

НЕОТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2021 г. В. Г. Трифонов¹, *, С. Ю. Соколов¹, Д. М. Бачманов¹,
С. А. Соколов¹, Я. И. Трихунков¹

¹Геологический институт РАН, д. 7 Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 03.08.2020 г.

После доработки 10.12.2020 г.

После повторной доработки 27.04.2021 г.

Принята к публикации 25.05.2021 г.

Выполненное исследование показало, что поднятие Центральной Азии, расположенной между восточной частью Альпийско-Гималайского и западной частью Алтайско-Станового горных поясов, над смежными континентальными областями является неотектоническим образованием. Нами проанализированы крупные элементы новейшей структуры и построены разрезы верхней мантии, отражающие отклонения скоростей продольных волн от стандартных значений для соответствующих глубин. Установлено, что пододвигание высокоскоростных верхов мантии Индийской платформы под Гималаи вызвало деформационное утолщение и резкое разуплотнение литосферы, что привело к усилившемуся в плиоцен–четвертичное время подъему Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира, Южного и Западного Тибета и Западного Куньлуна. Под остальной частью Центральной Азии, за исключением периферийных горных систем, сейсмические скорости в верхней мантии понижены. Выявлены два внутримантийных плюма. Преобразования верхней мантии под воздействием Тибетского плюма, прослеженного от глубины ~1600 км, стали главным источником поднятия Тибета. Хангайский плюм с Хэнтэйским ответвлением, восходящий с глубины ~1250 км, вызвал образование Хангайского и Хэнтэйского нагорий и неоген–четвертичный базальтовый вулканизм. Воздействие подлитосферных потоков, распространявшихся от Тибетского и Хангайского плюмов и Эфиопско-Афарского суперплюма, обусловило разуплотнение верхней мантии, новейшие изгибные деформации и плиоцен–четвертичное поднятие Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и, отчасти, Монгольского Алтая. Под Западным Тянь-Шанем, Джунгарским Алатау, Горным Алтаем, Западным Саяном и северо-западом Монгольским Алтаем сейсмические скорости в верхней мантии повышены. Источником деформаций и поднятия стало коллизионное взаимодействие блоков литосферы, и амплитуды поднятия ниже, чем в горных системах с разуплотненной верхней мантией.

Ключевые слова: Центральная Азия, неотектоника, геоморфологические профили, сейсмотомографические разрезы верхней мантии, внутримантийные плюмы, плиоцен–четвертичные поднятия

DOI: 10.31857/S0016853X21030085

ВВЕДЕНИЕ

Под названием Центральная Азия рассматривается обширный (более 6 млн км²) регион от Гималаев на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере (рис. 1). С запада регион граничит с относительно низкогорными хребтами от Афганистана до западных предгорий Алтая, сочетающимися с кулисным рядом межгорных впадин от Афгано-Таджикской на юге до Чуйско-Курайской на севере. Восточная граница региона трансформируется по восточным окончаниям Гималаев, Тибета, Циляншаня, Бэйшаня, Гобийского Алтая и Хангайского нагорья.

Центральная Азия поднята над соседними территориями (рис. 2). В южной части региона находятся высочайшие горные системы Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира, Центрального Тянь-Шаня и высокогорное плато Тибета. Северная часть региона гипсометрически ниже. В среднем она возвышается над регионами к западу и востоку от нее, но включает также впадины и равнины. К Центральной Азии приурочено подавляющее большинство сильнейших внутриконтинентальных землетрясений Евразии.

Южная часть Центральной Азии представляет собой восточное окончание Альпийско-Гималайского горного пояса. Ее северная часть явля-

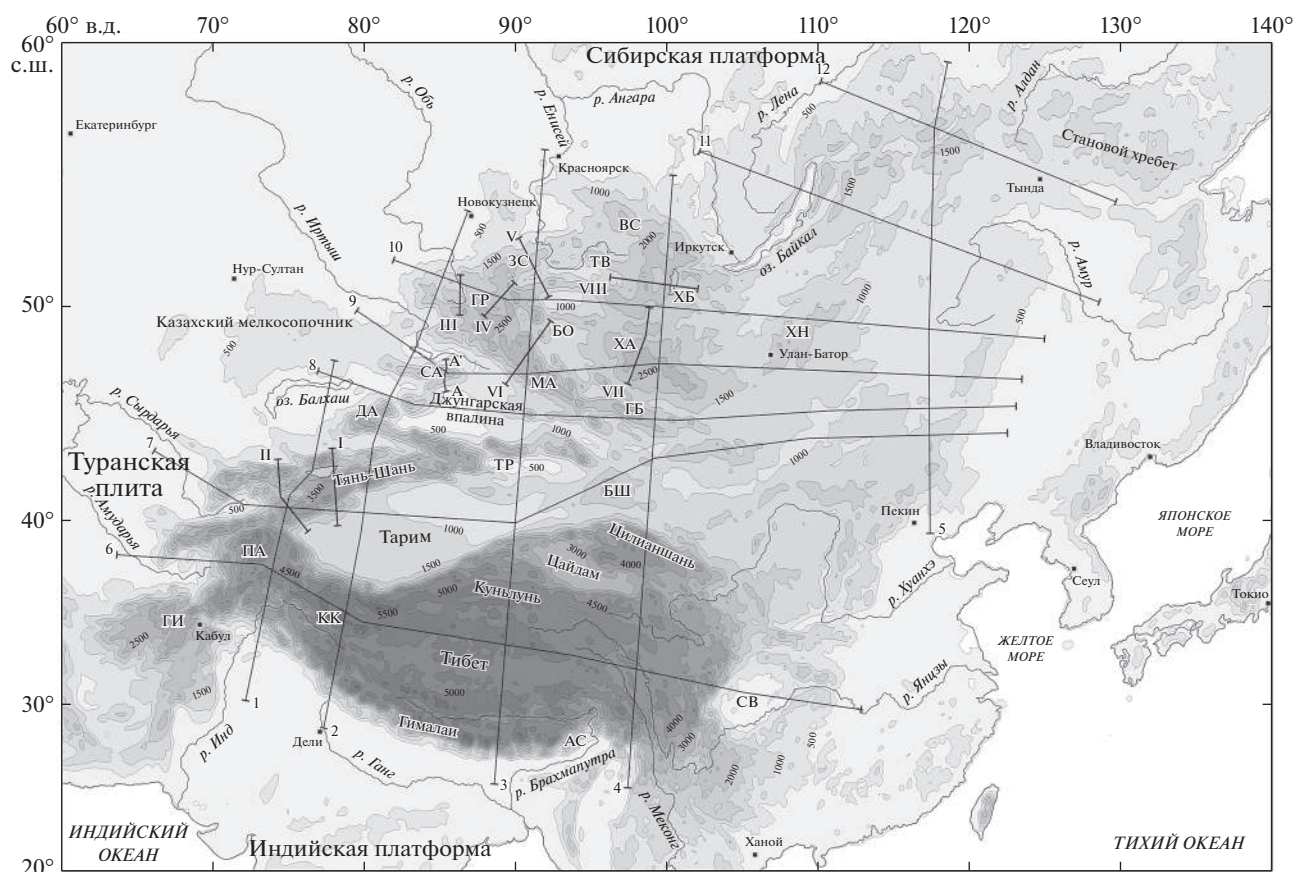


Рис. 1. Карта Центральной Азии и ее обрамления.

Показаны: геоморфологические профили 1–12, I–VIII, А–А'.

Обозначено: АС – Ассам, БШ – Бэйшань, ВС – Восточные Саяны, ГИ – Гиндукуш, ГБ – Гобийский Алтай, ГР – Горный Алтай, БО – Депрессия Больших Озер, ДА – Джунгарский Алагау, ЗС – Западные Саяны, КК – Каракорум, МА – Монгольский Алтай, ПА – Памир, СА – Саур (хребет), СВ – Сычуаньская впадина, ТР – Турфанская впадина, ТВ – Тыва, ХА – Хангайское нагорье, ХБ – оз. Хубсугул (грабен), ХН – Хэнтэйское нагорье.

ется западным горным сегментом Алтайско-Станового пояса, отделенным Байкальской рифтовой зоной от его восточного сегмента – горных сооружений Забайкалья и Станового нагорья. Таким образом, Центральная Азия оказывается в области кулисного взаиморасположения Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового новейших подвижных поясов.

Целью нашей статьи является анализ результатов исследования особенностей новейшей структуры и неотектонического развития Центральной Азии в сравнении с неотектоникой прилегающих регионов, а также выявление соотношения этих особенностей со строением верхней мантии региона исследования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Центральной Азии разделяется по геологической истории на северную и южную части (рис. 3). В северной части, южная граница ко-

торой проходит по Северному Памиру и Куньлюню, становление земной коры и интенсивные деформационные процессы завершились, за редкими исключениями, в палеозое. В южной части решающую роль в этих преобразованиях сыграли мезозойские и кайнозойские тектонические события.

Северная часть Центральной Азии на севере граничит с докембрийской Сибирской платформой, а на юге включает в себя крупный платформенный массив Тарима [5, 23, 31, 36]. Расположенные между ними складчатые зоны сочетаются с фрагментами докембрийской коры. Немногие фрагменты, соседствующие с Сибирской платформой, сходны с ней по строению фундамента. Большая часть докембрийских фрагментов региона представляют собой разновременные отроженцы Гондваны. Они в разной степени испытали преобразования в ходе позднерифейско-палеозойского развития соседних бассейнов с океанической корой, трансформировавшихся в складчатые зоны.

