая соединяется на востоке с юго-восточным окончанием Главной Саянской зоны разломов. Склон хребта Хамар-Дабан, ограничивающего впадины с юга, более пологий, а платообразная поверхность хребта на 500–700 м ниже Тункинских Гольцов. В Тункинской впадине асимметрия проявляется и в том, что область наиболее мощных отложений приближена к северному борту.

По своему положению и ориентировке Южная впадина Байкала могла бы считаться продолжением С-образного пояса, но в современной структуре она является частью Байкальской рифтовой зоны, которая имеет форму асимметричного грабена. Кулисный ряд плоских линейных депрессий протягивается на северо-восток вдоль юго-восточной границы Монголии от восточного окончания Гобийского Алтая до озер Буин-Нур и Далайнор и истоков р. Аргуни. Депрессии сложены отложениями палеогена и миоцена, местами покрытыми четвертичными осадками. Вероятно, депрессии являются юго-восточным элементом пояса впадин, ограничивающих Хангайский и Хэнтэйский своды.

История развития кайнозойской структуры

Кайнозой Центральной Азии представлен континентальными терригенными отложениями различного гранулометрического состава и происхождения, местами в сочетании с базальтами и угленосными породами на разных стратиграфических уровнях. Стратиграфия кайнозоя региона интенсивно изучалась в последние 70 лет. Важнейшее место в этих исследованиях заняли работы Н.А. Логачева для Байкальской части региона [18, 19] и Е.В. Девяткина для Монголии [6]. Их результаты основаны на изучении разрезов впадин и их сравнении с реликтами кор выветривания на соседних поднятиях.

В.Д. Мац [27, 28] разделил толщи Байкальско-го рифта на три тектоно-стратиграфических комплекса:

- (1) — верхний мел не выше маастрихта—нижний олигоцен (~70–27 млн лет);
- (2) — верхний олигоцен—нижний плиоцен (27–3.5 млн лет);
- (3) — верхний плиоцен—квартер (последние 3.5 млн лет).

В.Д. Мац разделил комплексы (2) и (3) на нижний и верхний подкомплексы и выявил фазы деформаций между эпохами их накопления. Это фазы ~27 млн лет между комплексами (1) и (2), ~10 млн лет между нижней и верхней частями комплекса (2), 4–3 млн лет между комплексами (2) и (3) и 1.2–0.8 млн лет между нижней и верхней частями комплекса (3). Фазы выражены угловыми несогласиями, структурными перестройками и/или изменениями характера седиментации. Мы распространили эти комплексы на весь исследуемый регион.

В районе Гобийского Алтая и Долине Озер верхний мел — нижний олигоцен образует платформенный чехол тонкозернистых песчано-глинистых отложений, обычно красноцветных. Они несогласно перекрывают породы фундамента и местами мезозоя до нижнего мела включительно.

В Долине Озер кайнозойская часть разреза имеет мощность ~280 м (рис. 6, разрез 1). В осевых частях впадины отложения нередко имеют озерное происхождение. На северном борту мощность уменьшается и возрастает содержание аллювиальных отложений. Верхний олигоцен связан с нижним олигоценем постепенным переходом. Олигоцен северного склона долины содержит три пласта базальтов с К—Аг датами 32 ± 2 , 31 ± 0.2 и 24 ± 3 млн лет [6]. Число базальтовых пластов возрастает на южном склоне Хангайского нагорья. В депрессиях, расположенных северо-восточнее сочленения Гобийского и Монгольского Алтая, миоцен представлен ошинской свитой. Она сложена озерными глинами и алевроитами с прослоями известняка, песка и гравия мощностью 100–

150 м в центральных частях депрессий и аллювиальными и озерными песками общей мощностью до 150 м вблизи соседних поднятий. На северном склоне Долины Озер нижний—средний миоцен содержит два базальтовых пласта, датированных 20 ± 0.5 и 18.9 ± 0.8 млн лет [6]. Нижне-средне-миоценовые озерные отложения мощностью 80–100 м вскрыты скважинами в центре долины.

Плиоцен—квартер осевой части Долины Озер сложен озерными осадками. Область их распространения уменьшалась со временем. По буровым данным мощность нижнего плиоцена составляет 100–120 м и уменьшается к бортам до 80 м. С позднего плиоцена отмечается погребение обломочного материала и расширение областей аллювия по краям впадины. Мощность верхнеплиоцен-четвертичных отложений оценивается десятками метров. По берегам современных озер Бон-Цаган-Нур и Улан-Нур выявлены озерные террасы среднего и позднего плейстоцена высотой, соответственно, 100–200 м и 40–60 м над современным уровнем озера. Сходные террасы в сухих озерах северо-восточнее сочленения Гобийского и Монгольского Алтая подняты на высоту 100–150 м и 50 м [6].

Южнее Гобийского Алтая и юго-западнее Монгольского Алтая палеоген и неоген литологически сходны с отложениями Долины Озер. К югу от Гобийского Алтая мощность верхнего олигоцена уменьшается до 20–30 м, а неогена — до 25–30 м. Это указывает на более слабое прогибание. Сходство осадков и их нахождение на склонах Гобийского Алтая свидетельствуют, что его большая часть поднялась не ранее миоцена.

В депрессиях, объединенных названием Котловины Больших Озер (см. рис. 6, разрез 2), разрез кайнозоя начинается верхнеолигоценовыми красными глинами и песчаниками мощностью 50–60 м. Миоцен представлен терригенной ошинской свитой мощностью 200–300 м. Ее нижняя часть (нижний?—средний миоцен) такая же, как и в Долине Озер.

На северном побережье оз. Хиргис-Нур верхняя часть свиты сложена песками с прослоями мергелистых глин мощностью 80–100 м. На бортах впадины озерные и аллювиальные отложения замещаются субаэральными глинами с прослоями песка, щебня и галечника [6]. Два типа отложений характеризуют нижний плиоцен с верхами миоцена и, вероятно, низами верхнего плиоцена. Свита хиргис-нур мощностью 150–200 м заполняет центральные части Котловины Больших Озер. Она сложена озерными и озерно-аллювиальными осадками. В краевых частях впадины залегает более грубообломочная флювиальная свита алтан-тели мощностью до 100–150 м.

Выше залегают аллювиальные отложения верхнеплиоцен—нижнеплейстоценовой свиты туин-

гол мощностью до 20 м. Их аналоги слагают чехлы высоких (60–90 м) террас Монгольского Алтая. Более низкие речные террасы принадлежат среднему-позднему плейстоцену. Озерные террасы среднего и позднего плейстоцена подняты, соответственно, на 232 м и 152 м над оз. Хиргис-Нур [6].

На севере Убсунурской впадины разрез начинается верхнеолигоценными (?) глинами мощностью 120 м [61]. Нижне- и среднемиоценовые отложения не выявлены, но известны южнее. Обнаружены аналоги верхней части ошинской (верхний миоцен), хиргис-нурской (верхний миоцен–плиоцен) и туин-гольской (верхний плиоцен–нижний плейстоцен) свит. В центре впадины присутствуют плейстоценовые озерные отложения. Средне- и позднеплейстоценовые озерные террасы подняты над оз. Убсу-Нур, соответственно, на 303 м и 207 м [6].

В северной части Тункинской впадины мощность кайнозоя достигает ~2500 м к югу от пос. Аршан [43, 103]. Скв. Р-2 прошла здесь 2120 м, не достигнув фундамента [89]. Его поверхность была вскрыта на глубине 1059 м скв. С-1 на юге впадины, где мощность отложений сокращена [26]. Разрез Тункинской впадины (см. рис. 6, разрез 3) состоит из пяти стратиграфических подразделений:

- (1) — танхойская (угленосная) свита верхнего олигоцена–нижнего плиоцена мощностью ~1400 м;
- (2) — охристая (красноцветная) свита верхнего плиоцена мощностью ~500 м;
- (3) — туфогенно-песчаная толща верхнего плиоцена — гелазия мощностью 270 м;
- (4) — песчаная толща нижнего-среднего плейстоцена, возможно, с низами верхнего плейстоцена, мощностью 300–350 м;
- (5) — верхний плейстоцен–голоцен мощностью до 30 м [43, 103].

Танхойская свита (1) сложена глинами, алевроитами, песками и мергелями с прослоями диатомита и пластами бурого угля вблизи бортов и десятками пластов базальтовой лавы, вскрытых скв. Р-2. Базальты танхойской свиты скв. Р-2 (нижние 1060 м разреза скважины) датированы в интервале от 16 до 8 млн лет [43].

Охристая свита (2) состоит из песков, алевроитов, глин и реже гравийно-галечного материала, содержание которого возрастает к бортам впадины.

Толща (3) сложена песками, глинами и туфогенно-терригенными осадками с пластами базальта, датированными в скв. Р-2 в интервале 4–2.4 млн лет [43]. К бортам впадины возрастает содержание валунно-галечного материала.

Толща (4) сложена песками с линзами галечника и торфа и пластами базальта и тефры. Присутствуют морены и флювиогляциальные и флювиальные галечники и пески. Возраст базальтового потока ~1.6 млн лет вверх разреза скважины Р-2, охватывающей только нижние 230 м разреза толщи (4).

Комплекс (5) обычно вложен в более древние отложения и состоит из флювиальных и озерных песков и алевроитов с линзами торфа и травертина.

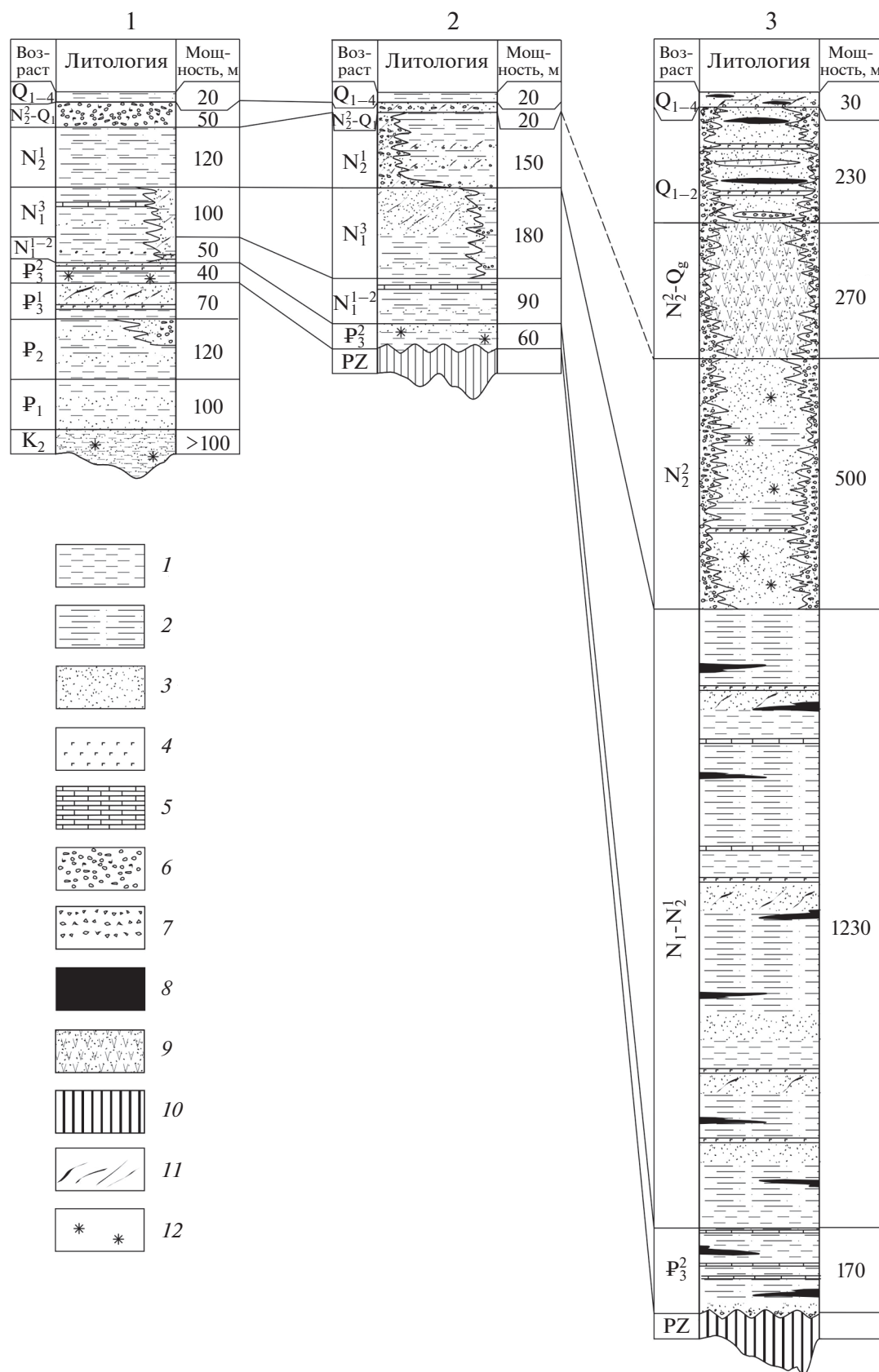
На ранней стадии изучения истории Байкальской рифтовой зоны было доказано присутствие отложений тектоно-стратиграфических комплексов верхнего олигоцена–нижнего плиоцена и верхнего плиоцена–квартера и высказаны соображения о возможном присутствии комплекса верхнего мела–нижнего олигоцена [19, 31]. Прямым доказательством наличия нижнего комплекса стало обнаружение эоценовой споро-пыльцы под палинологически охарактеризованными неоген-четвертичными слоями в скважине дельты р. Селенги [9]. Поскольку скважина прошла 3100 м чехла, а поверхность фундамента зафиксирована сейсмическими данными на глубине более 5 км, присутствие в разрезе отложений вплоть до верхнего мела казалось вполне возможным.

Сейсмическое профилирование байкальских впадин методом отраженных волн позволило выделить три сейсмостратиграфических комплекса [58]. Нижний комплекс сейсмически прозрачен; средний расслоен протяженными отражающими площадками, нарушенными многочисленными разломами; верхний содержит протяженные недеформированные отражающие горизонты.

Граница нижнего и среднего комплексов постепенная и охватывает часть разреза мощностью в десятки метров. Депоцентры совпадают с наибольшими погружениями дна во всех трех впадинах. Нижний комплекс присутствует только в

Рис. 6. Разрезы кайнозойских отложений С-образного пояса впадин вокруг Хангайского свода

Разрезы: 1 — Долины Озер, 2 — Котловины Больших Озер; 3 — Тункинской впадины. Индексы возраста: Q_{3-4} — верхний плейстоцен и голоцен; Q_{1-2} — нижний и средний плейстоцен; Q_1 — нижний плейстоцен; Q_g — гелазий; Q_{1-4} — четвертичные отложения; N_2^2 — верхний плиоцен; N_2^1 — нижний плиоцен; N_1^3 — верхний миоцен; N_1^{1-2} — нижний и средний миоцен; N_1 — миоцен; P_3^2 — верхний олигоцен; P_3^1 — нижний олигоцен; P_2 — эоцен; P_1 — палеоцен; K_2 — верхний мел; PZ — палеозой.
1 — глины; 2 — алевроиты; 3 — пески и песчаники; 4 — базальты; 5 — известняки; 6 — галечники и гравийники; 7 — щебень; 8 — бурый уголь и торф; 9 — туфо-песчаники; 10 — палеозойское основание; 11 — косяя слоистость; 12 — красноцветы



Южной и Центральной впадинах, где имеет форму клина, мощность которого уменьшается от 4–5 км в депоцентрах до нескольких сотен метров вблизи южного и юго-восточного берегов озера. Средний комплекс имеет мощность 1–2 км. Верхний комплекс, имеющий мощность 0.3–0.5 км в Южной и Центральной впадинах, утолщается в Северной впадине до 2 км.

Корреляция сейсмостратиграфических комплексов с тектоно-стратиграфическими является предметом дискуссии. Согласно наиболее сбалансированной модели В.Д. Маца [27, 28], нижний сейсмостратиграфический комплекс сопоставляется с нижним тектоно-стратиграфическим комплексом (верхний мел–нижний олигоцен) и нижним подкомплексом среднего комплекса (верхний олигоцен–средний миоцен); средний комплекс соответствует верхней части танхойской свиты (верхний миоцен–нижний плиоцен, а верхний комплекс – верхнему плиоцену–квартеру).

Селенгино-Витимский прогиб, протягивающийся от среднего течения р. Селенги до Витимского плато, с позднего мела до раннего олигоцена представлял собой денудационно-аккумулятивный пенепплен, ограниченный с юга областью низкогогорного рельефа [19, 28, 41]. Юго-западная часть прогиба покрыта четвертичным аллювием р. Селенги и ее притоков, под которым возможно присутствие более древних осадков.

Южнее западной части прогиба аллювий мощностью 5–10 м составляет чехол высоких (от 80 м до 250 м) террас рек Селенга, Чулуту и Орхон, врезанных в северо-восточный склон Хангайского нагорья. Аллювий переслоен и перекрыт базальтами. К–Аг даты базальтов на 90–100-метровой террасе р. Чулуту – от 6.2 ± 0.5 до 3.1 ± 0.2 млн лет [6]. Последовательность террас отражает поднятие Хангайского нагорья.

В Западном Забайкалье в позднем мелу и кайнозое формировались грабены северо-восточного простирания. К ранним образованиям этого типа относятся Нижнемахейский и Еравнинский грабены. Их осевые части сложены тонкообломочными аллювальными и озерными осадками. Они замещаются к бортам более грубообломочным материалом, который накапливался за счет эрозии склонов впадин [60]. Тонкообломочная равнинная седиментация с проявлениями угленакпления продолжалась в позднем олигоцене–раннем плиоцене при активизации вертикальных движений и базальтового вулканизма. В более северной части Забайкалья возникли Баргузинский и другие грабены. Образование новых грабенов продолжалось в позднем плиоцене–квартере, когда окончательно сформировался современный структурный рисунок Забайкалья.

Стадии тектонического развития региона исследования

На основе представленных данных реконструирована история тектонического развития региона в позднем мелу и кайнозое.

Ранняя (первая) стадия. От позднего мела до раннего олигоцена ранняя стадия была временем планации и относительно слабых тектонических движений. В Южной Монголии до широт южных предгорий Хангайского нагорья формировался аккумулятивный пенепплен с тонким чехлом платформенных отложений. Вероятно, они покрывали часть Гобийского Алтая, тогда как в других частях Гобийского (поднятие Их-Богд) и Монгольского (хребет Баатар) Алтая сохранялись реликты юрского денудационного пенепплена [87]. Область седиментации протягивалась на запад вдоль северных подножий Тянь-Шаня, где континентальные осадки частично замещались мелководными морскими.

В более северных районах Монголии, Туве и Саянах развивался денудационный пенепплен с корами выветривания и реликтами более древнего рельефа. По данным трекового анализа, на Чулышманском плато Алтая после верхнеюрско-нижнемеловой активизации, в верхнем мелу происходила планация [78]. Хангайское и Хэнтэйское нагорья устойчиво поднимались и служили источниками сноса обломочного материала с юрского времени. В плоских депрессиях и речных долинах Селенгино-Витимского прогиба формировался аккумулятивный пенепплен с корами выветривания и слабой флювиальной седиментацией, тогда как на соседних поднятиях развивался денудационный пенепплен [28]. Погружались Южная и Центральная впадины Байкала, где в депоцентрах мощность осадков достигла 4–5 км.

Вторая стадия. На второй стадии развития, которая продолжалась с позднего олигоцена до раннего плиоцена, контраст вертикальных движений увеличился за счет как образования и углубления впадин, так и роста поднятий. Сформировался С-образный пояс впадин вокруг Хангайского нагорья, продолжавшего подниматься. В Долине Озер осадки второй стадии перекрывают платформенные отложения первой стадии. В более северных впадинах пояса осадки второй стадии отложились на поверхности фундамента.

Мощность осадков возрастает от 300 м в Долине Озер, 500 м в Котловине Больших Озер и 700–800 м в Убсунурской впадине до ~1400 м в Тункинской впадине. Южная и Центральная впадины Байкальского рифта продолжали опускаться, и мощность осадков достигла 2 км. Начала погружаться Северная впадина Байкала, где накопилось 150 м осадков [27]. В Забайкалье возникли новые грабенообразные впадины северо-восточного простирания. По данным бурения, в круп-

нейшей Баргузинской впадине мощность осадков превысила 700 м [89].

Наряду с погружением впадин происходил рост поднятий. Поднятие Хангайского и Хэнтэйского сводов проявилось сносом с них эродируемого обломочного материала. Близ границы Котловины Больших Озер с Монгольским Алтаем выявлено замещение тонкообломочных озерных и аллювиальных толщ, характерных для центральных частей котловины, более грубообломочным материалом [6]. Аналогичным образом, на южном побережье Байкальского озера тонкообломочная озерно-болотная танхойская свита замещается песчано-галечными фациями на границе с хребтом Хамар-Дабан [28, 42].

Третья стадия. На третьей стадии развития, продолжавшейся от позднего плиоцена поныне, строение земной поверхности постепенно приобрело современные черты. Продолжающееся поднятие Хангайского нагорья и Монгольского Алтая выражено лестницами террас речных долин, врезанных в горные склоны. Дифференцированные вертикальные движения зафиксированы в прибайкальской части Восточного Саяна [67].

В позднем плиоцене и раннем плейстоцене продолжалось осадконакопление в С-образном поясе впадин. Позднее объем воды в озерах изменялся в зависимости от чередования гляциалов и интергляциалов. Озерные террасы маркировали трансгрессивные фазы уровня озер. Тот факт, что во всех впадинах среднеплейстоценовые озерные террасы выше позднплейстоценовых, а последние выше современного уровня воды, указывает на вовлечение впадин в общее поднятие региона.

Возрастающий контраст вертикальных движений выражен погружением обломочного материала. В Байкальской рифтовой зоне прогибание продолжается и со временем все менее компенсируется осадками. В Южной и Центральной впадинах Байкала накопилось лишь 300–500 м осадков, тогда в новообразованной Северной впадине их мощность достигла 2 км. В Западном Забайкалье продолжалось опускание грабенов, заложенных во вторую стадию. Возник кулисный ряд впадин на восточном продолжении северо-восточного окончания Байкальского рифта.

В позднем плиоцене и квартере сформировалась система активных разломов региона, хотя отдельные ее элементы унаследованы от более древних эпох.

Активные разломы

Крупные активные разломы Монголии и их проявления при сильных землетрясениях известны со второй половины XX столетия [3, 5, 14, 53, 55, 59, 70, 79, 84, 91, 105]. В XXI в. изучены режимы развития крупных активных разломов и меха-

низмы связанных с ними сильнейших землетрясений. Это Хангайский разлом с Болнайским землетрясением 23.07.1905 [75, 101, 102], Эртайский разлом с Фуюнским землетрясением 1931 г. [88], Долиноозерский (Богд) разлом с Гоби-Алтайским землетрясением 1957 г. [90, 99, 100]. Новые данные получены для разлома Гурван-Булаг в Гобийском Алтае [99], Эрзин-Агардагского разлома [1] и разломов Хубсугульского грабена [34].

На востоке Тувы выделены и изучены Каахемская активная зона разломов и проявления связанных с ней Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. [33]. Детально описана Тункино-Мондинская зона разломов, ограничивающая с севера Тункинскую систему впадин [20, 23, 67, 68] и наиболее активная в позднчетвертичное время юго-восточная часть Главного Саянского разлома [98].

Многочисленные работы посвящены активным разломам Байкальской рифтовой зоны, Западного и Северного Забайкалья и проявлениям их современной сейсмической активности [4, 16, 20, 24, 48, 49]. Важным вкладом в изучение активных разломов региона стало создание Базы данных активных разломов Евразии [77] и Базы данных разломов Байкальского региона, активных в плиоцен-четвертичное время, и сейсмически индуцированных геологических процессов юга Сибири и соседних территорий [22].

В нашем исследовании обобщены наиболее обоснованные данные, включая работы авторов последних лет [53–56] (рис. 7).

Вдоль Монгольского Алтая протягиваются три праводвиговые зоны со взбросовой компонентой движений. В западной зоне ведущая роль принадлежит Эртайскому разлому, с которым связано Фуюнское землетрясение 1931 г. Голоценовые, позднчетвертичные и плиоцен-четвертичные смещения дают скорость сдвига от 4 до 18 мм/год, а современная скорость сдвига по геодезическим данным составляет 4–12 мм/год при многократно уступающей им вертикальной компоненте движений [79, 94, 104].

В средней разломной зоне главным разломом является Кобдинский разлом [53, 59]. Скорость сдвига оценивается величиной 4–5 мм/год со среднего плейстоцена и в течение голоцена [55]. Разлом наклонен под углами $\angle 60^\circ\text{--}80^\circ$ на юго-запад, и взбросовая компонента смещений (поднято юго-западное крыло) многократно уступает сдвиговой в центральной и северной частях разлома.

На северо-западе Кобдинский разлом оперен Кубардинским правым сдвигом запад-северо-западного простираения, который следует вдоль северо-восточного борта Чуйско-Курайской впадины Горного Алтая. Сагайский разлом, проходящий западнее Кобдинского, характеризуется той же кинематикой, но меньшими смещениями и протяженностью. Северо-западным продолже-

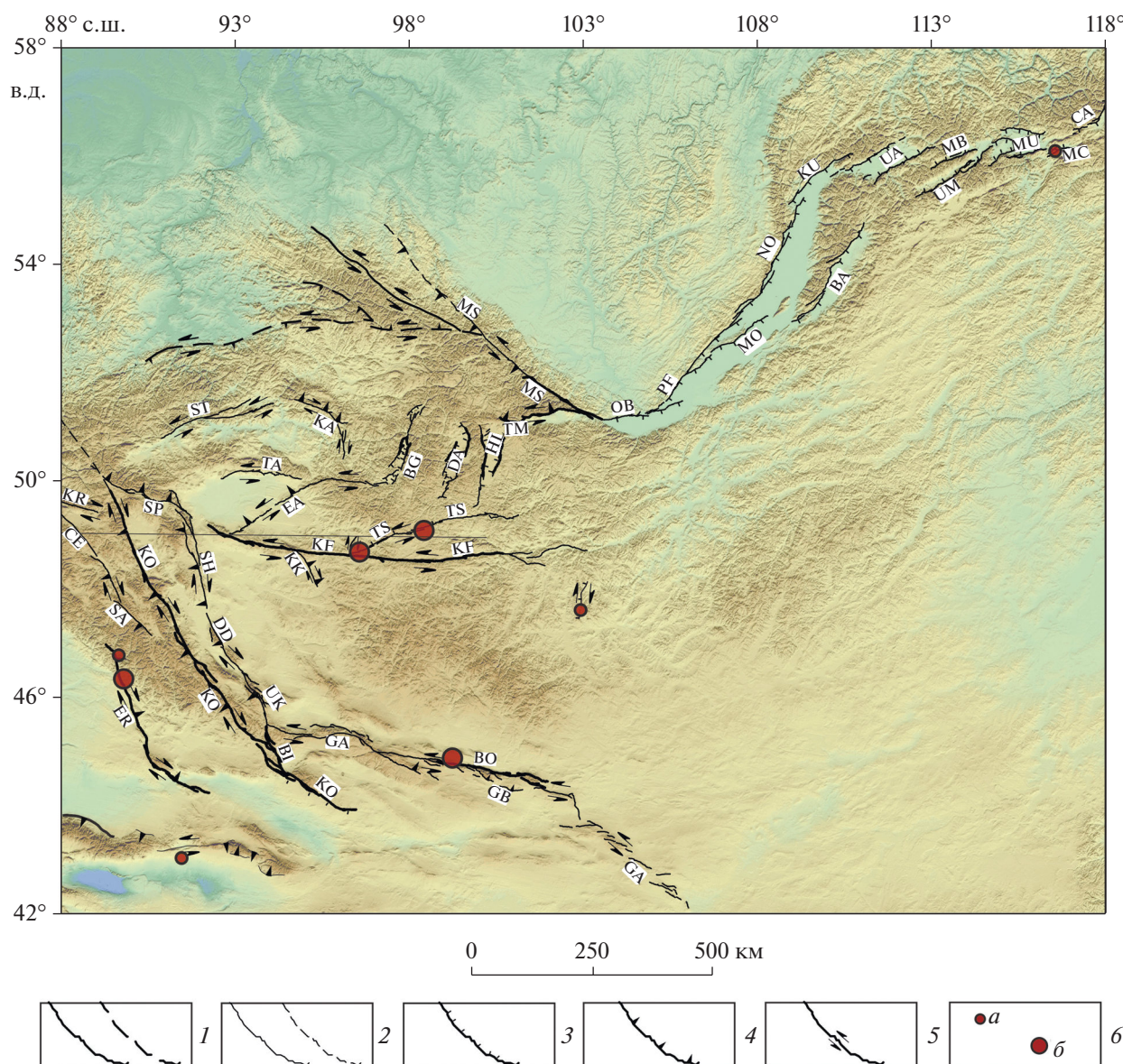


Рис. 7. Крупные активные разломы севера Центральной Азии.

Разломы: BI – Бидж, BO – Богд, DD – Дзун-Джиргалант, EA – Эрзин-Агардагский, ER – Эртайский, GB – Гурван-Булаг, KF – Хангайский, KK – Хан-Хухийн, KO – Кобдинский, KR – Кубардинский, KU – Кучерский, MO – Морской, MS – Главный Саянский, NO – Северо-Байкальский, OB – Обручевский, PF – Приморский, SA – Сагсайский, SH – Цаган-Шибетинский, SP – Шапталский, ST – Саяно-Тувинский, TA – Южно-Тануольский, TM – Тункино-Мондинский, TS – Цэцэрлэгский, UK – Умусин-Хайрханский; *Зоны разломов:* BA – Баргузинская, GA – Гоби-Алтайская, KA – Каахемская, MC – Муйско-Чарская; *Впадины:* CA – Чарская, MB – Муаяканская, MU – Муйская, UA – Верхне-Ангарская, UM – Верхне-Муйская; *Грabenы:* BG – Бусийнгольский, DA – Дархатский, HL – Хубсугульский; *Сейсмический шов:* CE – разрыв Чуйского землетрясения 2003 г.