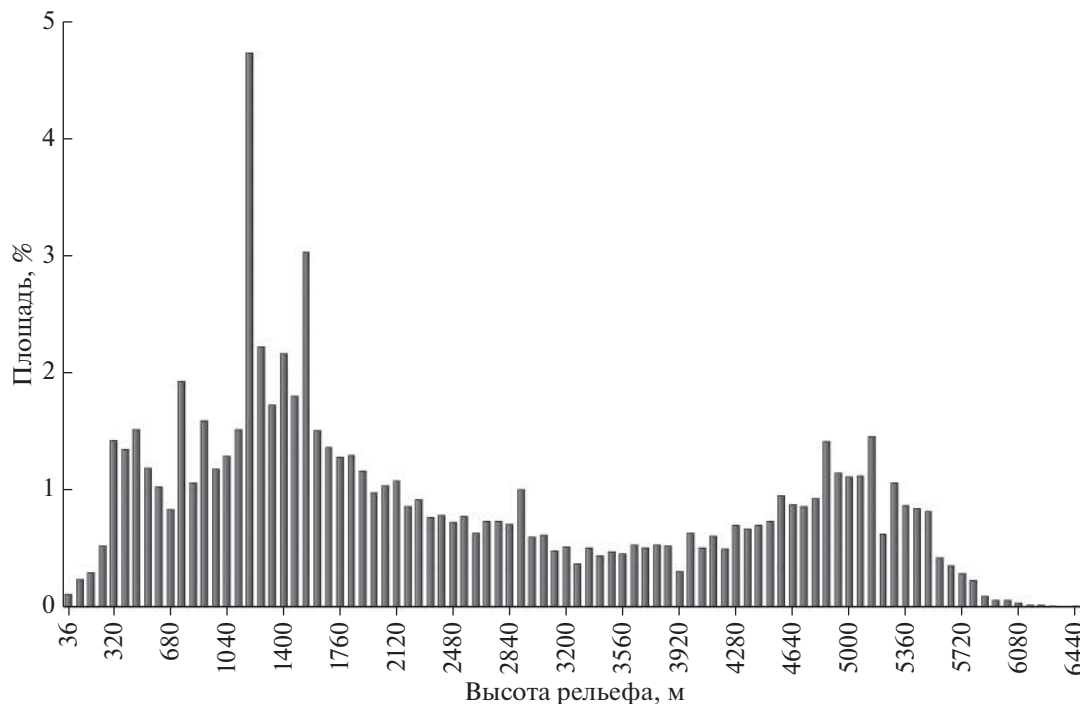


Рис. 2. Гистограмма распределения площадей с разной высотой земной поверхности в Центральной Азии. Размер бина — 72 м, расчет проводился по цифровой модели рельефа на сетке 5 дуговых минут.

В строении и развитии складчатых зон различаются два этапа [23]. Структурные зоны первого этапа характеризуются мозаичным строением образуемого ими пояса и связаны с развитием Палеоазиатского океана, вещественные проявления которого имеют возраст от позднерифейского до позднеордовикского. Особенностью исследуемого региона является аккреционный механизм сокращения площади бассейнов Палеоазиатского океана, связанный с интенсивным сносом обломочного материала не только с островных дуг, но в большей мере — с разрушаемых докембрийских массивов [23]. Первый этап завершился примерно на границе силура и девона, когда произошла консолидация земной коры структурных зон и смежных докембрийских массивов как коры континентального типа.

Одновременно с завершением эволюции структур первого этапа в южной (в современной системе координат) части региона начинаются события второго этапа развития, приведшие к образованию разновозрастных линейных складчато-надвиговых зон [23]. Их связывают с системой палеоокеанов Тетис. Эволюция таких зон началась на северном фланге Гондваны рифтингом, перераставшим в спрединг. Новообразованная океанская кора вместе с отторженными фрагментами Гондваны перемещалась к северу и субдуцировалась. Коллизия фрагментов Гондваны с северными континентами приводила к преобразованию реликтов возникших океанов и их обрамлений в

складчато-надвиговые зоны. Их разделяют относительно преобразованные фрагменты Гондваны. Как правило, такие зоны омолаживаются к югу, хотя есть и исключение — Солонкер-Линьсийская зона.

Первые крупные тетические проявления (Палеотетис-I) представлены сутурами и сопутствующими структурно-вещественными комплексами Южно-Монгольского океана с Зайсанским ответвлением и Туркестанского океана [23]. Южно-Монгольский океан развивался в позднем силуре—раннем девоне, океанические формации Туркестанского океана имеют возраст от ордовика до турне. Закрытие обоих океанов и сопутствующие деформации происходили в среднем и позднем карбоне.

К образованиям Палеотетиса-II относится зона поздних герцинид Северного Памира, где структурообразующие процессы завершились к концу палеозоя. Элементом этой зоны является сутура Калайхумб—Ойтаг, которая продолжается в Западный Куньлунь сутурой Куди-Субаши и восточнее — офиолитами Улуг-Музтаг и Аньемачен [5, 66, 73]. В Афганистан та же зона продолжается структурами Западного Гиндукуша и Банди-Туркестана [9]. Южнее зоны поздних герцинид находятся континентальные блоки Центрального Памира, причленившиеся к герцинидам в перми. Между Кабульским блоком и Музкольской зоной Центрального Памира первоначально распола-