1 – активные разломы со скоростями движения ≥ 1 мм/год, достоверные и предполагаемые; 2 – активные разломы со скоростями движения < 1 мм/год, достоверные и предполагаемые; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги; 5 – сдвиги; 6 – эпицентры землетрясений с магнитудами $M_s = 7-7/9$ (a) и ≥ 8 (b)

нием Сагсайского является разлом юго-западного борта Чуйско-Курайской впадины, проявившийся правосдвиговыми смещениями при Алтайском землетрясении 2003 г. [44].

Между Кобдинским разломом и разломами восточной зоны протягивается Шапталский надвиг [32]. Прерывистая восточная зона образова-

на разломами Цаган-Шибету, Дзун-Джиргалант, Умусин-Хайрхан-Нуру и Бидж. Обычно подняты западные крылья разломов. По разлому Бидж, который на юге сочленяется с Кобдинским разломом, скорость голоценового сдвига составляет 2–2.5 мм/год, в 3 раза превышая вертикальную компоненту смещений [55].

К востоку от правых сдвигов Монгольского Алтая преобладают левые сдвиги и зоны левосдвиговых деформаций широтного и восток–северо-восточного простирания. Южная из них Гоби-Алтайская зона состоит из трех сегментов. С Долиноозерским сегментом (разломом Богд) связано Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г., при котором произошел левый сдвиг на 5 м, местами, возможно, до 8 м при небольшом поднятии южного крыла [5, 21, 53]. На основе геоморфологических сопоставлений скорость сдвига была оценена в 6–7 мм/год за голоцен и 8–9 мм/год за голоцен и конец плейстоцена [55].

В области оз. Орог-Нур и хребтов Их-Богд (высота до 3957 м) и Бага-Богд (высота до 3590 м) СЗ–ЮВ простирания было выполнено ^{10}Be датирование смещений по разлому Богд и связанным с ним нарушениям. Эти хребты примыкают к разлому Богд с юга и образованы позднекайнозойскими антиклиналями, складчатая форма которых выражена изгибом поверхности фундамента. К востоку от них расположен хребет Арц-Богд.

Вдоль юго-западных склонов хребтов Их-Богд и Бага-Богд и северного склона хр. Арц-Богд простираются взбросы, оперяющие разлом Богд. Ревизия полученных ^{10}Be данных [99] позволила оценить скорость левого сдвига по разлому Богд в ~1.5 мм/год и скорости взбросов на юго-западном склоне Их-Богд (разлом Гурван Булаг) ~0.2 мм/год, на юго-западном склоне Бага-Богд ~0.1 мм/год и на северном склоне Арц-Богд 0.13 мм/год.

На юго-восточном простирании Гоби-Алтайской зоны, вдоль северной границы Ордоса до северной петли р. Хуанхэ, протягивается кулисный ряд грабенов северо-восточного простирания, образующих широтную зону левосдвиговых деформаций [80, 93].

Широтный Хангайский разлом протягивается более, чем на 500 км. В его зоне произошло сильнейшее ($M \geq 8$) Болнайское землетрясение 23.07.1905. По разлому выявлены левосдвиговые смещения 1905 г. на 5–6 м [3] и более ранние [55]. Суммированием смещений при сильных землетрясениях, датированных ^{14}C методом, скорость позднеголоценового сдвига была оценена в 7–8 мм/год [53]. Позднее скорость сдвига была определена в 2.5 мм/год ^{10}Be методом для более длительного временного интервала [99]. Вертикальная компонента смещений меньше и варьирует, чаще поднято южное крыло. С Хангайским разломом сопряжен Терегтийнский правый сдвиг длиной 75 км со взбросовой компонентой смещений. Скорость сдвига оценена в 0.5–0.7 мм/год.

Крупные левые сдвиги восток-северо-восточного простирания, Эрзин-Агардагский с поднятым северо-западным крылом [1] и Цэцэрлэгский с поднятым юго-восточным крылом [55], оперяют Хангайский разлом с севера. Соотноше-

ние разновозрастных позднеголоценовых сдвиговой и вертикальной компонент смещения по Эрзин-Агардагскому разлому составляет 4–5/1.

Выполненный нами тренчинг в северо-восточном сегменте разлома выявил характерную для сдвигов цветковую структуру и следы как минимум трех палеоземлетрясений. В зоне Цэцэрлэгского разлома произошло землетрясение 09.07.1905 ($M = 7.6$). Тренчинг, кроме него, обнаружил следы, как минимум, одного предшествовавшего землетрясения. Левые сдвиги того же простирания со взбросовой компонентой смещений обнаружены в Туве. Южно-Таннуолинский разлом рассекает границу Убсунурской впадины и хр. Танну-Ола. Саяно-Тувинский разлом ограничивает Тувинскую впадину с севера.

На северо-восточном продолжении Эрзин-Агардагского разлома расположены меридиональные грабены Бусийнгол, Дархат и Хубсугул. Они ограничены сбросами с признаками позднечетвертичных смещений. Эрзин-Агардагский разлом соединяется с южным окончанием Бусийнгольского грабена, а южные продолжения Хубсугульских сбросов примыкают к восточной части Цэцэрлэгского разлома.

Грабены образуют зону левосдвиговых деформаций, которая соединяет Эрзин-Агардагский разлом и Тункино-Мондинскую зону левых сдвигов, с западным окончанием которой смыкается северное окончание Хубсугульского грабена. Простирающаяся на ССЗ Каахемская правосдвиговая зона со взбросовой компонентой смещений [33] ограничивает с востока левые сдвиги Тувы и сближается на юге с Бусийнгольским грабеном.

Широтная Тункино-Мондинская левосдвиговая зона со взбросовой компонентой смещений ограничивает с севера цепь Тункинских впадин. В западной части зоны (Мондинский разлом) скорость сдвига составляет 1.1 мм/год при скорости взброса ~1 мм/год [68]. В более восточной, Тункинской, части разломной зоны скорость сдвига возрастает до 1.5 мм/год при скорости вертикальной компоненты 1 мм/год [67]. Тункино-Мондинская зона сближается на востоке с наиболее активной юго-восточной частью Главного Саянского разлома со скоростью сдвига 1.4 ± 0.1 мм/год [98]. Высокая на юго-востоке скорость сдвига по этому разлому ослабевает к северо-западу, переходя к Тункино-Мондинской зоне.

Байкальская рифтовая зона простирается на северо-восток от юго-восточного окончания Главного Саянского разлома. Крупные разломы (с юга на север Обручевский, Приморский, Северо-Байкальский и Кучерский) простираются вдоль северо-западного борта рифта и выражены крутыми уступами. Морской разлом ответвляется от Приморского и продолжается вдоль юго-восточных склонов о-ва Ольхон и Академического хреб-

та, ограничивая Центральную впадину Байкала. Вблизи поверхности разломы наклонены под углами 60° – 70° на юго-восток, но приводятся сообщения в пользу того, что Приморский разлом является листрическим [4].

Для Приморского разлома скорость вертикальных движений оценена в 0.9 ± 0.2 мм/год за последние 2500 лет [66], а для Кучерского разлома — 0.2 (до 0.4) мм/год за средний и поздний плейстоцен [69]. Разломы юго-восточного побережья Байкала менее значительны и часто имеют дуговую форму. Для некоторых из них выявлено листрическое строение. При возможном листрическом строении разломов, приведенные оценки скоростей движения согласуются с данными GPS измерений, согласно которым скорость растяжения Ольхонского блока между Приморским и Морским разломами составляет 1–1.5 мм/год [48], а скорость растяжения всей Байкальской рифтовой зоны — 4 мм/год [74].

По Баргузинской зоне сбросов, ограничивающих Баргузинскую впадину с северо-запада, скорость вертикальных движений достигает 0.2 мм/год [2, 97]. Кулисный ряд грабенообразных впадин северо-восточного простираения (Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская) протягивается на восток от северо-восточного окончания Байкальской рифтовой зоны. Строение впадин определяется продольными сбросами, иногда с подчиненной левосдвиговой компонентой смещений [4, 24]. Муйско-Чарский разлом простирается вдоль кулисного ряда впадин. По нему левосдвиговая компонента смещений соизмерима со сбросовой. Эта зона левосдвиговых деформаций продолжается на восток в Становой хребет широтными левыми сдвигами со взбросовой составляющей смещений [13].

Таким образом, изученные нами активные разломы образуют единый структурный ансамбль. В западной и центральной частях региона он представлен сочетанием правых сдвигов и вбросо-сдвигов север-северо-западного простираения Монгольского Алтая и Каахемской зоны и левых сдвигов и взбросо-сдвигов широтного и восток-северо-восточного простираения. Сбросы Бусийнгольского, Дархатского и Хубсугульского грабенов расположены на продолжении сдвигов и играют аналогичную кинематическую роль. В Байкальской рифтовой зоне и Забайкалье преобладают сбросы северо-восточного простираения. Частично они группируются в широтные зоны левосдвиговых деформаций. Таким образом, весь ансамбль активных разломов возник в условиях северо-восточного относительного сжатия и северо-западного растяжения. На западе и в центре региона доминирует транспрессия, а на северо-востоке — транстенсия и растяжение [54, 95].

Анализ механизмов очагов землетрясений подтверждает это заключение [29, 47, 93].

Обобщение результатов GPS измерений показало изменение направления движения коровых блоков от северо-восточного в условиях транспрессии на западе и в центре региона к юго-восточному в условиях транстенсии и растяжения на востоке [25, 46, 73, 74, 96, 110, 111]. Это изменение связывают с сочетанием влияния Индо-Евразийской коллизии, доминирующей на западе и в центре региона, с тихоокеанской субдукцией, вызывающей отодвигание Амурской плиты от Сибирской платформы.

ХАНГАЙСКИЙ ВНУТРИМАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ

Ю.А. Зорин и др. [11, 12, 81, 115] показали, что в районе Хангайского нагорья и его северного склона около оз. Хубсугул и в Западном Забайкалье литосфера утонена из-за предполагаемого воздействия аномальной (прогретой и подвергнутой декомпрессии) верхней мантии, расположенной снизу. Сейсмологические исследования указывают на наличие мантийного плюма (или плюмов) в мантии региона [15, 85], но очертания и глубины обнаруженных объемов низкоскоростной мантии не были определены детально. Основываясь на анализе $\delta^{17}\text{O}$ модели MITP08, мы определили очертания Хангайского плюма и показали, что он поднимается с глубины ~1250 км [56].

Huang Zh. et al. [86] рассчитали другую модель Хангайского плюма, базирующуюся в основном на данных локальных сейсмостанций. В соответствии с этой моделью, низкоскоростной объем расположен под наиболее приподнятой южной частью Хангайского нагорья и окружен высокоскоростным кольцом, которое включает депрессии рельефа вокруг нагорья и может являться сглаженным отображением локальных мантийных неоднородностей. Кольцо охвачено сравнительно низкоскоростными объемами коры и мантии под Алтаем, Саянами, частью оз. Байкал и Хэнтэйского нагорья. Хангайское низкоскоростное тело трассируется до глубин 120 км. Ниже оно замещается высокоскоростной мантией, которая в свою очередь замещается низкоскоростной мантией глубже 300 км, кровля которой находится южнее верхнего низкоскоростного объема.

Анализ позднемезозойского и кайнозойского внутриплитного базальтового магматизма приводит к предположению, что частично он возник из-за верхнемантийных плюмов [62, 112, 113]. Согласно В.В. Ярмолюку и др. [62], эти плюмы поднимаются от предполагаемых объемов прогретого вещества в нижней мантии. Далее мы приведем новые данные, которые уточняют контуры плюма и характеризуют его структуру.

Набор горизонтальных срезов мантии, рассчитанный на основе модели MITP08, показывает, что под территорией Монголии и Западного Забайкалья верхняя мантия над переходным слоем представляет собой протяженную “горячую” (низкоскоростную) область, которая протягивается в Центральный и Восточный Тибет (рис. 8).

Срезы показывают, что эта область имеет наиболее отрицательные вариации скоростей в районе, который мы ранее определили как Хангайский плюм [56]. “Горячие” значения на территории Монголии обладают почти такой же интенсивностью, как и потоки в Юго-Восточной Азии, которые являются ответвлениями Тихоокеанского суперплюма. На подлитосферных глубинах 112 км (см. рис. 8), Хангайский и Тибетский плюмы разделены узкой перемычкой. Ниже, на глубине 419 км, вертикальные “горячие” полости чередуются с объемами менее отрицательных значений вариаций.

На глубине 655 км узкая западная ветвь низкоскоростной области достигает восточного продолжения ветви Африканского суперплюма, но их связь прерывается высокоскоростным слэбом Неотетиса. “Горячая” часть Хангайского плюма смещена на юго-восток по сравнению с самой “горячей” частью плюма в верхней мантии. На глубине 1016 км интенсивность вариаций скоростей уменьшается, и обнаруживается возможная связь Хангайского и Тибетского плюмов с ветвями Тихоокеанского суперплюма, субмеридиональными между 102° и 109° в.д. и субширотными между 42° и 43° с.ш.

3D визуализация томографической модели показывает два пересечения ортогональных (меридионально и широтно ориентированных) разрезов мантии с точкой обзора на юго-востоке (рис. 9). Пересечение разрезов западной пары расположено под Южным Уралом ($\sim 54^\circ$ с.ш.; $\sim 60^\circ$ в.д.). В этом районе в основании обоих разрезов, над границей раздела мантия–ядро, выделяется объем со значительно уменьшенными δI_p , имеющими сходные значения с низкоскоростными объемами в основании Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Предварительный анализ модели MITP08 показывает, что этот объем продолжается под восточной частью Восточно-Европейской платформы. Объект не является артефактом вычислительного алгоритма, использованного авторами модели MITP08 [92]. Bono R.K. et al. [72] провели обзор конфигураций корней суперплюмов над границей мантия–ядро для пяти различных моделей вариаций скоростей, из которого следует, что небольшой объем суперплюма под Восточно-Европейской платформой надежно выделен различными авторами, но область его корня значительно меньше, чем у Африканского и Тихоокеанского суперплюмов.

Низкоскоростной объем, выделяемый нами в основании мантии, прослеживается вверх как прерывистая цепочка объемов с отрицательными δI_p , которая связана с объемом в верхней мантии, расположенным южнее (наибольшая вариация между 40° и 45° с.ш.) со значительным уменьшением амплитуды δI_p (см. рис. 9а), оконтуренной изоповерхностью -0.22% (см. рис. 9б). Этот объем отделен перешейком от низкоскоростного объема верхнемантийного ответвления Африканского суперплюма под Ираном южнее 35° с.ш. Такая конфигурация аномалий скоростей в мантии допускает связь между верхнемантийным низкоскоростным объемом на севере субмеридионального разреза как с Африканским суперплюмом, так и с локальным низкоскоростным объемом в нижней мантии. Углубленный анализ последнего выходит за рамки данной работы.

Пересечение разрезов восточной пары попадает на северную границу Хангайского плюма в Туве ($\sim 54^\circ$ с.ш.; $\sim 96^\circ$ в.д.). В этой паре разрез меридиональной ориентации показывает Хангайский плюм, который сужается книзу и прослежен до глубины ~ 1270 км (см. рис. 9, а).

На разрезе видны также низкоскоростные объемы верхней мантии и верхней части нижней мантии под Центральным Тибетом и Мьянмой. Широтный разрез демонстрирует возможность связи между Хангайским плюмом и относительно низкоскоростным объемом верхней мантии Северного Забайкалья на сублитосферном уровне и на глубинах 700–1000 км.

Структура нижней границы низкоскоростного объема, представленная изоповерхностью -0.22% , показывает, что Хангайский плюм связан с Тибетским плюмом и низкоскоростным объемом Забайкалья в верхней части нижней мантии на глубинах до 1000–1200 км (см. рис. 9, б).

Южная глубинная ветвь объединенных плюмов может иметь канал связи с западной ветвью Тихоокеанского суперплюма, расположенной на глубинах 1300–1600 км.

Приведены два ортогональных разреза мантии с точкой обзора на северо-западе. Пересечение разрезов расположено под Восточной Монголией ($\sim 48^\circ$ с.ш.; $\sim 108^\circ$ в.д.) (рис. 10, а).

Широтный разрез пересекает основное тело Хангайского плюма под южной частью Хангайского нагорья. Плюм на разрезе имеет максимальную ширину и характеризуется самыми низкими значениями δI_p в верхней мантии. Снижение скоростей сокращается в переходном слое мантии и вновь увеличивается в верхней части нижней мантии (800–1200 км) под восточной частью плюма. Корень плюма расположен на глубине 1300 км. Меньшее тело с пониженными δI_p выделяется юго-восточнее Хэнтэйского нагорья и видно на меридиональном разрезе.

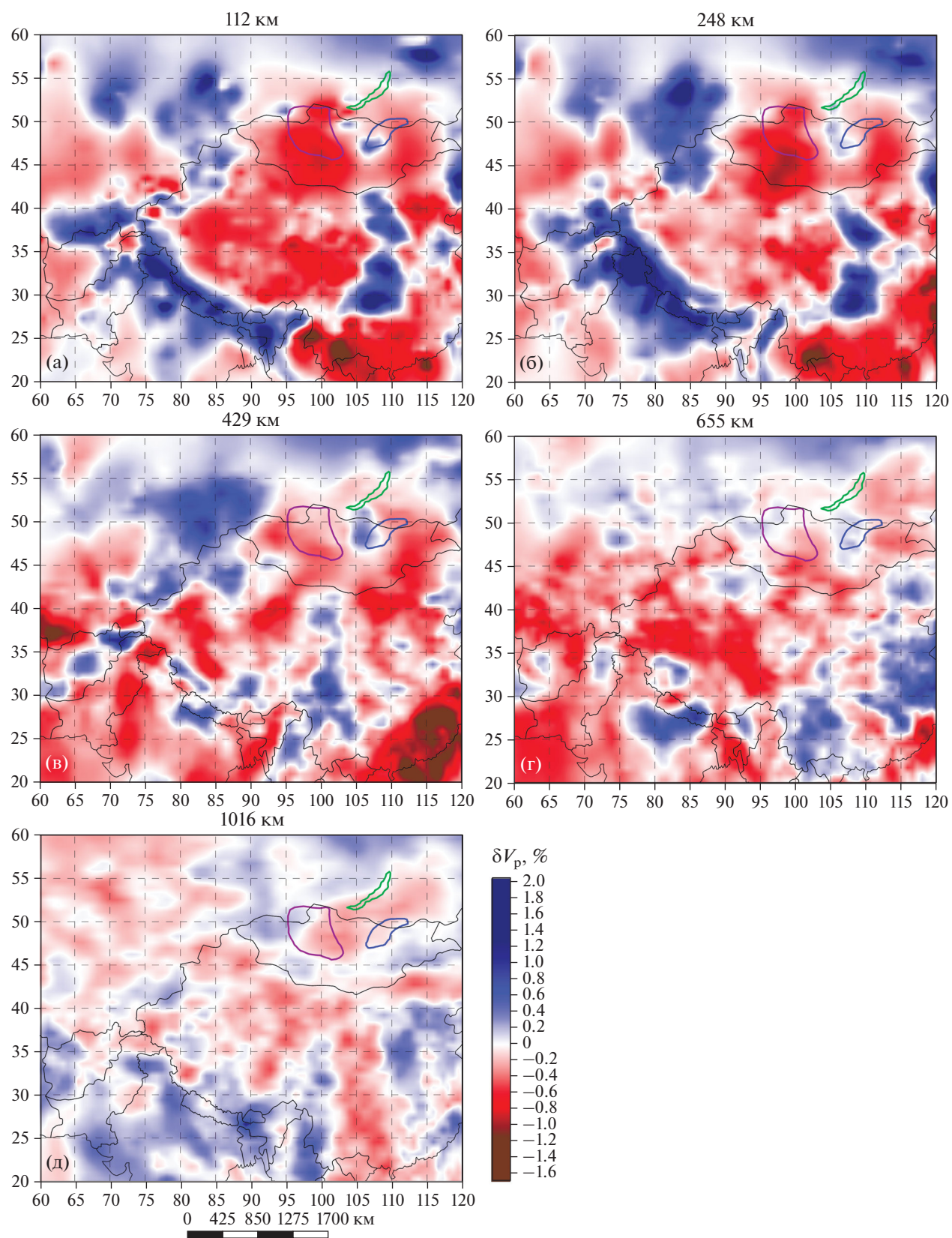


Рис. 8. Вариации сейсмических скоростей δV_p в районе Хангайского и Тибетского плюмов и их окрестностей на разных мантийных срезах, (по данным модели MITP08 [92]).
(а) – 112 км; (б) – 248 км; (в) – 429 км; (г) – 665 км. (д) – 1016 км

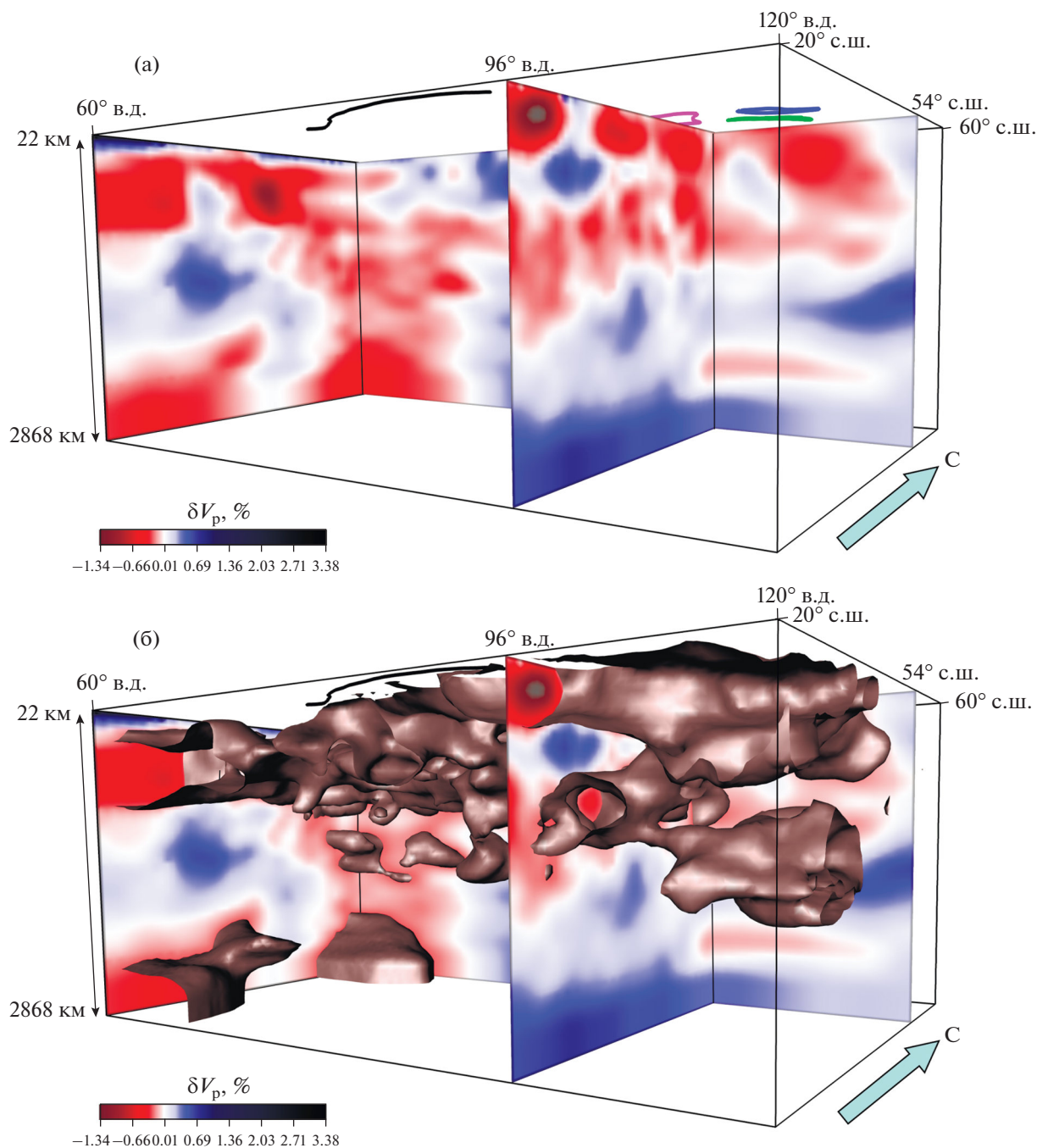


Рис. 9. Объемное распределение вариаций сейсмических скоростей δV_p в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]).

Разрезы: (а) — широтные и меридиональные δV_p ; (б) — с изоповерхностью -0.22% .

Показано: два ортогональных пересечения разрезов (вертикальная плоскость); южный фланг Гималаев (линия черным). Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1; точка обзора расположена на юго-востоке и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; разрезы в западной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 60° в.д.) простираются вдоль западного края и на севере региона; разрезы в восточной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 96° в.д.) простираются через Тибетский и Хангайский плюмы, оз. Байкал и Забайкалье.

Оно изолировано от основного тела Хангайского плюма на глубинах до 700 км, но они связаны ниже в верхней части нижней мантии.

Таким образом, Хэнтэйский объем является ветвью Хангайского плюма. Районы с незначи-

тельно сниженными δV_p могут быть интерпретированы как возможные каналы связи Хангайского плюма с удаленными ветвями суперплюмов. Таковы возможные каналы связи с северо-восточными ветвями Африканского суперплюма на

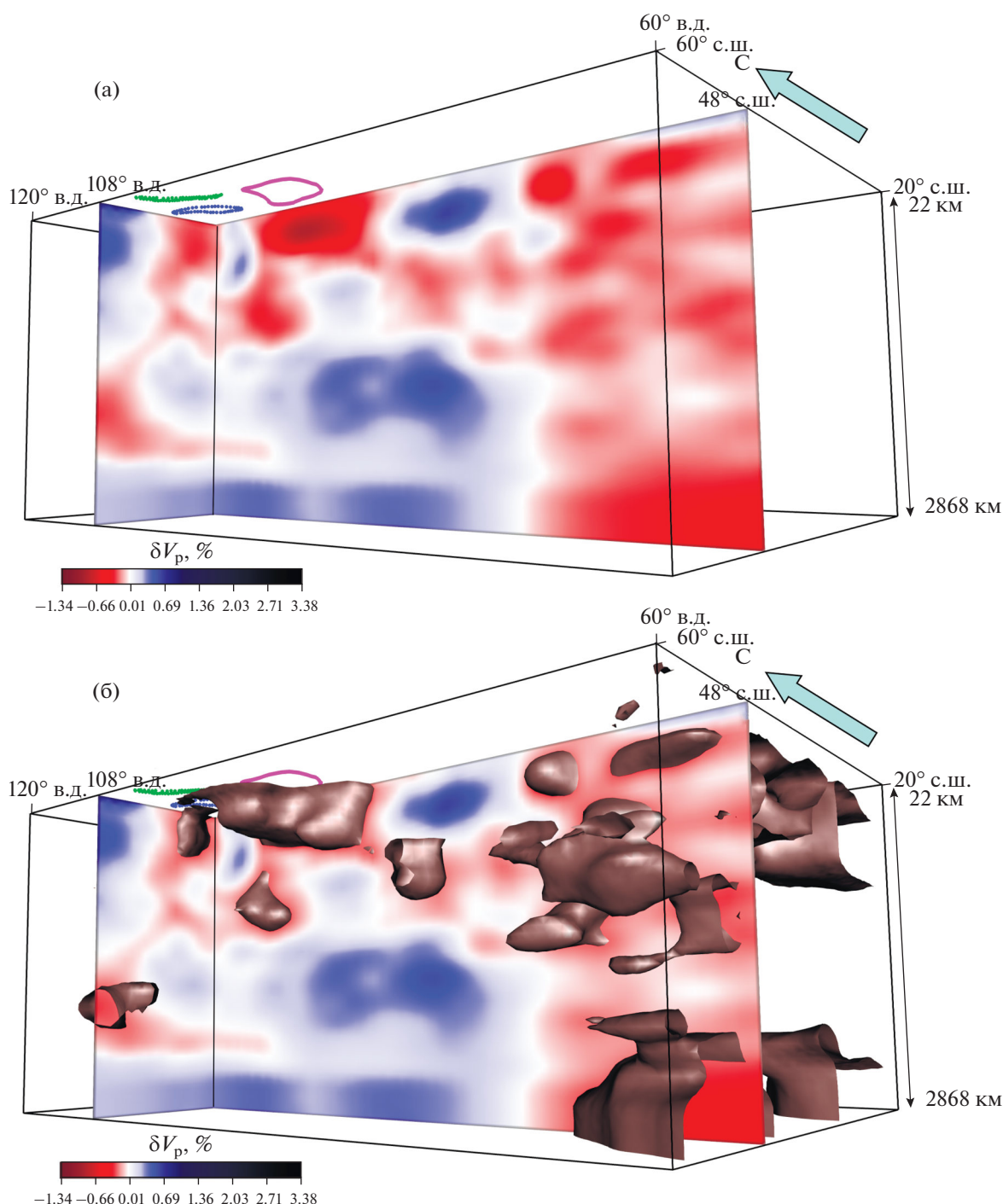


Рис. 10. Объемное распределение вариаций δV_p в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]).

Разрезы: (а) – широтный и меридиональный δV_p ; (б) – с изоповерхностью -0.22% .

Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1.

Точка обзора расположена на северо-западе и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; основное тело Хангайского плюма показано на широтном разрезе; Хэнтэйская ветвь Хангайского плюма и низкоскоростные объемы Забайкалья показаны на меридиональном разрезе.

уровне переходного слоя и верхней части нижней мантии и с западными ветвями Тихоокеанского суперплюма в нижней мантии. Каналы имеют малоамплитудный отрицательный уровень вариации скоростей, который не выходит за пределы

-0.22% . В связи с этим, непрерывность их прослеживания теряется на рис. 10 (б).