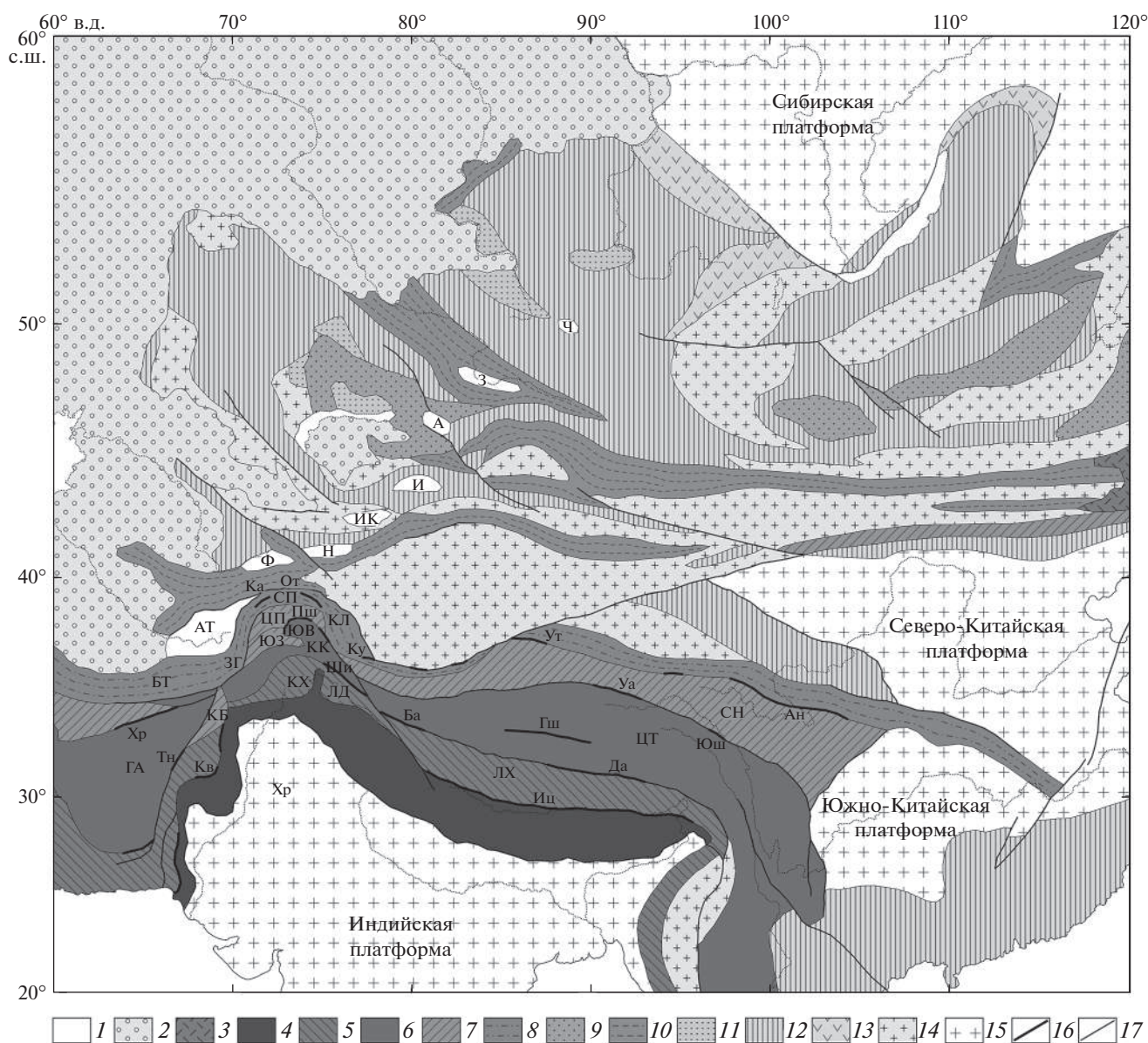


Рис. 3. Тектоническая карта Центральной Азии и обрамления (по [3–5, 9, 18, 23, 36], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские межгорные впадины с молассовым заполнением: А – Алакульская, АТ – Афгано-Таджикская, З – Зайсанская, И – Илийская, ИК – Иссык-Кульская, Н – Нарынская, Ф – Ферганская, Ч – Чуйская; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол на палеозойском складчатом основании; 3 – мезозойско-кайнозойский вулканический пояс; 4 – Гималаи и другие краевые зоны новейших деформаций Индийской платформы; 5 – северная активная окраина Неотетиса с его сутурой на юге: КХ – Кохистан, ЛД – Ладакх, ЛХ – блок Лхаса; 6 – северная активная окраина позднего Мезотетиса с его сутурой на юге: ГА – Гильменд-Аргандабский массив, КК – Каракорум, ЦТ – Цянтан, ЮВ – Юго-Восточный Памир и Нуристан; 7 – Солонкер-Линьсийская раннемезозойская складчатая система и северная окраина раннего Мезотетиса с его сутурой на юге: КБ – Кабульский блок, СН – Сунпань, ЦП – Центральный Памир, ЮЗ – Юго-Западный Памир; 8 – поздние герциниды северо-памирского типа: БТ – Банди-Туркестан, ЗГ – Западный Гиндукуш, СП – Северный Памир, КЛ – Куньлунь; 9 – герцинские остаточные или наложенные прогибы; 10 – герцинские складчатые системы; 11 – каледонские остаточные прогибы; 12 – каледонские и салаирские (раннепалеозойские) складчатые системы; 13 – позднегерцинские складчатые системы с заключенными в них фрагментами фундамента типа Сибирской платформы; 14 – микроплиты и блоки докембрийского фундамента в палеозойских и раннемезозойских складчатых поясах; 15 – докембрийские платформы; 16 – офиолитовые зоны (Ан – Аньемачен, Ба – Бангун, Гш – Ганмацо-Шуанху, Да – Донкяо-Амдо, Иц – Инда-Цангло, Ка – Калайхумб, Кв – Кветта, Ку – Куди, От – Ойтаг, Пш – Пшарт, Тн – Тарнак, Уа – Улан-ула, Ут – Улуг-Музтаг и Токуздабан, Хр – Хашруд, Ши – Шиоюк, Юш – Юшу); 17 – крупнейшие разломы

гался блок Юго-Западного Памира, который после эоцена был выдавлен на восток и надвинут на фундамент Юго-Восточного Памира [18].

Дальнейшая эволюция региона связана с развитием палеоокеанических бассейнов Мезотетиса (см. рис. 3). Толщи Солонкер-Линьсийской складчато-надвиговой зоны с визейско-раннепермским возрастом офиолитов испытали складчато-надвиговые деформации в середине триаса. Сходные комплексы прослеживаются на восток, где они замещаются к югу толщами склона Северо-Китайской платформы [4].

Одновременно с Солонкер-Линьсийским прогибом заложилась южная ветвь бассейнов раннего Мезотетиса, которая на Памире выражена Пшартской сутурой, верхнепермско-триасовые толщи которой несогласно перекрыты намюрскими вулканогенно-терригенными отложениями. Продолжением Пшартской сутуры являются офиолиты Альтимур на севере Кабульского блока. Офиолитовая зона Хашруд, опережающая с юга зону Гератского разлома на северо-западе Афганистана, возможно, также является реликтом Мезотетиса, запаздывавшим в своем развитии [18].

Южную пассивную окраину Пшартского бассейна представляет зона Юго-Восточного Памира и Нуристана, где относительно глубокоководные флишоидные фации склона бассейна сменяются к югу фациями карбонатной платформы. Тектонические блоки сходного типа отмечены в зоне Гератского разлома [9]. Южнее зоны Юго-Восточного Памира и Нуристана расположена зона Северного Каракорума с кембрийско-протерозойским континентальным основанием [57]. В Афганистане с ней сходен Гильменд-Аргандабский континентальный массив.

Согласно работам [5, 6], восточным продолжением гипотетической пермской сутуры на юге Северного Памира являются офиолитовые зоны Улан-ула и Юшу в Восточном Тибете – следы океанического бассейна, закрывшегося не позднее раннего триаса, а продолжением Пшартской сутуры в Центральном Тибете считается офиолитовая зона Ганмацо–Шуанху, выклинивающаяся к востоку. Против такого сопоставления свидетельствует то, что на южном продолжении сутуры, отмеченной офиолитами Улан-ула и Юшу, находится Индосинийская сutura, продолжающаяся до п-ва Малакка [4]. Офиолиты этой зоны формировались до раннего триаса включительно и сочетаются с толщами верхнего палеозоя и триаса, возникшими на склонах глубокоководного прогиба. Он замкнулся в середине или конце позднего триаса, когда толщи были деформированы. На складчатых комплексах несогласно залегают красноцветы нория–юры. Индосинийская сutura сходна по возрасту с Пшартской. Они представляют южную ветвь раннего Мезотетиса,

отделившую Катазию от Гондваны. Возможно, офиолиты Улан-ула и Юшу принадлежат той же системе прогибов, которые в Восточном Тибете замкнулись раньше, чем на Памире и в Индокитае. В таком случае зона Сунпань Тибета соответствует Центральному Памиру, зона Цянган – Юго-Восточному Памиру и Северному Каракоруму, офиолитовая зона Ганмацо–Шуанху является локальным образованием.

В памирском сечении Центральной Азии далее к югу расположена южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивными проявлениями регионального метаморфизма и осевым батолитом, ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом. Юго-восточнее в его зоне выделена сutura Шиок – офиолитовый меланж, соответствующий бассейну позднего Мезотетиса, закрывшемуся в середине мела [65]. Породы в зоне сутуры интенсивно дислоцированы в сеноман–туроне. В Афганистане этой зоне соответствует Тарнакская сutura, ограничивающая с юго-востока Гильменд-Аргандабский массив. В Тибете сutura Шиок продолжает сutura Бангун, которая отмечает развитие бассейна позднего триаса и юры, завершившееся коллизией в середине мела [5]. Офиолиты шарьированы на блок Лхаса. От восточного края Тибета сutura продолжается на юг до дельты р. Иравади [4].

Памирское сечение тетических структур завершается на юге зоной Кохистана и Ладакха, представляющей собой вулканическую дугу Неотетиса с крупными гранитными батолитами, фундамент которой (ультрамафиты и гранулиты, выше амфиболиты и габбро-нориты) вскрыт на юге зоны, где она ограничена Главным мантийным надвигом.

В Тибете этой зоне соответствует южная часть блока Лхаса и зона Инда-Цангпо (сutura Неотетиса). В ней тектонически совмещены офиолитовые и островодужные элементы мела, палеоцена и эоцена. Они интенсивно деформированы и несогласно перекрыты олигоцен–миоценовыми конгломератами [46]. С юга зону Инда-Цангпо ограничивают Гималаи – выход фундамента Индийской платформы, местами перекрытый гондванским платформенным чехлом. К западу от Индийской платформы сutura Неотетиса представлена зоной Кветты, на востоке сutura переходит в зону современной субдукции Андоманско-Индонезийской дуги.

В северной части Центральной Азии палеозойские поднятия были эродированы к мезозою. В юрское время в отдельные зоны проникли морские трансгрессии, а в других частях региона развивались впадины с аллювиально-озерным осадконакоплением. В краевых частях региона, например, в Западном Тянь-Шане и его северном обрамлении, а также в Таримской впадине [52, 75],

отмечены мелководные морские отложения позднего мела и раннего палеогена. На остальной территории происходило континентальное осадконакопление, вытеснившее морские бассейны к концу эоцена. В южной части Центральной Азии в ходе мезозойских складчато-надвиговых деформаций возникали деформационные поднятия, отмеченные грубыми молассами конца триаса, юры и мела, но они были позднее эродированы.

Выполненный обзор показал, что все тектонические зоны, отмечающие главные этапы развития, выходят за пределы Центрально-Азиатского региона. Характеристики зон не дают оснований для обособления этого региона на всех этапах их развития. Первые признаки обособления Центрально-Азиатского региона появились в ходе закрытия Неотетиса в конце эоцена и связаны со значительным перемещением к северу Индийской платформы. Оно усилилось в олигоцене и привело к перемещению блоков и покровно-складчатым деформациям в мезозойско-кайнозойских тектонических зонах [18]. Широкое распространение плиоцен-четвертичных грубых моласс во всем Центрально-Азиатском регионе указывает на усиление поднятий. Таким образом, обособление региона как области восходящих движений – неотектоническое явление.

НЕОТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Новейшие структурные ограничения

Границы Центральной Азии как региона доминирующих новейших поднятий отражены на геоморфологических профилях (рис. 4). Наиболее четко прослеживается южная граница региона, проходящая вдоль южных подножий Гималаев. Граница подчеркнута надвигами Фронтальной и Главной Пограничной зон разломов, сохраняющих активность в современную эпоху. С движениями по Фронтальному надвигу связано развитие четвертичной складчатой зоны Субгималаев. Основные перемещения по Главному Центральному надвигу Гималаев происходили в палеогене и миоцене, но местами продолжают до сих пор.

Западная часть северной границы Центральной Азии представляет собой переход от поднятий Горного Алтая и Западного Саяна к их северным предгорьям. Огибающие вершинных по-

верхностей Алтая и Западного Саяна образуют моноклинали с падением в северных румбах (см. рис. 4, профили 2 и 3). Вдоль северных подножий Западного Саяна протягивается зона четвертичных надвигов и взбросов. Восточнее границей региона является переход от Восточного Саяна к равнине Сибирской платформы, расположенной на высотах 500–600 м (см. рис. 4, профиль 4). Вдоль границы простирается Главный Саянский разлом – взброс с возможной левосдвиговой компонентой смещений [39]. Ветвь разлома продолжается на запад–северо-запад почти до долины р. Енисей.

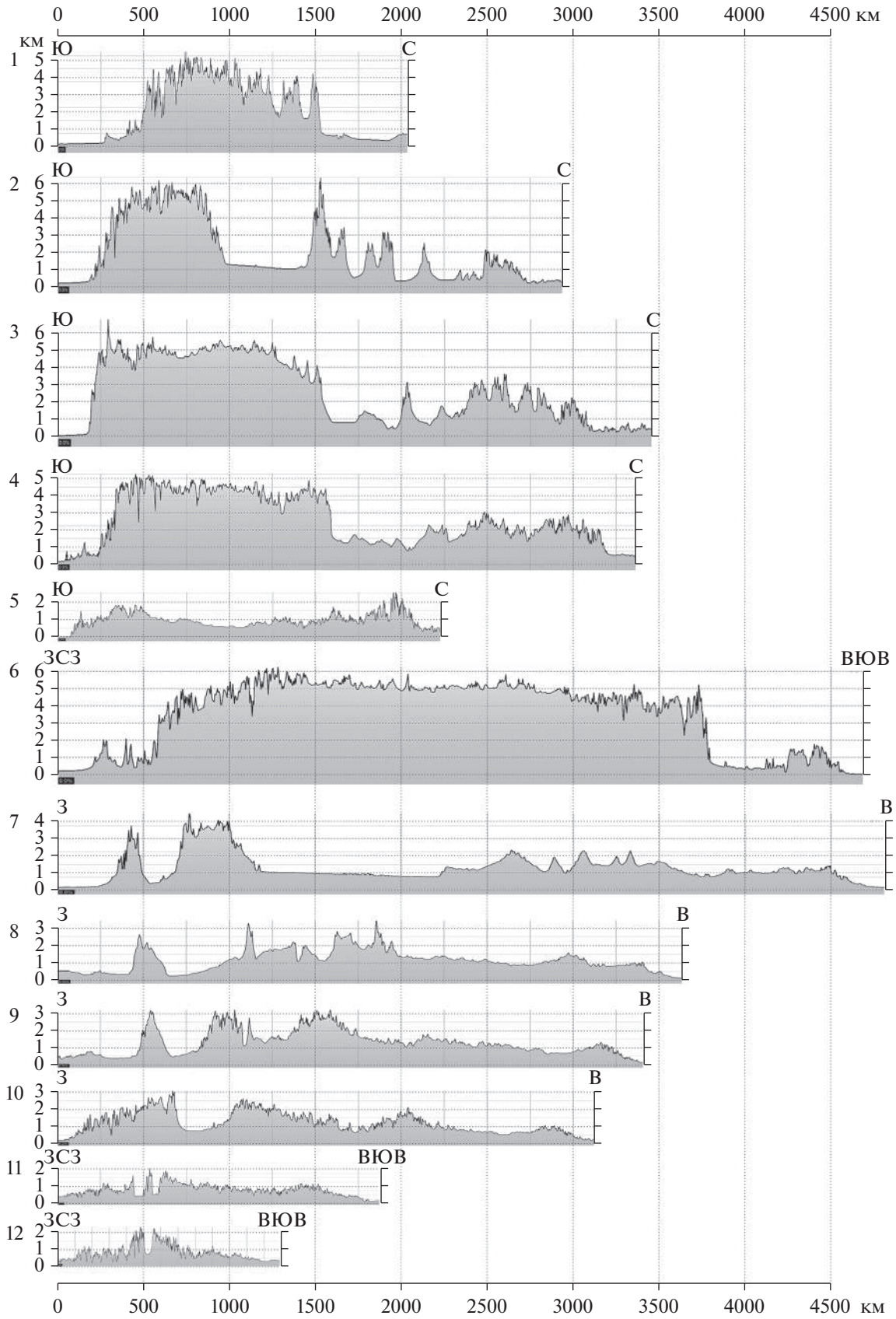
Восточная граница Центральной Азии контрастна на юге, где она совпадает с восточным окончанием Тибета. Вдоль границы протягиваются активные четвертичные левые взбросо-сдвиги Аннинг, Земухе и Ксяоджян, которые, отклоняясь на юг, продолжают систему активных субширотных левых сдвигов Тибета. Севернее зона четвертичных правых взбросо-сдвигов Лунмэньшань север–северо-восточного простирания [20] создает резкий контраст между поднятием Тибета и Сычуаньской впадиной Южно-Китайской платформы (см. рис. 4, профиль 6). Далее к северу граница прослеживается по восточному окончанию Гобийского Алтая, где перепад высот составляет 600 м (см. рис. 4, профиль 7), и по восточному окончанию Хангайского нагорья, где высотные отметки снижаются к востоку от 3000 до 1750 м (см. рис. 4, профиль 9). Указанная граница выражена в распределении сейсмичности [40] и, по мнению цитируемого автора, служит границей проявлений Индо-Евразийской коллизии.

Западная граница Центральной Азии на юге контрастна и проходит вдоль сочленения Афгано-Таджикской депрессии с Гиндукушем и Памиром (см. рис. 4, профиль 6). Севернее граница отклоняется к северо-востоку и представлена сочетанием западных окончаний субширотных горных систем Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Тарбагатая-Саура и Горного Алтая с расположенными между ними межгорными впадинами (см. рис. 4, профили 7, 8, 9, 10). На границе Центральной Азии высота указанных горных систем возрастает. Это выражено превышением Центрального Тянь-Шаня над Западным Тянь-Шанем,

Рис. 4. Геоморфологические профили 1–12 Центральной Азии.

Профили проведены от:

1 – Индийской платформы через Памиро-Пенджабский синтаксис до Туранской плиты, 2 – Гималаев через Западный Тибет до Алтая, 3 – Гималаев через Центральный Тибет и Монгольский Алтай до Западного Саяна, 4 – Ассамы через Восточный Тибет и Хангайское нагорье до Восточного Саяна, 5 – Северо-Китайской платформы до Станового нагорья, 6 – Афгано-Таджикской депрессии через Памир и Тибет до Южно-Китайской платформы, 7 – Западного Тянь-Шаня через Тарим до Северо-Китайской платформы, 8 – Туранской плиты через Джунгарский Алатау и Гобийский Алтай до Северо-Китайской платформы, 9 – Казахского шита через Монгольский Алтай и Хангайское нагорье до Большого Хингана, 10 – Алтая через нагорья Хангайское и Хэнтэйское до Большого Хингана, 11 – Сибирской платформы через Байкальскую рифтовую зону до Зейской впадины, 12 – через Становое нагорье.



Саура над Тарбагатаем, Горного Алтая над его западными предгорьями.

Впадины образуют кулисный ряд, включающий Ферганскую, Нарынско-Атбашинскую (разделившуюся в плейстоцене на Нарынскую и Атбашинскую), Иссык-Кульскую, Илийскую, Алакульскую, Зайсанскую и Чуйскую (на Алтае) впадины. К этому кулисному ряду возможно отнести и Афгано-Таджикскую депрессию, но история развития показала, что она является восточной границей системы бассейнов Паратетиса.

Эпоха от конца мела до раннего олигоцена характеризовалась на Тянь-Шане пенепленизацией, формированием кор выветривания и локальным переотложением их материала. Мощность этих отложений, обычно не превышающая десятков метров, возрастает на отдельных участках впадин Тянь-Шаня, свидетельствуя об их начавшемся опускании. Такое возрастание мощности до 300–600 м отмечено в Аксайской, Иссык-Кульской, Чуйской и Илийской впадинах [32] (табл. 1, табл. 2). В некоторых впадинах оно сопровождалось базальтовыми извержениями [29, 47, 67]. Более отчетливо обособление впадин выражено в отложениях конца олигоцена–начала миоцена появлением местного грубообломочного материала в краевых разрезах [32]. Оно свидетельствует о росте и эрозии соседних поднятий. Относительное прогибание впадин Центрального Тянь-Шаня продолжалось в миоцене и плиоцене. Скорости накопления обломочного материала, составлявшие вначале сотые доли миллиметра в год, в конце миоцена возросли до 0.1–0.6 мм/год. Одновременно возрастали скорости роста соседних поднятий, фиксируемые высотой коррелируемых с отложениями впадин ярусов рельефа [21, 34, 37]. Этот процесс замедлился в раннем-среднем миоцене, что отмечено возрастанием тонкозернистости осадков [37, 77], и усилился в конце миоцена. Резкое усиление поднятия в четвертичное время выражено интенсивным врезанием на склонах хребтов, ускорившимся со среднего плейстоцена [19, 37]. В менее интенсивное поднятие было вовлечено большинство впадин, где стал отлагаться грубообломочный материал. Бассейновое осадконакопление сменилось формированием террас во всех впадинах кроме центральных частей Иссык-Кульской, Чуйской и Илийской впадин. Четвертичное поднятие Тянь-Шаня ускорилось по сравнению с олигоценом и неогеном почти на порядок и составило в среднем ~2 км [32].