Нами приведена пара ортогональных разрезов мантии с точкой обзора на северо-западе (рис. 11, а). Пересечение разрезов находится под восточным

окончанием Тибета ($\sim 31^\circ$ с.ш.; $\sim 103^\circ$ в.д.). Меридиональный разрез пересекает восточную часть Хангайского плюма. На уровне верхней мантии его ответвление прослежено на северо-восток в Забайкалье. На уровне переходного слоя мантии интенсивность вариации δV_r ослабевает. Ниже опять увеличивается, и плюм достигает глубин 1250 км. Хангайский плюм отделен от Тибетского плюма узким перешейком. На широтном разрезе Тибетский плюм имеет форму перевернутого конуса, вершина которого расположена на глубине ~ 1530 км. В верхнемантийной части Тибетский плюм, как и Хангайский, характеризуется резко пониженными δV_r . На уровне переходного слоя мантии плюм разделен на отдельные восходящие потоки, которые сливаются в один в верхней части нижней мантии. Глубже размеры плюма сокращаются. Над обоими плюмами литосфера утонена.

Неровная нижняя граница Хангайского и Тибетского плюмов и ее узкое понижение, маркирующее положение корней плюмов, показана на рис. 11 (б). Рисунок иллюстрирует также возможные связующие каналы между Тибетским плюмом и низкоскоростными объемами верхней мантии и верхней части нижней мантии под южной частью Туранской плиты, которые могут быть ответвлением Африканского суперплюма.

Структурные особенности Тибетского плюма, в основном сходные с наблюдаемыми на рис. 11 (а), видны на рис. 12 (а), где пара ортогональных разрезов пересекается под Тибетом ($\sim 33^\circ$ с.ш.; $\sim 86^\circ$ в.д.) с точкой обзора на северо-востоке. Плюм имеет форму перевернутого конуса с вершиной на глубине 1400–1500 км. Конус горизонтально стратифицирован. Верхний “горячий” слой расположен между основанием утоненной литосферы (~ 50 км) и кровлей переходного мантийного слоя (~ 400 км). Глубже, с ~ 400 до ~ 1000 км, горизонтальные линзовидные “горячие” объемы чередуются с более высокоскоростными объемами. Еще глубже область “горячих” объемов сокращается, и контрастность скоростей в них по сравнению с вмещающей мантией падает.

При визуализации томографической модели при помощи изоповерхности отрицательных значений вариации скоростей -0.22% (см. рис. 12, б), на ортогональных разрезах видна цепочка связанных воедино “горячих” полостей, поднимающаяся с глубины и втекающая в верхние “горячие” слои. На этом фоне видны также Хангайский плюм и его ответвление, которое расположено сразу к югу и востоку от Хэнтэйского нагорья и связано с Хангайским плюмом на глубинах до 900–1000 км. В то же время, Хэнтэйская ветвь имеет свой небольшой корень, достигающий глубин 1000–1100 км. Основное тело Хангайского плюма расположено под территорией от Гобийского Алтая на юге до южного подножия Восточных Саян на севере. Плюм достигает наибольших глубин (~ 1300 км) под своей южной частью. “Горячая” аномалия простирается

от нее до южного Забайкалья, но замещается “холодными” объемами под Байкалом.

Таким образом, ортогональные разрезы мантии Центральной Азии показывают сложную структуру Хангайского и Тибетского плюмов (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11, см. рис. 12).

Основное тело Хангайского плюма, расширяющееся кверху, поднимается с глубины 1300 км. Хэнтэйский плюм отделяется от него на уровне верхов нижней мантии (~ 800 – 1000 км). Низкоскоростные ответвления основного Хангайского плюма и его Хэнтэйской части распространяются в Забайкалье. Выявлены цепочки объемов со слабо пониженными δV_r , которые можно интерпретировать как связующие каналы Хангайского и Тибетского плюмов с удаленными ветвями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурные парагенезы

Структурный парагенез — это ансамбль взаимосвязанных складчатых и/или дизъюнктивных форм, объединенных общностью происхождения [21]. В кайнозойской структуре региона мы различаем два структурных парагенеза. Выявленные тектонические формы либо целиком принадлежат одному из них, либо являются интегральным эффектом взаимодействия процессов, ответственных за их развитие.

Первый структурный парагенез представлен активными разломами, образованными при горизонтальном северо-восточном сжатии и северо-западном растяжении. Преобладают сдвиги (см. рис. 7). На западе региона они обычно имеют взбросовую компоненту смещений, указывающую на транспрессию, а на востоке сопровождаются или замещаются грабенами растяжения, которые простираются на северо-восток, косо к направлению левосдвиговой деформации. Граница между сжимающейся и растягивающейся частями региона проходит примерно по 105° в.д. Значение этой границы отмечали десятилетия назад китайские ученые [17, 79].

Второй структурный парагенез (назовем его “хангайским”) объединяет сводовые поднятия Хангайского и Хэнтэйского нагорий, С-образный пояс впадин вокруг Хангайского нагорья и пояс впадин на юго-востоке Монголии (рис. 13).

Отсутствуют признаки воздействия горизонтальных сил, обусловивших первый парагенез, на второй парагенез. Он обусловлен вертикальным давлением, вызывающим поднятие сводов, и радиальными силами вокруг Хангайского свода, ответственными за опускание поясов впадин.

Геодинамические процессы, создавшие оба структурных парагенеза, сочетались в позднем плиоцене и квартере с общим поднятием региона.

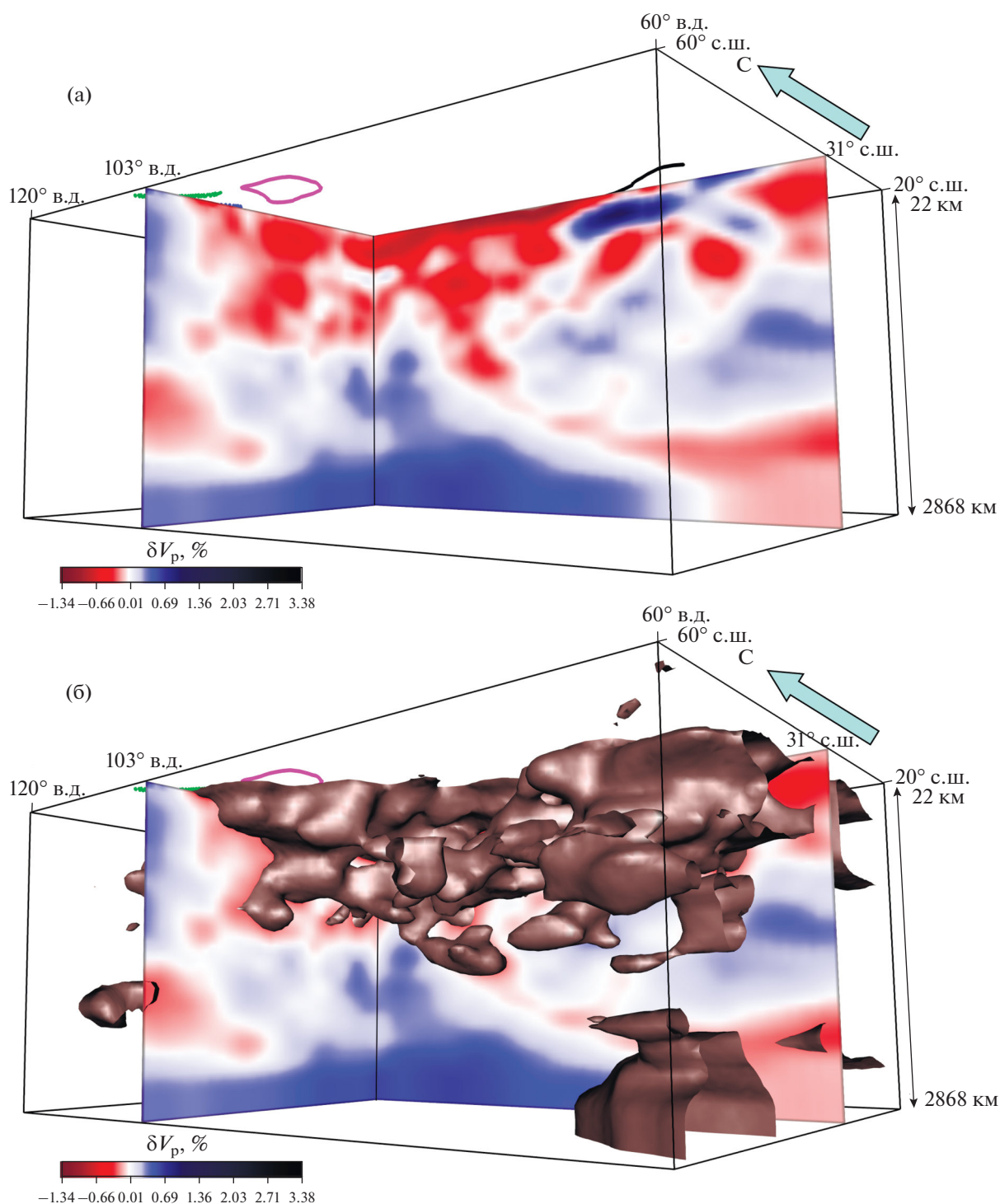


Рис. 11. Объемное распределение вариаций δV_p в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]). Разрезы: (а) — широтный и меридиональный δV_p ; б — с изоповерхностью -0.22% .

Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1.

Точка обзора расположена на северо-западе и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; Тибетский плюм показан на широтном разрезе; Хангайский плюм показан на меридиональном разрезе.

Со среднего плейстоцена в это поднятие были вовлечены впадины С-образного пояса.

Различны геодинамические источники и поля тектонических напряжений, которые ответствен-

ны за перечисленные тектонические явления. Позднекайнозойское поднятие горных систем — глобальное явление. Активные разломы первого парагенеза распространены по всему региону и

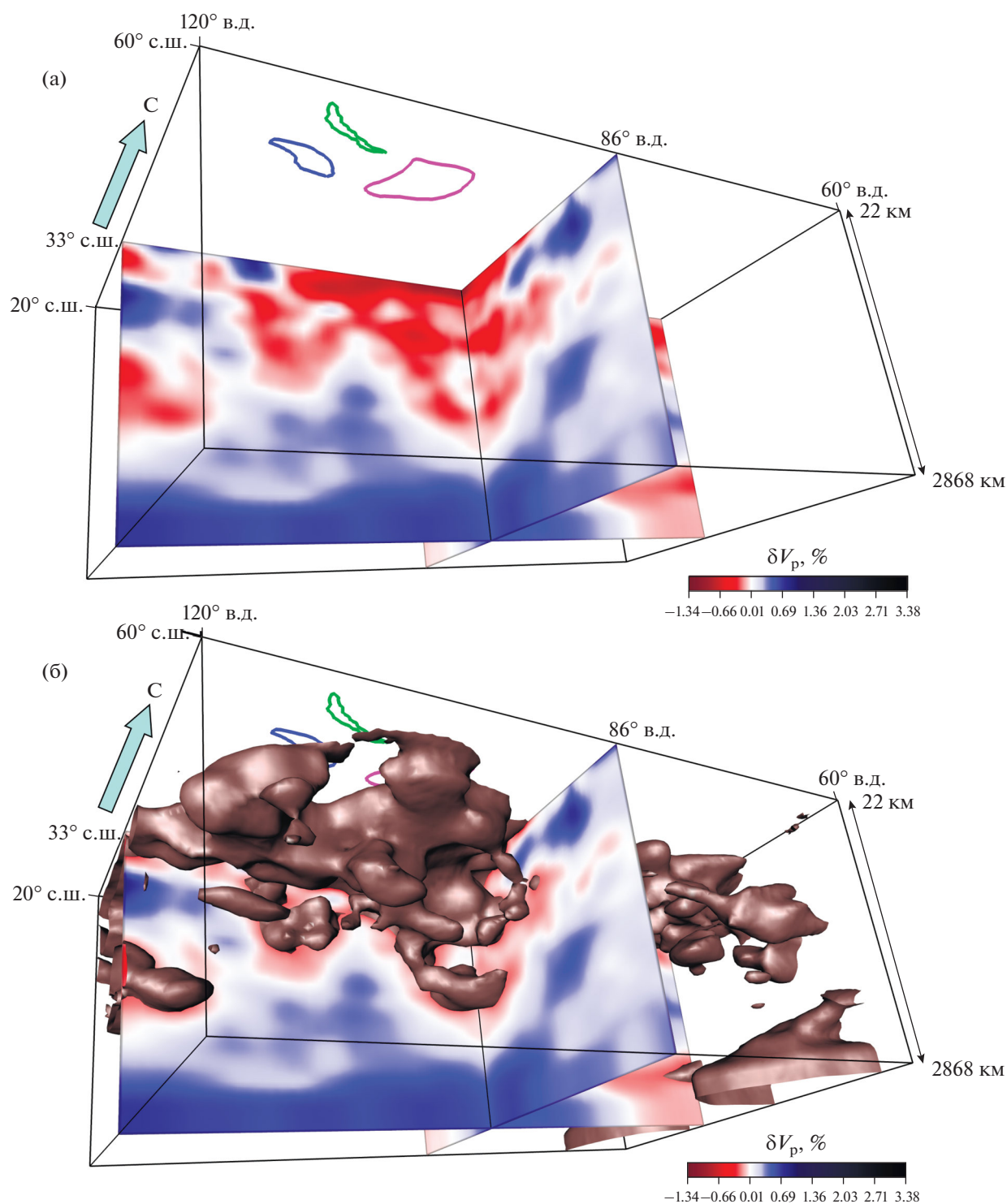


Рис. 12. Объемное распределение вариаций δV_p в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]).

(а) – Тибетский плюм; (б) – корень Хангайского плюма.

Разрезы: (а) – широтный и меридиональный δV_p ; (б) – с изоповерхностью -0.22% .

Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1.

Точка обзора расположена на северо-востоке, направление обзора ориентировано от глубины к поверхности.

продолжаются в соседние части Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового горных поясов. Структурные проявления “хангайского” парагенеза сосредоточены в центральной части региона исследований.

Сочетание на одной и той же территории геодинамических воздействий, ответственных за образование двух структурных парагенезов, может быть объяснено тем, что:

- парагенезы разновозрастны;
- парагенезы отражают тектонические процессы, происходящие на разных уровнях тектоносферы.

Активные разломы являются позднечетвертичными по определению [64, 107]. Есть данные, что некоторые активные разломы развивались в течение всего плейстоцена и даже с позднего плиоцена [22]. Хангайское и Хэнтэйское нагорья поднимались и служили источниками сноса обломочного материала с поздней юры [2], а впадины С-образного пояса наиболее интенсивно опускались в эпоху накопления среднего тектоно-стратиграфического комплекса (поздний олигоцен—ранний плиоцен).

Однако предположение о том, что второй структурный парагенез древнее первого парагенеза, оказалось неверным.

Мы не располагаем данными о сдвиговых перемещениях по активным разломам ранее позднего плиоцена. Есть только предположение Е.В. Девяткина [7] о послесреднеюрском правом сдвиге по Цаган-Шибетинскому разлому на 70 км. Однако можно оценить возраст других кайнозойских структурных элементов, сходных с теми, что сопровождают сдвиги первого парагенеза. Позднечетвертичные сбросовые смещения Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья наследуют аналогичные более ранние смещения. Южная и Центральная впадины Байкала развивались с эоцена, а возможно, с позднего мела. Грабены северо-восточного простирания формировались в Забайкалье с позднего мела в течение всего кайнозоя; им предшествовали Гусиноозерская и Тугнуйская грабенообразные впадины того же простирания, которые развивались в юре и раннем мелу [2]. Таким образом, развитие кулисного ряда грабенов как проявления широтной левосдвиговой деформации происходило на месте Байкальской рифтовой зоны и в Забайкалье одновременно с ростом Хангайского и Хэнтэйского сводов.

Гобийский и Монгольский Алтай и Восточный Саян являются внешними обрамлениями С-образного пояса впадин и могут быть интерпретированы двояко. Можно предположить, что их рост, по крайней мере, частично был удаленным результатом воздействия радиальных сил, обусловленных поднятием Хангайского свода. Разломные внешние границы С-образного пояса свидетельствуют в пользу такого воздействия.

Установлены случаи пересечения активными разломами структурных границ впадин С-образного пояса. Эрзин-Агардагский и Южно-Таннуольский активные левые взбросо-сдвиги косо секут границу хр. Танну-Ола и Убсунурской впадины. В работе [67] сообщается о кинематических изменениях в течение развития Тункино-Мондинской зоны разломов. Со среднего плейстоцена зона развивалась как активный левый взбросо-сдвиг, но показывает признаки левых сбросо-сдвиговых перемещений в более ранние эпохи, когда Тункинская впадина развивалась как часть С-образного пояса. Эти данные свидетельствуют в пользу геодинамических различий между парагенезами и связи линейных горных поднятий с “хангайским” парагенезом.

Однако многочисленные данные указывают на сходство геодинамических условий формирования активных разломов и горных поднятий внешнего обрамления С-образного пояса впадин. Сообщается о транспрессивном характере позднекайнозойской деформации Гобийского Алтая [76]. Изгибная деформация Гобийского и Монгольского Алтая свидетельствует об их развитии в условиях сжатия или транспрессии, начиная с позднего олигоцена. Кобдинский активный правый взбросо-сдвиг играет в Монгольском Алтае структурообразующую роль. Выявлены позднекайнозойское сжатие в Восточном Саяне [2] и наличие взбросовой составляющей движений по длительно развивавшемуся Главному Саянскому разлому [4].

Компонента сжатия выражена также в хребтах, разделяющих впадины С-образного пояса. Сообщается о надвигании фундамента на юрские отложения и последних на плиоцен-четвертичные на южном склоне хр. Хан-Хухийн [7]. На южном склоне хр. Танну-Ола сжатие выражено приразломной складчатостью миоцен-нижнеплейстоценовых отложений. Таким образом, образование структуры горных хребтов внешнего обрамления С-образного пояса впадин и перемычек между впадинами этого пояса происходило с позднего олигоцена в тех же геодинамических условиях, что и парагенеза активных разломов. Следовательно, элементы структурного парагенеза, выраженного активными разломами, развивались длительно и одновременно с “хангайским” парагенезом, т.е. различия в их происхождении связаны с воздействием геодинамических процессов, происходивших на разных глубинах тектоносферы.

Сопоставление мантийных неоднородностей с кайнозойской структурой региона

Анализ 3D распределения скоростных вариаций на ортогональных сечениях, сходящихся на Хангайском плюме, показал, что на глубинах 800–1000 км главное тело Хангайского плюма

связано с Хэнтэйской аномалией (см. рис. 10а). Их можно считать единым сложно построенным Хангайским плюмом, хотя каждый из этих объемов является отдельной “горячей” полостью, ограниченной изоповерхностью -0.22% . Показано, что в Забайкалье проникают низкоскоростные потоки как от основного тела Хангайского плюма, так и от его Хэнтэйской ветви (см. рис. 8).

Несколько горизонтальных срезов демонстрируют изменения очертаний низкоскоростных объемов Хангайского плюма и Забайкалья, ограниченных изоповерхностью -0.22% (см. рис. 13).

Срез на глубине 248 км, расположенный посередине между подошвой литосферы (50–100 км) и кровлей переходного слоя мантии (~400 км), показывает наибольшее распространение “горячей” мантии под Хангайским нагорьем и Гобийским Алтаем, а также под восточной частью Хэнтэйского нагорья, к югу и востоку от него. Хангайский “горячий” объем достигает Тувы и Восточного Саяна на севере, а Хэнтэйский объем — Южного Забайкалья, но оба не проникают под Байкал и депрессию бассейна р. Селенги. Тела низкоскоростной мантии Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви взаимосвязаны на юге и продолжают в сторону Тибетского плюма, указывая на связь этих разогретых подлитосферных масс. От единого Хангайско-Хэнтэйского “горячего” тела распространяются вверх локальные низкоскоростные объемы, выделенные на глубине 67 км. Они выявлены под Восточной Тувой, южными предгорьями Восточного Саяна и соседней частью Монголии, Гобийским Алтаем и юго-восточной частью Монгольского Алтая.

На глубине 384 км Хангайско-Хэнтэйское “горячее” тело разделяется на западную хангайскую и восточную хэнтэйскую части (см. рис. 13), которые соединяются на большей глубине (см. рис. 10, а; рис. 11, а). Хангайская часть охватывает только южную часть Хангайского нагорья и Гобийский Алтай. Возможность связи с Тибетским плюмом становится более очевидной. На глубине 655 км контур Хангайского плюма сокращается и смещается дальше на юго-восток к Тибету. Хэнтэйская аномалия существует как отдельное тело. Другая низкоскоростная область расположена под Забайкальем. Сужаясь, она продолжается на восток, обозначая возможную связь с Тихоокеанской активной окраиной. К северу от забайкальской “горячей” области выделяется несколько небольших “горячих” пятен. Связь Хангайского плюма с низкоскоростной мантией Забайкалья восстанавливается на глубине ~1000 км (см. рис. 9, а). На срезе 1016 км интенсивность снижения скоростей P -волн падает (см. рис. 8). Хангайский плюм смещается к востоку относительно его положения в верхней мантии. Корневая часть плюма связана коридором слабо пониженных скоростей P -волн с низкоскоростным объемом Забайкалья.

Таким образом, тело низкоскоростной мантии Хангайского плюма прослежено от глубины ~1300 км. Плюм расширяется вверх, и наибольшее понижение скоростей обнаружено на глубинах 100–400 км. Выше плюма литосфера прогрета и утонена до 50 км. На юге плюм образует Хэнтэйскую ветвь, а на севере он связан с низкоскоростными объемами мантии Забайкалья. Контуры Хангайского плюма охватывают область проявления “хангайского” структурного парагенеза, и проекция плюма на уровне нижней мантии совпадает с самой высокой частью Хангайского свода (см. рис. 13).

Предполагалось, что образование Хангайского и Хэнтэйского сводов связано с концентрацией домезозойских гранитных масс в их коре [2]. Но площади, занятые гранитами в этих сводах, не больше, чем вокруг них. Даже если предположить, что содержание гранитов возрастает в низах земной коры, поднятие сводов, связанное с этим, снивелировалось бы длительной эрозией. Позднемеловой и кайнозойский базальтовый вулканизм сводов имеет мантийное происхождение. Мы считаем, что поднятие разуплотненной мантии плюма привело к образованию Хангайского и Хэнтэйского сводов, а мантийные потоки, распространявшиеся от плюма, обусловили растяжение и опускание земной коры в поясе впадин вокруг сводов.

Растяжение и размягчение утоненной литосферы над Хангайским плюмом уменьшило эффект плитных взаимодействий и, тем самым, воздействие Индо-Евразийской коллизии на более северные тектонические зоны региона [54]. Геодинамической доминантой там стало южное давление Сибирской платформы и движение Забайкалья и Северо-Восточной Монголии на юго-восток.

Крупные активные разломы (Тункино-Мондинский, Эрзин-Агардагский, Цэцэрлэгский, Хангайский и Богд) наложены на структурные проявления “хангайского” парагенеза. Низкоскоростная мантия ослабляет реологические свойства литосферы и делает ее более способной к сейсмическим подвижкам. В то же время, утонение и размягчение литосферы уменьшает напряжения, которые могут накопиться в очаге землетрясения. Мы предлагаем решить это противоречие, допуская, что поле тектонических напряжений многокомпонентно и отличается в эпохи относительного тектонического покоя от полей напряжений, которые возрастают время от времени и реализуются значительными разрывными смещениями при сильных землетрясениях [106]. В нашем случае долговременное поле напряжений может быть ответственно за развитие “хангайского” парагенеза, а возрастание напряжений может приводить к сильнейшим землетрясениям в зонах активных разломов.

Влияние Хангайского плюма выражается на более широкой площади, где скорости сейсмических волн в верхней мантии в той или иной степени понижены. В Гобийском и частично Монгольском Алтае это привело к изгибным деформациям поверхности фундамента. Уменьшение δV_p в Западном Забайкалье частью обусловлено верхнемантийными потоками от Хангайского плюма, но частично может быть результатом событий на восточной активной окраине Азии. Ранее приводились данные, что Байкальская рифтовая зона отделяет высокоскоростную верхнюю мантию Сибирской платформы от низкоскоростной мантии Забайкалья, и этот низкоскоростной слой, погружаясь, продолжается к Японскому морю [8, 36, 45, 114, 115].

Рисунки 8, 12 и 13 показывают связь Хангайского плюма с низкоскоростными объемами мантии Забайкалья и подтверждают наши прежние данные [56], что низкоскоростной слой Забайкалья на глубинах 450–800 км погружается к востоку до глубин 750–1400 км под Зейской впадиной. Через этот канал низкоскоростной материал мог проникать в Забайкалье. Таким образом, уменьшение скоростей сейсмических волн в мантии Забайкалья может быть интегральным эффектом воздействий Хангайского плюма и Тихоокеанской окраины.

Локализация проявлений внутриплитного вулканизма, его состав, структурное положение и возраст описаны в многочисленных публикациях [6, 38–40, 62, 63, 112, 113]. Внутриплитный вулканизм региона, начавшийся в поздней юре ~160 млн лет назад после закрытия забайкальской части Монголо-Охотского океана, был представлен первоначально продуктами разного состава, а с конца раннего мела до голоцена — щелочными и субщелочными базальтами.

Согласно В.В. Ярмолюку и др. [62, 113], внутриплитный базальтовый вулканизм региона имел разное происхождение, частично рифтовое. Признаками плюмового вулканизма цитируемые авторы считают пространственное совпадение вулканических проявлений различного возраста, указывающее на их связь со стабильным постоянным магматическим источником. Плюмы рассматривались как горячие мантийные струи, восходящие от гипотетического крупного горячего объема в самых низах мантии [10], к литосфере,

которую они нарушают системой магматических каналов. Предполагается присутствие таких плюмов-струй под вулканическими областями Гобийского Алтая — Южного Хангая, Южным Байкалом, Западным Забайкальем и, возможно, центром Алданского щита.

Наши исследования не подтверждают существования крупного низкоскоростного объема в низах мантии. Хангайский плюм восходит с глубин не более 1300 км. Проекция распространения низкоскоростных мантийных объемов на земную поверхность охватывают все поля мелового и кайнозойского вулканизма. Низкоскоростные объемы подлитосферной мантии, обнаруженные на срезе 67 км под Восточной Тувой, южными предгорьями Восточного Саяна и соседней частью Монголии (см. рис. 13), совпадают с проявлениями позднекайнозойского вулканизма. Хэнтэйская ветвь плюма соответствует области интенсивного мелового вулканизма, а позднекайнозойское лавовое поле Дариганга находится над юго-восточной частью этой низкоскоростной аномалии. Поля позднекайнозойского базальтового вулканизма Забайкалья расположены над низкоскоростными объемами мантии, выраженными на горизонтальном срезе 655 км (см. рис. 13). Таким образом, влияние Хангайского плюма и его ветвей на меловой и кайнозойский внутриплитный вулканизм региона доказано.

Сравнение Хангайского плюма с другими мантийными плюмами

Хангайский и Тибетский плюмы образуют единый огромный объем “горячей” (низкоскоростной) мантии и изолированы друг от друга лишь на верхнемантийном уровне относительно высокоскоростной переемычкой под Цайдамом и восточным окончанием Таримской микроплиты. Тибетский плюм находится под Центральным и Восточным Тибетом севернее Южно-Тибетского блока Лхаса и близок по форме к опрокинутому конусу, восходящему с глубин 1500–1600 км (см. рис. 2, рис. 8).

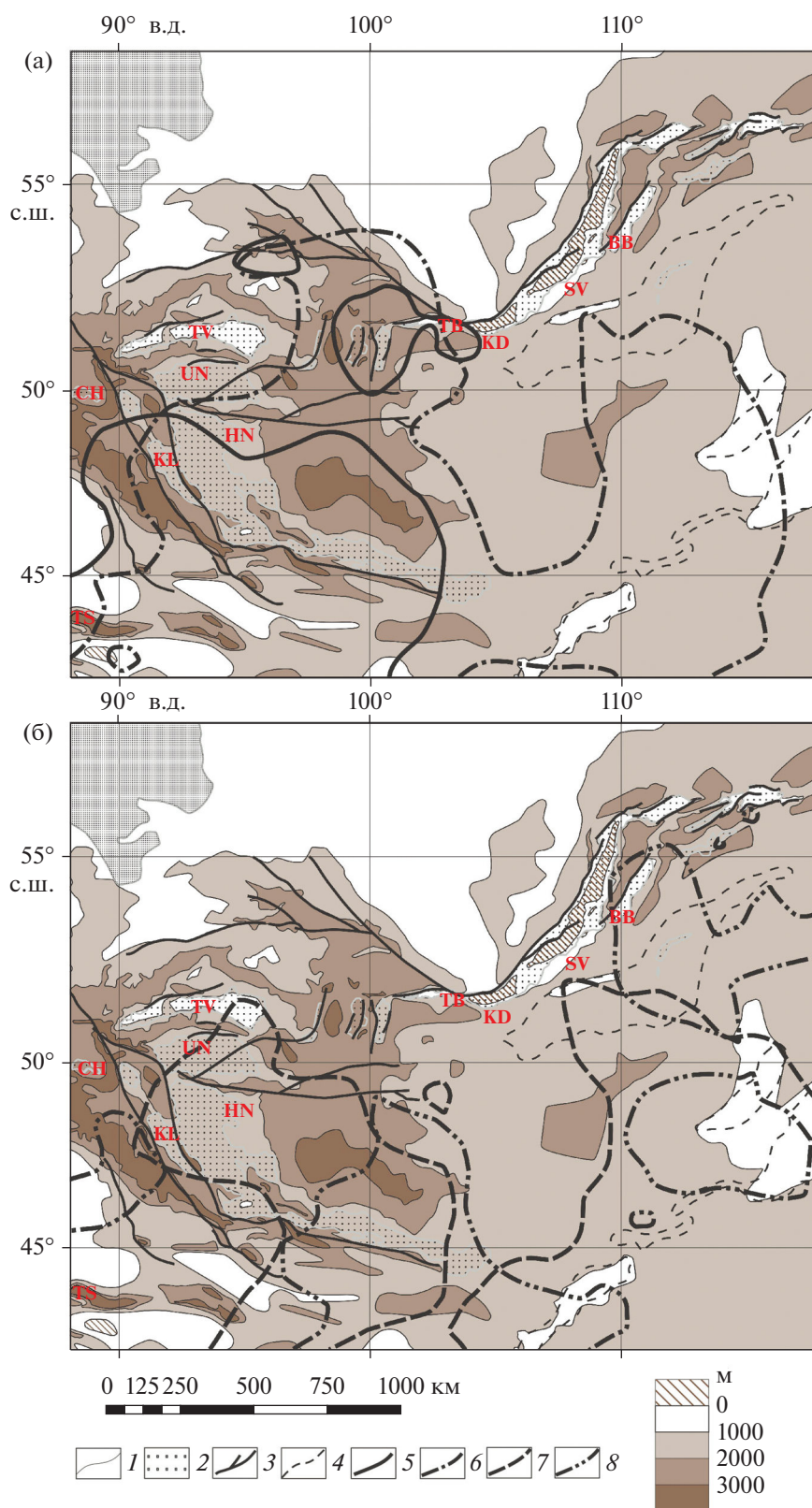
В позднекайнозойской структуре плюм выражен поднятием земной поверхности. Проявлений плюмового вулканизма над ним не обнаружено. В обоих плюмах δV_p несколько повышаются или низкоскоростные объемы становятся

Рис. 13. Сопоставление структурного парагенеза Хангайского и Хэнтэйского сводов и окружающих впадин с контурами Хангайского плюма на различных глубинах мантии по изоповерхности $\delta V_p - 0.22\%$.