Кайнозойские отложения Зайсанской впадины залегают на палеоценовой (?) коре выветривания, разрез отложений впадины (снизу вверх) [13, 45]:

– северозайсанская свита палеоцена–нижнего эоцена – преимущественно глины;

– турангинская и тузкабакская свиты эоцена – преимущественно глины и алевроиты;

– ашутасская свита олигоцена и аральская свита нижнего и среднего миоцена – песчано-глинистые отложения;

– сарыбулакская свита верхнего миоцена – песчаники, реже – гравелиты;

– павлодарская свита верхнего миоцена–нижнего плиоцена (преимущественно глины и алевроиты) и вторушкинская свита верхнего миоцена, плиоцена и гелазия(?) – переслаивание алевроитопесчаных и гравийно-галечных отложений, в них найдены фаунистические остатки, датированные поздним миоценом–ранним плиоценом [7];

– красноярская свита нижнего–среднего плейстоцена – валунно-галечные отложения.

В большинстве свит преобладают озерные отложения. В сарыбулакской и вторушкинской свитах они сочетаются с аллювиальными образованиями, тогда как красноярская свита во всех обследованных береговых разрезах имеет аллювиальное происхождение. Наибольшая мощность кайнозойских отложений 1575 м установлена скважиной на востоке впадины возле пос. Даирово [8, 13]. На южном борту впадины в долине Калмакпай свиты разделены несогласиями и содержат песчано-гравийные прослой, указывающие на снос обломочного материала с Саурского поднятия. Разрез сокращен до 500 м и начинается с тузкабакской свиты, залегающей на коре выветривания.

Новейшая история Горного Алтая запечатлена в разрезах Чуйской впадины, заложенной на слабо поднятом эрозионном пенеплене с корой выветривания [16, 17]. Разрезы общей мощностью до 1200 м начинаются олигоценовой карачумской свитой. Карачумская свита представлена субаэральными красноцветами (не менее 40 м) или озерными глинами и алевроитами (до 75 м) с гравийными линзами, образованными впадающими в озеро водотоками. Оба типа разрезов свидетельствуют о начавшемся росте обрамляющих впадину поднятий. Залегающая выше кошагачская свита озерно-болотных угленосных глин, алевроитов и тонкозернистых песков мощностью до 250 м датирована концом олигоцена и ранним миоценом и свидетельствует об отсутствии стока и ослаблении сноса с поднятий. Озерный бассейн существовал в течение всего неогена при возрастающем со временем воздействии соседних поднятий. Средний миоцен (туерыкская свита) представлен алевроитами, глинами и мергелями с линзами песков и галечников в прибреговых частях. В позднем миоцене–раннем плиоцене (кызылгирская свита мощностью не менее 40 м, не древнее 6 млн лет) содержание песков возрастает. В отложениях плиоцена (бекенская свита, не ме-

Таблица 1. Сопоставление и возраст свит палеоген–нижнелайоценовых отложений межгорных и предгорных впадин Центрального Тянь-Шаня (по данным [1, 2, 11, 12, 21, 22, 29, 32, 34, 35, 38, 42, 49], с изменениями и дополнениями).

		Впадины									
Комплексы	Возраст	Чуйская (юг)	Кочкорская	Иссыккульская	Илийская	Нарынская	Атбашинская				
		⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙				
Тяньшаньский	Q ₁	норуская свита	шарпылдакская свита		шарпылдакская свита	шарпылдакская свита	шарпылдакская свита				
	N ₂ ² –N ₂ ³	чуйская свита	верхняя свита	джункинская (верхне-иссыккульская) свита	илийская свита	верхняя свита	кульнейская свита	верхняя			
Киргизский	N ₁ ² (?)–N ₁ ¹	сарыагачская свита	джунанарыкская свита	иссыккульская свита	санташская свита	нарынская свита		акташская		верхняя	
	E ₃ (E ₃ ²⁻³)–N ₁ ¹	джельдизуйская свита	шарыкольская свита	верхняя свита	чумальдырская свита	шарпылдакская свита		верхняя свита		нижняя	
Палеоген–эоцен	E ₁₋₂ –E ₃ (?)	сулуте-рекская свита	бизинская свита	нижняя свита	акташская свита	киргизская свита		акташская свита		нижняя	
			кокмурчакская свита, К–Аг возраст 54–60 млн лет	акбулакская свита	акташская свита	акташская свита		акташская свита		акташская свита	

Примечание. ⊙ — возраст фауны; sh — шарпылдакский комплекс; Q₁ — нижний плейстоцен (Q₁² — верхняя часть, Q₁¹ — нижняя часть); N₂² — верхний плиоцен; N₂¹ — нижний плиоцен; N₁¹ — верхний миоцен; N₁² — средний миоцен; N₁³ — нижний миоцен; E₃ — олигоцен; E₁₋₂ — палеоген и эоцен.

Таблица 2. Мощности и скорости накопления палеоген–нижнеплейстоценовых молассовых комплексов Центрального Тянь-Шаня (по данным [11, 12, 21, 22, 29, 32, 35, 42], с изменениями и дополнениями).

Комплексы		sh	Тяньшаньский		Киргизский		Палеоцен–эоцен	
Ярусы		Q ₁	N ₂ ²	N ₁ ² (?)– N ₁ ³ –N ₁ ¹	N ₁ ¹ –N ₁ ² (?)	E ₃ (E ₃ ²⁻³)– N ₁ ¹	E ₁₋₂ –E ₃ (?)	
Серии		sh	ts ₂	ts ₁	kz ₂	kz ₁	E	
Продолжительность, млн лет		1.2	3	7	10	8	36	
Впадины	Чуйская, юг	Мощность, м	1000–1300	1250–1700	950	150–600	150–600	150–635
		Скорость, мм/год	0.8–1.08	0.4–0.57	0.136	0.015–0.06	0.019–0.075	0.0041–0.0176
	Кочкорская	Мощность, м	200	200–850	150–1000	450–1700	200–250	7
		Скорость, мм/год	0.167	0.067–0.283	0.0214–0.143	0.045–0.17	0.025–0.031	0.0002
	Иссыккульская	Мощность, м	500	1450	1380	800	500–600	100–550
		Скорость, мм/год	0.417	0.483	0.197	0.08	0.063–0.075	0.0028–0.0153
	Текесская	Мощность, м	250	650	1400	170–500	Нет данных	Нет данных
		Скорость, мм/год	0.208	0.217	0.2	0.017–0.05	Нет данных	Нет данных
	Каркаринская	Мощность, м	350	600	230–800	150–700	200	Нет данных
		Скорость, мм/год	0.28	0.2	0.033–0.144	0.015–0.07	0.025	Нет данных
	Илийская	Мощность, м	>20	380–880	125–760	160–670	390	320
		Скорость, мм/год	>0.017	0.127–0.293	0.018–0.109	0.016–0.067	0.049	0.0089
	Нарынская	Мощность, м	300	1200	2000	670–1000	500	100
		Скорость, мм/год	0.25	0.4	0.286	0.067–0.1	0.063	0.0022
	Атбашинская	Мощность, м	>300	650	2500	450–1000	600	80
		Скорость, мм/год	>0.25	0.217	0.357	0.045–0.1	0.075	0.0022
	Аксайская	Мощность, м	300	1000	1200	450	100–450	10–350
		Скорость, мм/год	0.25	0.333	0.171	0.045	0.012–0.056	0.0003–0.0098

Примечание. sh – шарпылдакский комплекс; ts₂ – верхняя часть тяньшаньского комплекса; ts₁ – нижняя часть тяньшаньского комплекса; kz₂ – верхняя часть киргизского комплекса; kz₁ – нижняя часть киргизского комплекса; E – доорогенный комплекс; Q₁ – нижний плейстоцен; N₂² – верхний плиоцен; N₂¹ – нижний плиоцен; N₁³ – верхний миоцен; N₁² – средний миоцен; N₁¹ – нижний миоцен; E₃ – олигоцен (E₃³ – верхний, E₃² – средний, E₃¹ – нижний); E₁₋₂ – палеоцен и эоцен.

нее 140 м) площадь озерной седиментации сокращается, и в верхней части преобладают флювиальные пески и галечники.

Вышележащие грубообломочные толщи залегают несогласно [16]. Красноцветная терекская свита глин и суглинков с большим количеством щебня (до 100 м) по аналогии с соседними районами Алтая отнесена к верхнему плиоцену (3.0–2.6 млн лет). Башкауская свита нижнего плейстоцена сложена аллювиальными галечниками до валунных. Грубообломочный материал доминирует и в составе более молодых четвертичных отложений. Резкое усиление грубости обломочного материала отражает усилившийся рост поднятий в конце плиоцена и квартере. Его подтверждают данные трековой термохронологии, выявившие импульс поднятия ~3.5 млн лет назад [56].

Таким образом, обнаруживаются сходные черты развития новейшей структуры Тянь-Шаня и Алтая:

- дифференциация поднятий и впадин в олигоцене;
- импульс активизации движений в конце миоцена;
- общее четвертичное воздымание территории, при котором скорости поднятия хребтов превосходят скорости поднятия впадин.

Те же рубежи выделяются в районе Зайсанской впадины, но первые признаки опускания здесь, как и в некоторых впадинах Центрального Тянь-Шаня, появились в эоцене.

В Центральном Тянь-Шане горные хребты возвышаются над днищами соседних впадин на 3–5 км, а максимальный размах рельефа доорогенной поверхности достигает 10 км. В Зайсанской впадине доорогенная поверхность, покрытая корой выветривания, погружена на глубину до 1575 м, на расположенном южнее хр. Саур поднята до 3816 м, т.е. размах рельефа составляет 5390 м. В районе Чуйской впадины Алтая высоты рельефа изменяются от ~1740 м на дне впадины до ~3640 м на соседних хребтах. Таким образом, намечается снижение контрастности рельефа региона с юга на север.