Контурные показаны на глубинах: (а) — 67 и 248 км; (б) — 384 и 655 км.

Впадины: ВВ — Баргузинская, СН — Чуйская, SV — Центральная впадина Байкала, КД — Южная впадина Байкала, ТВ — Тункинская, TV — Тувинская, UN — Убсунурская; *Прочие структуры:* HN — хребет Хан-Хухийн, KL — Котловина Больших Озер, TS — Тянь-Шань.

1 — изолинии вершинной поверхности фундамента на поднятиях и подошвы чехла во впадинах; 2 — отложения кайнозойских впадин и грабенов; 3 — крупные разломы; 4 — контуры прогибов, Селенгино-Витимского и Восточной Монголии; 5–8 — контуры Хангайского плюма на разных глубинах: 5 — 67 км, 6 — 248 км, 7 — 384 км, 8 — 655 км.



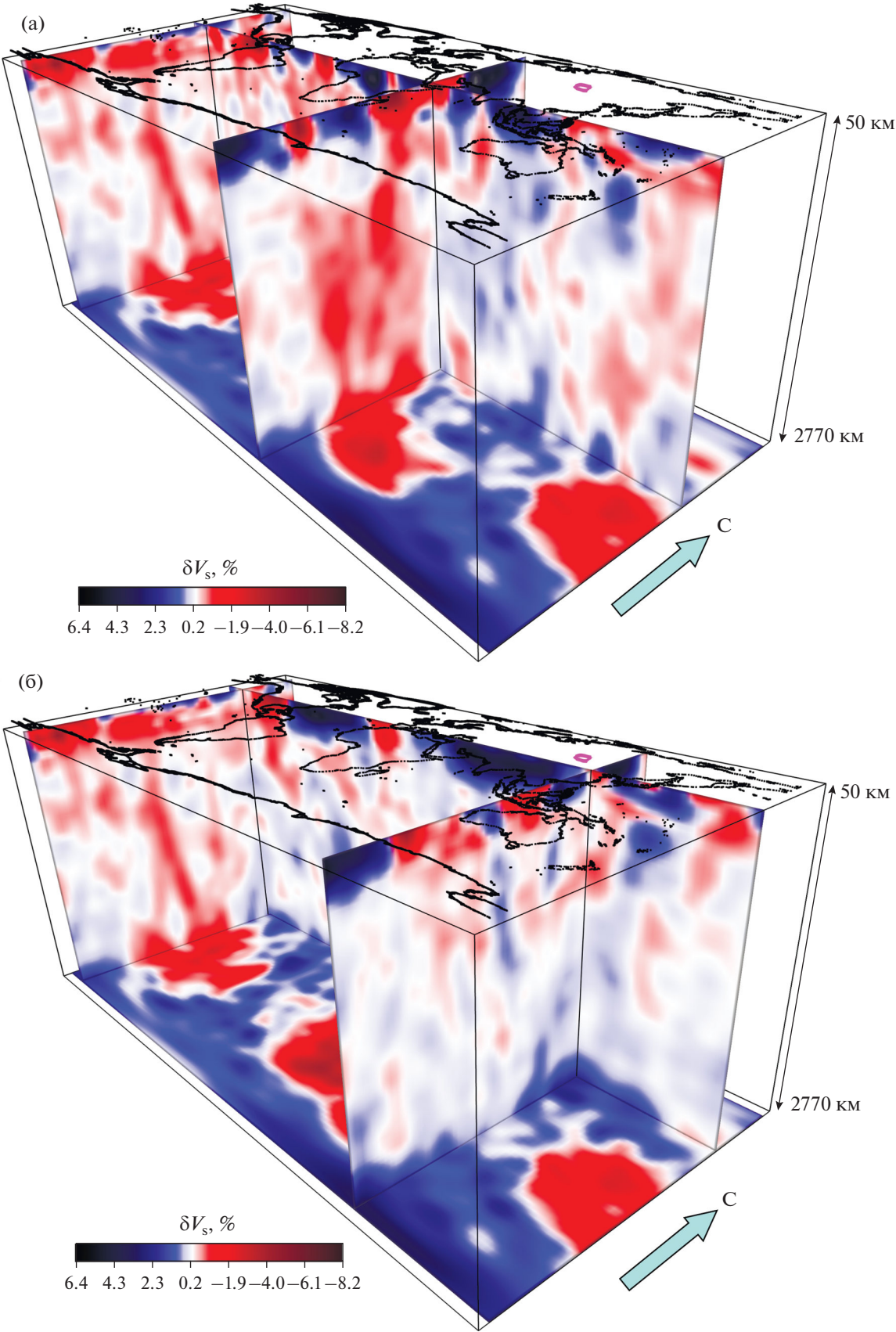


Рис. 14. Объемная модель Африканского (Эфиопско-Афарского) и Тихоокеанского суперплюмов и их ответвлений в Центральную Азию.

(а) — на блок-диаграмме два меридиональных разреза показывают Тихоокеанский (слева) и Африканский (справа) суперплюмы; широтный разрез показывает ветви Тихоокеанского суперплюма, который может иметь связь с “горячей” мантией Центральной Азии; (б) — на блок-диаграмме правый меридиональный разрез показывает Хангайский плюм, широтный разрез показывает его возможные связи с ветвями Тихоокеанского суперплюма.

Объемное распределение вариаций скоростей δV_s по томографической модели NGRAND (по [71, 82]) показано несколькими ортогональными вертикальными сечениями над границей мантия—ядро (2770 км); вертикальный масштаб растянут в 6 раз по сравнению с горизонтальным; контур (фиолетовым) соответствует Хангайскому плюму.

прерывистыми в переходном слое мантии, что, вероятно, связано с минеральными преобразованиями (см. рис. 4, см. рис. 5, см. рис. 6, см. рис. 7).

Таким образом, Хангайский и Тибетский плюмы восходят с глубин 1300–1600, т.е. из верхов нижней мантии. Этим они отличаются от верхнемантийных плюмов и от Африканского (Эфиопско-Афарского) и Тихоокеанского суперплюмов, хотя на уровне верхней мантии снижение скоростей в Хангайском и Тибетском плюмах соизмеримо с суперплюмами и их ответвлениями. Анализируя эти соотношения, мы учитываем снижение разрешения модели MITP08 в нижней мантии, но, несмотря на него, “горячие” объемы прослеживаются до корней Хангайского и Тибетского плюмов вполне уверенно.

Африканский и Тихоокеанский суперплюмы, поднимающиеся от границы ядра и мантии, имеют наибольшую ширину в нижней мантии, а выше разделяются на отдельные струи. Чтобы проанализировать глобальное пространственное распространение ветвей суперплюмов, мы выбрали модель NGRAND [71, 82], которая обладает худшим, но постоянным разрешением на всю глубину мантии без мелких деталей около поверхности. Это дало возможность адекватно оценивать распределение “горячих” и “холодных” объемов, хотя и с потерей тонких деталей (рис. 14).

Африканский и Тихоокеанский суперплюмы образуют антиподальные структуры на противоположных сторонах сфероида. Их ветви поднимаются к поверхности с геометрическим расхождением в виде опрокинутых конусов и верхнемантийных потоков, отходящих от суперплюмов. Широтный глобальный разрез вдоль 45° с.ш. [51] показывает две конические зоны томографических минимумов суперплюмов, выделенные по моделям NGRAND и HWE97 [71, 82, 108].

Хангайский и Тибетский плюмы могут иметь каналы связи как с Тихоокеанским, так и с Африканским суперплюмами на разных глубинах мантии, но их соотношения остаются дискуссионными (см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11, см. рис. 12).

Возможность интегрального воздействия Хангайского плюма и “горячего” потока от Тихоокеанской окраины на строение мантии Забайкалья выражена на рис. 10а двумя несмыкающимися

объемами низкоскоростной мантии, перешеек между которыми на глубине ~ 1500 км характеризуется слабо пониженными (меньше -0.22%) значениями δV_r . Тибетский плюм может быть связан с ветвью Тихоокеанского суперплюма под Южным Китаем на уровне верхов нижней мантии (см. рис. 12, б).

На уровне верхней мантии возможна связь Тибетского плюма с иранской ветвью Африканского суперплюма под южной частью Туранской плиты (см. рис. 10, а; см. рис. 11, б).

Возможна также связь основания Тибетского плюма и Африканского суперплюма на уровне нижней мантии (см. рис. 11, а).

Показано проникновение ветвей Африканского и Тихоокеанского суперплюмов в Центрально-Азиатский регион (см. рис. 14, а).

Меридиональный разрез, проходящий через Африканский суперплюм, демонстрирует его главные и наиболее контрастные элементы. Широтный разрез захватывает северные ветви Тихоокеанского суперплюма. Они становятся менее контрастными, приближаясь к Центральной Азии, но их траектории прослеживаются вполне уверенно. Виден также “холодный” слэб под Гималаями и Южным Тибетом, блокирующий верхнемантийный поток от Африканского суперплюма (см. рис. 11, а).

В западной части разреза рис. 14 (а) видна также низкоскоростная ветвь Тихоокеанского суперплюма. На рис. 14 (б), где пересечение разрезов сфокусировано на области Хангайского плюма, показано распределение верхнемантийных “горячих” масс, сходное с распределением, показанным на рис. 8–12. Более уверенно прослеживается связь с западными ветвями Тихоокеанского суперплюма, которые проникают под Центральную Азию на глубинах ~ 1000 км. Эта конфигурация частично видна и на рис. 8.

Представленные соотношения низкоскоростных объемов мантии показывают высокую вероятность подпитки Хангайского и Тибетского плюмов веществом и энергией Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Сохраняется, однако, возможность независимого образования Хангайского и Тибетского плюмов. Ее могло обеспечивать образование гидридов металлов, особенно железа, при участии водорода, поступающего из

земного ядра. Показано, что гидрид железа стабилен при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии примерно на уровне основания Хангайского и Тибетского плюмов [37].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты исследования соотношений между низкоскоростными объемами мантии Хангайского плюма и кайнозойскими деформациями земной коры севера Центральной Азии. Плюм выделен в результате анализа объемной модели вариаций сейсмических скоростей δV_p MITP08. Над плюмом литосфера утонена до ~50 км, и особенно низкие скорости ($\delta V_p > 0.6\%$) обнаружены в подлитосферной мантии до глубины 400 км. Главное тело плюма охватывает Гобийский Алтай и Хангайское нагорье и распространяется на север до Тувы и южных предгорий Восточного Саяна. Площадь плюма уменьшается с глубиной, и его наиболее глубокая часть (1250–1300 км) находится под южной частью Хангайского нагорья. Выделена Хэнтэйская ветвь плюма, расположенная юго-восточнее Хэнтэйского нагорья и связанная с главным телом плюма на глубинах 800–1000 км. Потоки от Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются на разных глубинах в Забайкалье. Вместе с тем, объем низкоскоростной мантии Забайкалья связан на востоке с ветвью Тихоокеанского суперплюма, т.е. может подпитываться из двух источников.

Хангайское поднятие земной коры, развивавшееся с позднего мезозоя и достигшее в южной части высоты 3500–4000 м, расположено над центром главного тела Хангайского плюма. Контур Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви ограничен с юго-востока поясом плоских впадин, простирающимся вдоль юго-восточной границы Монголии. Над низкоскоростными объемами мантии Забайкалья развивались грабены северо-восточного простираения. С других сторон Хангайское поднятие ограничено С-образным поясом межгорных впадин, разделенных низкими хребтами. Пояс включает Южную впадину Байкальской рифтовой зоны, Тункинскую и Тувинскую впадины на севере, Убсунубскую впадину и Котловину Больших Озер на западе и Долину Озер на юге. С позднего олигоцена до плиоцена впадины заполнялись озерными и аллювиальными отложениями. В четвертичное время Южная впадина Байкала стала частью Байкальского рифта.

Структурный парагенез Хангайского свода и окружающих впадин возник в результате динамического воздействия плюма. На его территории, включая Хэнтэйскую и Забайкальские ветви, проявился кайнозойский базальтовый плюмовый вулканизм, местами унаследованный от меловых

вулканических проявлений. Этот структурный парагенез развивался одновременно с другим структурным парагенезом, который наиболее ярко выражен ансамблем активных разломов и является результатом горизонтального взаимодействия плит и блоков литосферы, связанного со сближением Индийской и Сибирской платформ и отодвиганием Забайкальской Азии от Сибирской платформы.