Юг Центральной Азии

Неотектоническое развитие юга Центральной Азии в олигоцене и миоцене было продолжением коллизионных процессов конца эоцена. Сформировалась покровная структура Гималаев с крупными зонами Центрального надвига и Пограничного разлома. Коллизионное поперечное сокращение разных сегментов Гималаев с учетом их возможного пододвигания под Тибет оценивается в интервале 470–600 км [53, 55, 72]. Сближение северо-западного выступа Индийской платформы с Туранской плитой привело к выдавлива-

нию на северо-восток гранито-гнейсовой пластины Юго-Западного Памира, ее надвиганию на фундамент Юго-Восточного Памира и деформации его шарьяжной структуры [15, 18]. Продолжалось развитие шарьяжной структуры Ванч-Музкольского сегмента Центрального Памира [28]. Возник деформационный рельеф, на что указывают верхнеолигоценные и миоценовые конгломераты на обрамлениях поднятий [39, 46].

Согласно модельным построениям и расчетам, допускающим значительные неопределенности, новейшее поперечное укорочение оценено величинами ~50 км для блока Лхаса, 260–280 км для Центрального Тибета и ~200 км для Цайдама и Циляншаня [50, 55, 68]. Укорочение отчасти компенсировалось продольным удлинением Тибета в восточном и юго-восточном направлении. Оно могло достигать 100–150 км [71]. Величины и возраст деформационных поднятий Тибета определялись на основе анализа находок фауны и флоры, содержания изотопов кислорода в осадках и данных трекового анализа [6]. По этим данным, высота Цайдама и Циляншаня не превышала в раннем плиоцене 1 км [51], отдельные участки Южного Тибета достигли в конце олигоцена и миоцене высоты 4.5–5 км, близкой к современной [54].

Эти ранние события не охватывали другие районы Тибета, где интенсивные поднятия имеют позднеплиоцен–четвертичный возраст. В течение последних 2.4–2.8 млн лет они оцениваются в 2.5–3.6 км на Тибете, 2.6–3.1 км в Куньлуне и 0.8–1.2 км на Тариме [61, 64]. Цайдам расположен сейчас на высотах 3–4 км, Циляншань – на высоте 4.0–4.5 км. Они поднялись на 2–3 и 3–3.5 км в позднем плиоцене и квартере, соответственно.

Тонкообломочный состав олигоцен–миоценовых моласс Афгано-Таджикской депрессии, предгорий Куньлуна и Предгималайского прогиба показывает, что рельеф источников сноса обломочного материала был не выше среднегорного. Это подтверждают особенности неогеновых палеопочв Гималаев [61]. Плиоцен–четвертичное усиление поднятий отмечено повсеместным распространением грубых моласс. В разрезах Афгано-Таджикской депрессии, пограничных с Памиром, поднятие фиксируется с начала плиоцена [56], причем на Памире оно усилилось в четвертичное время [19]. Четвертичное поднятие превысило 3 км в Гималаях [64].

Поверхность Тибета представляет собой плато, снижающееся с запада на восток от 4.5–6 до 3.5–5 км (см. рис. 4, профиль 6). На поперечных профилях поверхность плато горизонтальна, на востоке полого понижается к северу (см. рис. 4, профили 2, 3, 4). Размах высот в центре плато обычно не превышает 1 км и возрастает на запад-

ном и восточном окончаниях до 1.5 км и более, возможно, из-за эрозионного расчленения.

Обрамляющие Тибет горные системы Гималаев и Куньлуня отличаются от Тибета линейностью и большим эрозионным расчленением, отражающими складчато-надвиговую природу новейших деформаций. Эти горные системы обычно близки по высоте к Тибетскому плато, но Центральные Гималаи и Северо-Западный Куньлунь возвышаются над его поверхностью (см. рис. 4, профили 2 и 3). Сходное выражение в макро-рельефе имеют Западные Гималаи, Каракорум, Южный Памир, Заалайский хребет и Западный Тянь-Шань, тогда как Восточный Памир сходен в этом отношении с Тибетом.

Север Центральной Азии

В отличие от южной части Центральной Азии, испытавшей общее, хотя и дифференцированное новейшее поднятие, строение поверхности северной части Центральной Азии более разнообразно. Обширная Джунгарская впадина и впадины, обрамляющие восточное окончание Тянь-Шаня, не отличаются по высоте от смежной части Туранской плиты, а днище Турфанской впадины даже опущено ниже уровня моря. Вместе с тем, большая часть северного региона возвышается над соседними территориями из-за обилия деформационных поднятий и высокого положения впадин Монголии.

Горные поднятия севера Центральной Азии разделяются на три группы:

- Первой группе принадлежат линейные поднятия, образованные антиклинальными выступами фундамента (складками основания) с продольными надвигами и взбросами на крыльях и разломами разного типа в приосевой части. Антиклинальная форма поднятий выражена сводообразным изгибом доорогенной поверхности выравнивания. Таковы зоны хребтов Тянь-Шаня, развивавшиеся в условиях поперечного сжатия [21, 42]. Кулисное расположение хребтов свидетельствует о левосдвиговом смещении вдоль горной системы.

Северная часть Центрального Тянь-Шаня образована системой протяженных линейных хребтов, поднятых над прилегающими с севера территориями более чем на 3.5 км и над урезом оз. Иссык-Куль – более чем на 2.5 км (рис. 5, профиль I). Ограничивающие с севера горную систему Алма-Атинский и Северо-Тяньшаньский разломы местами имеют фестончатый рисунок, дугообразно изгибаясь к северу. Более южная часть горной системы образована линейными дугообразно изогнутыми к югу узкими хребтами и межгорными впадинами, сопряженными с продольными взбросами и взбросо-сдвигами. Водоразделы по-

вышаются к югу до 3.5–5.5 км в хребте Кокшаал, на восточном простирании которого находится горный узел Хан-Тенгри высотой до 7 км. Крутой уступ на южном склоне Кокшаала–Хан-Тенгри соответствует зоне листрического разлома, по которому Тянь-Шань надвинут на Таримский массив [63]. Южнее невысокие поднятия образованы принадлежностями антиклиналями осадочно-чехла [74].

Центральный Тянь-Шань расширяется вблизи зоны Таласо-Ферганского правого сдвига. На северо-западе увеличивается площадь хребтов-антиклиналей. Вблизи разлома некоторые из них изогнуты вправо. Относительно небольшие миндалевидные впадины кулисно надстраивают друг друга или примыкают к зоне разлома. На юго-западе площадь впадин возрастает. Поверхности их днищ достигают высоты 3–3.5 км (см. рис. 5, профиль II).

- Перемещение пород по разломам привело к образованию горных глыбовых поднятий второй группы, тогда как складчатые изгибы поверхности фундамента, если и возникали, то имели подчиненное значение. Ко второй группе относятся Горный Алтай, Западный Саян и Восточный Саян, ряд поднятий, расположенных к северо-востоку от Монгольского Алтая. Сложный рисунок поднятий и впадин во многом подчиняется древней структуре. В новейшем поле напряжений происходит частичная активизация древних швов и движения по ним. Крупные впадины (Нарынская, Курайская, Чуйская) связаны с зонами Курайско-Чуйского, Саяно-Тувинского, Чингиз-Нарынского разломов. Борта впадин подняты относительно днищ впадин на 1000 м и более. Впадины втянуты в воздымание прилегающих территорий, их краевые части частично деформированы, а сопряженные поднятия надвинуты на отложения впадин.

Алтай обладает веерообразным структурным рисунком, раскрывающимся на северо-запад. Кинематика разломов и, соответственно, морфология связанных с ними новейших структурных форм зависят от их простирания. Взбросо-надвиги и правые взбросо-сдвиги субширотного и северо-западного простираний определяют положение поднятий хребтов и крупных тектонических депрессий, а вдоль взбросо-сдвигов местами протягиваются узкие грабенообразные впадины (см. рис. 5, профили III, IV). С субмеридиональными разломами связаны сбросовые уступы и грабены растяжения типа Телецкого озера.