Обнаружена глубинная связь Хангайского плюма с Тибетским плюмом, расположенным под Центральным и Восточным Тибетом севернее блока Лхаса. Тибетский плюм имеет вид воронки, восходящей с глубин 1500–1600 км, и сопровождается утонением литосферной мантии и поднятием земной поверхности. Хангайский и Тибетский плюмы представляют особую категорию плюмовых образований, чьи корни расположены в верхней части нижней мантии. В отличие от них, Африканский и Тихоокеанский суперплюмы поднимаются от границы ядра и мантии, крупнее и сопровождаются протяженными ответвлениями на уровне верхней мантии и верхов нижней мантии, оказывающими глобальные геодинамические воздействия. Выделены мантийные объемы со слабо отрицательными δV_p , которые могут быть интерпретированы как каналы проникновения материала обоих суперплюмов в Хангайский и Тибетский плюмы. Также допускаются и собственные источники их подпитки в результате минеральных преобразований на уровне их корней.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензенту ак. В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Геологическое положение кайнозойских структур изучалось в рамках темы FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00049.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Палеосейсмическая активизация Большеозерского сегмента Эрзин-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 56–66.
2. Аржанникова А.В. Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое. — Дис. ... д.г.-м.н. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. 410 с.
3. Вознесенский А.В. Изучение области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. —

- Вып. 1. — *Материалы в Отделения физической географии*. — Л.: РГО СССР, 1962. 51 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. — Под ред. Н.А. Логачева — Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
 5. Гоби-Алтайское землетрясение. — Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко — М.: АН СССР, 1963. 391 с.
 6. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). — М.: Наука, 1981. 196 с. (Тр. Сов.-Монг. Геол. Эксп. 1981. Вып. 27).
 7. *Девяткин Е.В.* Внутренняя Азия. — В кн.: *Неотектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*. — Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ИФЗ РАН, 2000. С. 92—100.
 8. *Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188—1203.
 9. *Замараев С.М., Самсонов В.В.* Геологические строение и нефтегазоносность Селингинской депрессии. — В кн.: *Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири*. — М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 435—475.
 10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. 1983. № 1. С. 28—45.
 11. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1988. № 7. С. 32—42.
 12. *Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В.* Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-охотского пояса // *Отечественная геология*. 1997. № 11. С. 52—58.
 13. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К.* Динамика формирования разломно-блоковых структур восточного сегмента Байкало-Станового сейсмического пояса // *Физика земли*. 2009. № 11. С. 1—7.
 14. *Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др.* Сейсмоструктура и сейсмичность Прихубсугулья. — Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
 15. *Кулаков И.Ю.* Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 3. С. 248—261.
 16. *Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларькин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.Л., Дельво Д., Колман С.* Активная тектоника Байкала // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 10. С. 154—163.
 17. *Ли Сыгуан.* Геология Китая. — М.: Изд-во Иностран. Лит., 1952. 520 с.
 18. *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. № 5. С. 391—406.
 19. *Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука, 1974. 359 с.
 20. *Лукина Н.В.* Алтае-Саянская область новейшего горошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система. — В кн.: *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*. — Под ред. П.Н. Кропоткина — М.: Наука, 1988. С. 276—326.
 21. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 136).
 22. *Лунина О.В.* Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. — Новосибирск: СО РАН, 2016. 226 с. + CD-ROM.
 23. *Лунина О.В., Гладков А.С.* Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45. № 10. С. 1235—1247.
 24. *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. — Новосибирск: ГЕО, 2009. 316 с.
 25. *Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Калаис Е.* Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006—1017.
 26. *Мазилев В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К.* Оligоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34. № 8. С. 81—88.
 27. *Мац В.Д.* Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // *Геология и геофизика*, 2012. Т. 53. № 9. С. 1219—1244.
 28. *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алексин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хрустов О.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. — Новосибирск: Гео, 2001. 252 с.
 29. *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598—1607.
 30. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3—32.
 31. *Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е.* Строение осадочного чехла озера Байкал // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 48—58.
 32. *Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Кузугет К.С.* Палеосейсмологические исследования сейсмостектонического узла на юго-западе Тувы // *Вестн. ОНЗ РАН*. 2016. Т. 8. С. 1—18.
 33. *Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Сугоранова А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В.* Исследования Каахемской системы активных разломов в Туве: сегментация и модель характерных землетрясений // *Геосферные исследования*. 2019. № 1. С. 6—16.
 34. *Овсяченко А.Н., Дэмбэрэл С., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г., Батсайхан Ц., Баатар Н.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с $M_w = 6.7$ в Северной Монголии: геологические эффекты и

- тектоническая позиция очага // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 5116 № 1. С. 65–70.
35. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокотьев А.Д., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
 36. Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе. — В кн.: *Байкальский рифт*. — Под ред. Н.А. Флоренсова — Новосибирск: Наука, 1975. С. 51–67.
 37. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. — М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
 38. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. — Новосибирск: Наука, 1993. 299 с.
 39. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. — Новосибирск: ГЕО, 2005. 268 с.
 40. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: Южная Сибирь и Восточная Азия. — Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
 41. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. — Новосибирск: ГЕО, 2007. 193 с.
 42. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля. Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 993–1032.
 43. Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 40 с.
 44. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. — М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
 45. Рогожина В.А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. — В кн.: *Очерки по глубинному строению Байкальского рифта*. — Под ред. Н.А. Флоренсова — Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–78.
 46. Саньков В.А. Современная геодинамика внутриконтинентальных областей: инструментальные и геолого-геоморфологические оценки движений и деформаций земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 159–182.
 47. Саньков В.А., Добрынина А.А. Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по данным о механизмах очагов землетрясений // ДАН. 2015. Т. 465. № 3. С. 347–352.
 48. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.
 49. Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
 50. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. — М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 618).
 51. Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 945–957.
 52. Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмотомографии // Геотектоника. 2022. № 2. С. 3–20.
 53. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
 54. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.
 55. Трифонов В.Г., Макаров В.И. Активные разломы (Монголия). — В кн.: *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*. — М.: Наука, 1988. С. 239–272.
 56. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трехунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021, № 3. С. 31–59.
 57. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
 58. Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Ю., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клигфорд Л.Д. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
 59. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. — М.: Наука, 1985. 225 с.
 60. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории западного Забайкалья и юго-восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405.
 61. Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — М.: АН СССР, 1960. С. 16–202. (Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 26).
 62. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
 63. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.
 64. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. GSA 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041–1057.
 65. Amari M. Global travel time tomography with 3-D reference models. — In: *Geologica Ultraiectina*. — (Dis. Thesis, Mededelingen van de Faculteit Geoweten-

- schappen Universiteit Utrecht, Germany. 2007. Vol. 274), 174 p.
66. Arzhannikova A., Arzhannikov S. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // *Geomorphology*. 2019. Vol. 342. № 1. P. 140–149.
 67. Arzhannikova A., Arzhannikov S., Jolivet M., Vassallo R., Chauvet A. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): Initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 40. P. 581–594.
 68. Arzhannikova A., Arzhannikov S., Ritz J.-F., Chebotarev A., Yakhnenko A. Earthquake geology of the Mondy fault (SW Baikal Rift, Siberia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. Vol. 248. P. 105614. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105614>
 69. Arzhannikova A., Braucher R., Arzhannikov S., Aumaître G., Bourlès D.L., Keddadouche K., 2021. The Late Quaternary slip-rate of the Kichera Fault (North Baikal Rift) from morphotectonic, paleoseismological and cosmogenic ¹⁰Be analyses // *Tectonophysics*. 2021. Vol. 812. P. 228915.
 70. Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbataar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Yu. Ya. 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding. – (USA. GSA Mem. 1993. Vol. 181), 62 p.
 71. Becker T.W., Boschi L.A. comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. Vol. 3. P. 1–48.
 72. Bono R.K., Tarduno J.A., Bunge H.P. Hotspot motion caused the Hawaiian-Emperor Bend and LLSVPs are not fixed // *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. P. 3370.
 73. Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia: a combined GPS solution // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. P. L24319.
 74. Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal S., Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2003. Vol. 108. № B10. P. 1–13.
 75. Choi J.-H., Klinger Ya., Ferry M., Ritz J.-F., Kurtz R., Rizza M., Bollinger L., Davaasambuu B., Tsend-Ayush N., Demberel S. Geologic inheritance and earthquake rupture processes: The 1905 $M \geq 8$ Tsetserleg-Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. № 2. P. 1925–1953.
 76. Cunningham W.D., Windley B.F., Owen L.A., Barry T., Dorjnamjaa D., Badamgarav J. Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. *Tectonophysics*. 1997. Vol. 277. № 4. P. 285–306.
 77. *Database of Active Faults of Eurasia*. – Moscow: GIN RAS, 2020. <http://neotec.ginras.ru/database.html> (Accessed November 12, 2022).
 78. De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. P. 38–42.
 79. Ding G. Active faults in China. A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). – (Seismol. Press, Beijing, China. 1984). P. 225–242.
 80. Ding G., Lu Y. A preliminary discussion on the status of intraplate motions in China // *Kexue Tongbao*. 1988. Vol. 33. № 1. P. 52–57.
 81. Gao S.S., Davis P.M., Liu H., Slack H.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal zone // *Nature*. 1994. Vol. 371. P. 149–151.
 82. Grand S.P., Van Der Hilst R.D., Widiyantoro S., 1997. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. Vol. 7. № 4. P. 1–7.
 83. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 658. P. 14–45.
 84. Huang J., Chen W.P. Source mechanisms of the Mogod earthquake sequence of 1967 and the event of 1974 July 4 in Mongolia // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1986. Vol. 84. № 2. P. 361–379.
 85. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. P. B09305.
 86. Huang Zh., Zhao D. Seismotectonics of Mongolia and Baikal Rift zone controlled by lithospheric structures // *Geophys. Res. Lett.* 2022. Vol. 49 (e2022). P. 1–10.
 87. Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhannikova A., Arzhannikov S. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geology*. 2007. Vol. 35. № 10. P. 871–874.
 88. Klinger Y., Etchebes M., Tapponnier P., Narteau C. Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China // *Nature Geosci.* 2011. Vol. 4. P. 389–392.
 89. Krivonogov S.K., Safonova I.Y. Basin structures and sediment accumulation in the Baikal Rift Zone: Implications for Cenozoic intracontinental processes in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 267–290.
 90. Kurtz R., Klinger Y., Ferry M., Ritz J.-F. Horizontal surface-slip distribution through several seismic cycles: The Eastern Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 734. P. 167–182.
 91. Kurushin R.A., Bayasgalan A., Ölziybat M., Enkhtuvshin B., Molnar P., Bayarsayhan C., Hudnut K.W., Lin J., 1997. The surface rupture of the 1957 Gobi-Altai, Mongolia, earthquake. – (USA. GSA Spec. Pap. 1997. Vol. 320). P. 143.
 92. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
 93. Liu M., Yang Y., Shen Zh., Wang Sh., Wang M., Wan Y., 2007. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics. – (USA. GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 425). P. 299–318.
 94. Molnar P., Deng Q. Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B7. P. 6203–6227.

95. Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // *Geoscience (Comptes Rendus)*. 2012. Vol. 344. P. 227–238.
96. Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 160. № 1. P. 357–369.
97. Petit C., Meyer B., Gunnell Y., Jolivet M., San'kov V., Strak V., Gonga-Saholiariliva N. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. P. TC6010.
98. Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 1376–1392.
99. Ritz J.-F., Vassallo R., Braucher R., Brown E.T., Carretier S., Bourlès D. Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). – (USA. GSA Special Pap. 2006. Vol. 415). P. 87–110.
100. Rizza M., Ritz J.-F., Braucher R., Vassallo R., Prentice C., Mahan S., et al. Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia) // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol. 186. P. 897–927.
101. Rizza M., Ritz J.-F., Prentice C., Vassallo R., Braucher R., Larroque C., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Mahan S., Massault M., Michelot J.-L., Todbileg M. Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2015. Vol. 105. № 1. P. 72–93.
102. Schlupp A., Cisternas A. Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay) // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 169. № 3. P. 1115–1131.
103. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2012. Vol. 46. P. 195–208.
104. Shi J., Feng X., Ge Sh., Yang Zh., Bo M., Hu J. The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China. – In: A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). – (Seismol. Press, Beijing, China. 1984). P. 325–346.
105. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
106. Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh. M. Recent geodynamics of major strike-slip zones // *Geodes. Geodynam.* 2015. Vol. 6. № 5. P. 361–383.
107. Trifonov V.G., Machette M.N., 1993. The World Map of Major Active Faults Project // *Annali di Geofisica*. 1993. Vol. 36. № 3–4. P. 225–236.
108. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature*. 1997. Vol. 386. № 6625. P. 578–584.
109. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 723. P. 309–448.
110. Vergnolle M., Calais E., Dong L., 2007. Dynamics of continental deformation in Asia // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. P. B11403.
111. Wang Q., Zhang P.-Z., Freymueller J.T., Bilham R., Larson K.M., Lai X., You X., Niu Zh., Wu J., Li Ya., Liu J., Yang Zh., Chen Q. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements // *Science*. 2001. Vol. 294. P. 574–577.
112. Windley B.F., Allen M.B. Mongolia plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 295–298.
113. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 111. P. 604–623.
114. Zhao D., Lie J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243. P. 681–691.
115. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., 1990. Structure of the lithosphere of the Mongolian–Siberian mountainous province // *J. Geodynam.* 1990. Vol. 11. P. 327–342.

Khangai Intramantle Plume (Mongolia):

3D Model, Impact on Cenozoic Tectonics and Comparative Analysis

V. G. Trifonov^{a,*}, S. Yu. Sokolov^a, S. A. Sokolov^a, S. V. Maznev^a, K. I. Yushin^a, S. Demberel^b

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia

^bInstitute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences, PO 13343, Ulaanbaatar, Mongolia

*e-mail: trifonov@ginras.ru

The Khangai plume is located beneath Central and Eastern Mongolia and corresponds to the mantle volume with significantly reduced longitudinal wave (P) velocities. The plume was identified as a result of the analysis of the MITP08 volumetric model of variations in P wave velocities, expressed as deviations of these velocities from the mean values for the corresponding depths in percent. Above the plume, the lithospheric mantle is thinned to ~50 km. Particularly low velocities (up to –6%) were found in the sublithospheric mantle down to a depth of 400 km. The main body of the plume is located under the Khangai Highland and spreads north to the edge of the Siberian Platform. The Khentei branch of the plume is identified southeast of the Khentei Highlands. It is connected to the main body of the plume at depths of 800–1000 km. Branches of the plume

and its Khentei branch spread to Transbaikalia. The size of the plume decreases with depth, and its deepest part (1250–1300 km) is located under the southern part of the Khangai Highland. On the Earth's surface, the main body of the Khangai plume corresponds to a Cenozoic uplift up to 3500–4000 m high in the south of the Khangai Highland. From the southeast, the territory of the Khangai plume and its Khentei branch is limited by the Late Cenozoic troughs stretching along the southeastern border of Mongolia. On other sides, the Khangai uplift is limited by a C-shaped belt of depressions, consisting of the southeastern part of the Baikal rift zone, the Tunka and Tuva basins in the north, the Ubsunur Basin and the Great Lakes Basin in the west and the Valley of Lakes in the south. The depressions are filled with lacustrine and fluvial sediments from the Late Oligocene to the Pliocene. In the Quaternary, the Southern and Central basins of Baikal, formed no later than the Early Paleogene, became part of the Baikal rift, and other depressions were involved in the general uplift of the region. The structural paragenesis of the Khangai uplift and surrounding basins is due to the impact of the Khangai plume. Above the plume with its Khentei and Transbaikalian branches, the Cenozoic basaltic volcanism of the plume type occurred, in some places inheriting Cretaceous volcanic manifestations. Plume structural paragenesis is combined with structural paragenesis, derived from the interaction of plates and lithosphere blocks, which is expressed by active faults, but developed synchronously with plume paragenesis. The kinematics of active faults shows that the western and central parts of the region develop under conditions of transpression, and the northeastern part – under conditions of extension and transtension. The Khangai plume is connected at depth with the Tibetan plume, located under the central and eastern parts of Tibet north of the Lhasa block. The Tibetan plume rises from depths of 1400–1600 km and is accompanied by thinning of the lithosphere and rise of the earth's surface. The Khangai and Tibetan plumes represent a special category of plumes that rise from the upper part of the lower mantle and this differs from the upper mantle plumes and the African and Pacific superplumes, rising from the core-mantle boundary. A connection between the Khangai and Tibet plumes with branches of superplumes is possible, but their independent origin is also admitted.

Keywords: seismic tomographic model of the mantle, mantle plume, Cenozoic tectonics, active fault, geodynamic impact of the mantle on the Earth's crust