Для Западного Саяна и расположенного южнее Тувинского нагорья характерны крупные Саяно-Минусинский, Саяно-Тувинский, Южно-Таннуольский разломы восток–северо-восточного простирания с левыми взбросо-сдвиговыми смещениями. На субширотных участках разло-

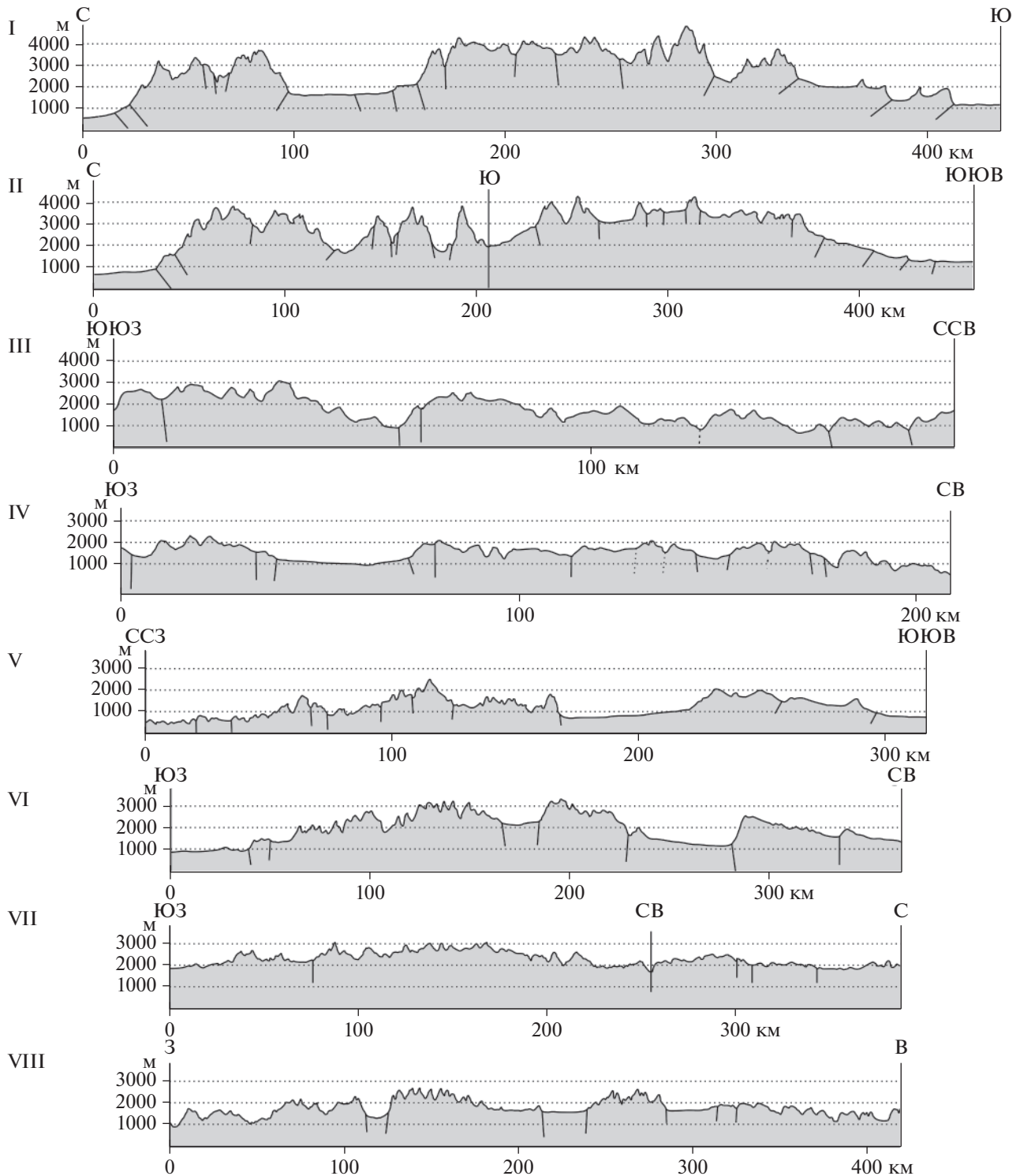


Рис. 5. Геоморфологические профили через горные системы Центральной Азии. Разломы (р.) и разломные зоны (р.з.) показаны по данным [3].
 Профили проведены через: I – Центральный Тянь-Шань, II – западную часть Центрального Тянь-Шаня, III – Горный Алтай, IV – сочленение Горного Алтая и Монгольского Алтая, V – Западный Саян и Тыву до оз. Убсу-Нур, VI – Монгольский Алтай, VII – южную часть Хангайского нагорья и зону Хангайского разлома, VIII – северную часть Хангайского нагорья.

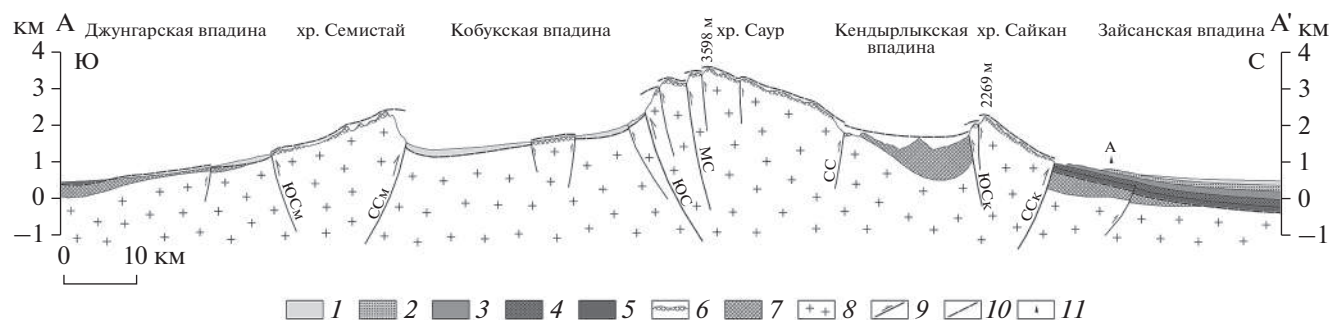


Рис. 6. Структурно-геоморфологический профиль А–А' через южную часть Зайсанской впадины, Сайкан-Саур-Семистайское поднятие и северную часть Джунгарской впадины (по данным [33], с дополнениями и изменениями). Обозначены: *разломы* ССк – Северосайканский, ЮСк – Южносайканский, СС – Северосаурский, МС – Манрак-Саурский, ЮС – Южносаурский, ССм – Северосемистайский, ЮСм – Южносемистайский; *скважина*: А – Аксыирская.

1–6 – кайнозойские отложения впадин: 1 – четвертичные, 2 – плиоценовые, 3 – миоценовые, 4 – эоцен–олигоценные, 5 – палеоценовые, 6 – палеоценовая кора выветривания; 7 – пермские и триасовые отложения; 8 – палеозойское основание; 9 – новейшие взбросы и надвиги; 10 – мел–палеогеновая поверхность выравнивания; 11 – проекция на профиль Аксыирской параметрической скважины

мов взбросо-надвиговая компонента возрастает (см. рис. 5, профиль V). Разломы наклонены на север и северо-запад и обособляют наклоненные в тех же направлениях асимметричные блоки. В Тыве и соседней части Монголии эти разломы ограничивают с севера Тувинскую и Убсунурскую впадины. Саяно-Минусинский и Саяно-Тувинский разломы протягиваются на восток в Восточный Саян, где приобретают широтное простирание, характерное и для других крупных разломов региона. К их числу относится Байкало-Мондинская левосдвиговая зона со значительной вертикальной составляющей смещений. Вдоль зоны протягиваются узкие долины-грабены.

Зоны хребтов Монгольского и Гобийского Алтая совмещают морфологические черты, присущие Тянь-Шаню и Алтае-Саянской горной системе. Продольные взбросо-сдвиги, правые в Монгольском и левые в Гобийском Алтае, ограничивают и пересекают эти зоны. Вместе с тем, обе зоны в целом и отдельные хребты демонстрируют признаки поперечных складчатых изгибов предорогеной поверхности фундамента (складок основания тяньшанского типа). Вытянутый в северо-северо-западном направлении Монгольский Алтай образует мега-антиклиналь, осложненную более мелкими поднятиями и впадинами (см. рис. 5, профиль VI). Монгольский и Гобийский Алтай сопряжены с мега-синклиналью того же порядка – Котловиной Больших озер.

Сочетание складчатого и глыбового горообразования обнаружено также в строении Саурского поднятия, расположенного между Зайсанской и Джунгарской впадинами. Индикатором его строения является положение предорогеной поверхности выравнивания, покрытой корой выветривания. В поперечном разрезе она описывает ши-

рокую дугу, осложненную новейшими разломами (рис. 6). Эта поверхность и кора выветривания вскрыты бурением в основании осевой части Зайсанской впадины на глубине 1575 м, южнее, у подножья хребта Сайкан – на глубине 250 м [13]. В поднятом крыле Северо-Сайканского взброса предорогеной поверхности поднимается по северному склону Сайкана под углом 45°. Далее она погружается в Кендырлыкской впадине, затем полого поднимается по северному склону Саура до 3840 м. На южном крутом склоне Саура, подорванным Саурским взбросо-сдвигом [33], она резко опускается до 2000 м и образует основание Кобукской наклонной впадины, погружаясь до 1200 м в ее южной части, где перекрыта маломощным неоген–четвертичным чехлом. Поверхность резко поднимается до вершинной части хребта Семистай и спускается по его пологому южному склону под Джунгарскую равнину, перекрытую новейшими отложениями. Разрез показывает новейшую складку, осложненную рамповыми впадинами.

Новейшие поднятия и впадины северной части Центральной Азии от складок основания тяньшанского типа до разделенных разломами глыбовых форм Алтае-Саянской горной системы геодинамически сходны. Кинематический анализ разломов, ограничивающих и нарушающих крупнейшие поднятия обеих групп, показал, что они возникли в условиях горизонтального сжатия. Их морфологические различия обусловлены различными свойствами деформируемой среды. Единство условий образования подчеркивается сходством строения межгорных впадин. Они, как правило, удлинены в близширотном направлении, и надвигание на их длинных бортах сопровождается деформацией осадочного чехла до вер-

тикального залегания слоев на юге Зайсанской впадины [33] и их запрокидывания на северном фланге Тянь-Шаня [32], северных бортах Тогуз-Тороуской впадины Тянь-Шаня [42] и Чуйской впадины Алтая [10]. На участке Джаламыш северного фланга Тянь-Шаня, на южном борту Зайсанской впадины и северном борту Чуйской впадины Алтая складки и надвиги в олигоценовых и неогеновых слоях несогласно перекрыты слабее деформированными четвертичными отложениями. Это доказывает, что деформация позднекайнозойских отложений происходила в условиях сжатия не только в четвертичное время усиления поднятий, но и на более ранних стадиях новейшего этапа.

• От первой и второй групп неотектонических форм отличается поднятие третьей группы – Хангайское нагорье. Оно образует в макро-рельефе меридионально удлиненный свод, разделенный широтной депрессией между Хангайским и оперяющим его Цэцэрлэгским разломами на северную и более поднятую (до 4 км) южную части (см. рис. 4, профиль 4). Южная часть свода (Хангарский хребет) слабо вытянута в северо-западном направлении. Юго-западный склон круче северо-восточного. Поверхность слабо деформирована, и ее расчлененность не превышает 500 м. Северная граница южной части свода выражена уступом, по которому поверхность понижается на 500–750 м (см. рис. 5, профиль VII). Северная часть свода, в пределах которой выделяются Тарвагатайский и Булнайский хребты, продолжается до южной Тывы. Склон свода нарушен грабенами-впадинами растяжения – Хубсугул, Дархат и Бусийнгол, примыкающими с юга к Байкало-Мондинской зоне разломов (см. рис. 5, профиль VIII). С Хангайским сводом сходен расположенный восточнее Хэнтэйский свод, меньший по размерам и высоте (см. рис. 4, профиль 10).

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Определение скоростных характеристик

Предварительные данные по строению верхней мантии Центральной Азии были получены на основе сейсмографических данных глобальной сети [30, 48, 58, 69]. По ним были построены два разреза, где показаны отклонения V_p и V_s от средних значений в процентах. На разрезах выявлено пододвигание Индийской платформы под Гималаи и юг Тибета и присутствие низкоскоростной мантии под Тибетом.

На основе объемной модели вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 (по [62]) нами были построены 12 сейсмографических разрезов мантии. Модель представляет отклонения скоростей P -волн от среднего значения (dV_p), за-

данные в процентах. При ее расчете использовались времена вступления различных фаз преломленных волн на различных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий. Модель MIT-P08 имеет переменную детальность, зависящую от плотности приемных станций и сейсмических событий, и содержит улучшенное отображение верхней мантии сейсмически активных поясов, в том числе, исследуемого региона. Построенные разрезы продольны или поперечны к тектоническим зонам региона (рис. 7). В его пределах они совпадают с рассмотренными выше геоморфологическими профилями и имеют те же номера. Построены также ответвления $1a$ и $6a$ разрезов 1 и 6 (см. рис. 7). Использован программный модуль со-автора С.Ю. Соколова, с помощью которого, в отличие от стандартных программных средств, разрезы строились вдоль заданных произвольных профилей, состоящих из цепочек координатных пар, не лежащих на линии большого круга.

Структурные обрамления Центральной Азии

В литосфере северной части Индийской платформы скорости сейсмических волн повышены на глубинах до 50–75 км. В нижележащей мантии скорости понижены до глубин 750–800 км (рис. 8 и рис. 9). Перед фронтом Гималаев мощность верхнего высокоскоростного слоя возрастает до 300 км (рис. 10, разрез 4, см. рис. 9, разрез 2).

На юге западного обрамления Центральной Азии подошва верхнего высокоскоростного слоя, расположенная в смежной части Туранской плиты на глубине 150–200 км, погружается до 250 км в южной части Афгано-Таджикской депрессии и достигает глубин 550–600 км в области Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений (рис. 11, разрез $6a$). Ниже выделяется низкоскоростной слой, который под Афгано-Таджикской депрессией охватывает глубины 250–750 км с минимумом на уровне ~500 км и сокращается до интервала глубин 600–800 км под Гиндукушским мегаочагом.

В плитной части эпипалеозойской Туранской платформы, верхний высокоскоростной слой продолжается до глубин 200–250 км, а на глубинах 250–750 км скорости понижены (см. рис. 11, разрез 6). Этот низкоскоростной слой расширяется к северу на всю верхнюю мантию (рис. 12, разрез 7), но к востоку верхний высокоскоростной слой распространяется до 500 км в Илийской впадине и 600 км в Южном Прибалхашье (см. рис. 12, разрез 8). Под оз. Балхаш скорости понижаются на глубинах 150–400 км. Под Казахским щитом скорости более или менее повышены в верхней мантии до глубин 500–600 км (рис. 13, разрез 9, см. рис. 8, см. рис. 12, разрез 8).

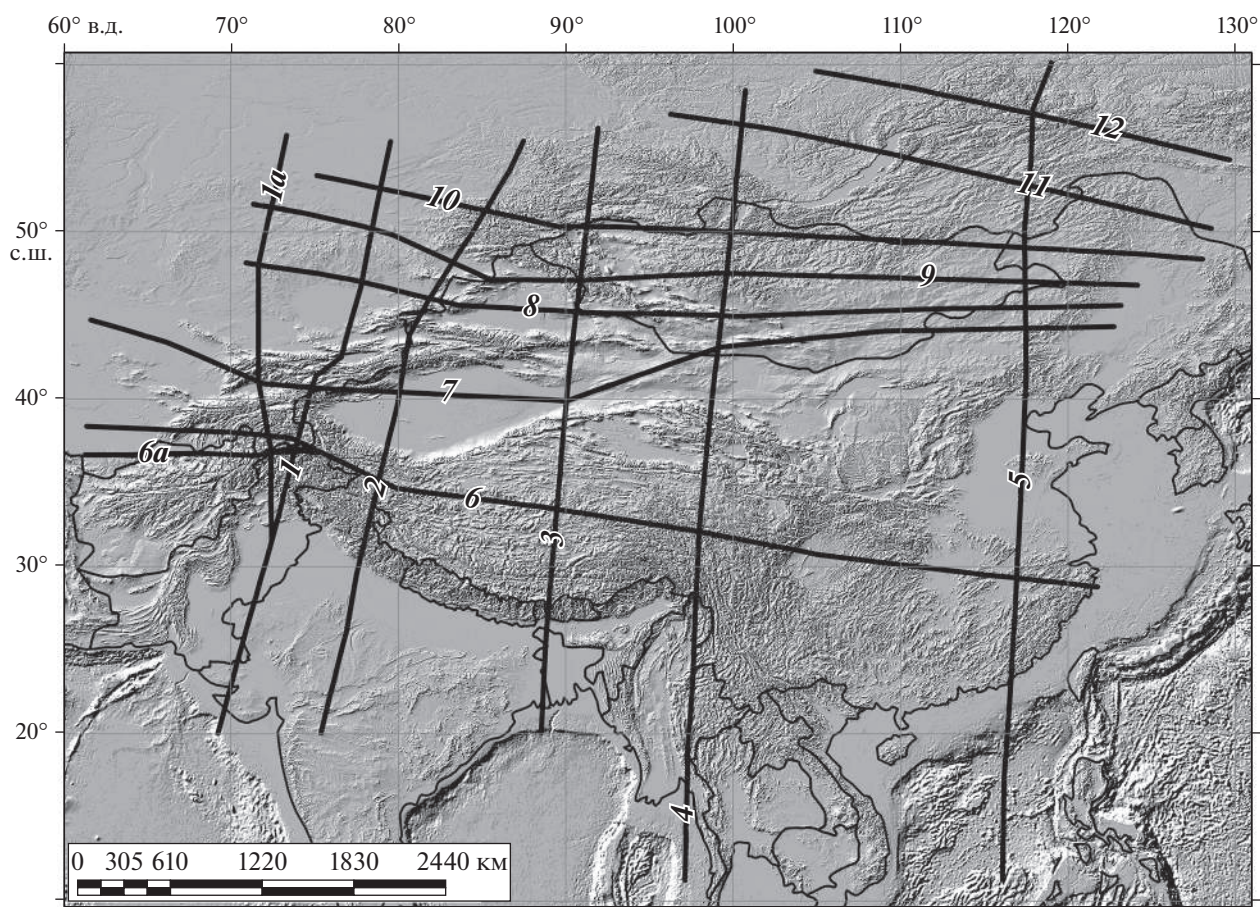


Рис. 7. Положение сейстотомографических разрезов dV_p верхней мантии в регионе Центральной Азии, совмещенных с геоморфологическими профилями (построены по сейстотомографической модели МПТ-Р08, по [62]).

Верхнюю мантию юга Западной Сибири отличают высокие скорости сейсмических волн на глубинах до 600 км (см. рис. 8, см. рис. 9, разрез 2, см. рис. 13, разрез 10). Восточнее, на границе с Западным Саяном, этот высокоскоростной слой распространяется до 700 км и перекрыт умеренно низкоскоростным слоем мощностью до 200 км (см. рис. 9, разрез 3). На границе с Восточным Саяном высокоскоростная верхняя мантия Сибирской платформы прослеживается до глубины 1100 км (см. рис. 10, разрез 4).

Южно-Китайская платформа под Сычуанской впадиной и невысокими поднятиями сразу к востоку от нее характеризуется высокоскоростной мантией на глубинах до 400 км (см. рис. 11). Каледониды, расположенные южнее Южно-Китайской платформы, отличаются низкоскоростной мантией на глубинах от 50–100 до 450 км, причем скорости наиболее понижены глубже 250 км (см. рис. 10, разрез 5). Под Северо-Китайской платформой доминирует высокоскоростная верхняя мантия, но в районе г. Пекина до глубины 500 км выделяется объем с пониженными скоростями сейсмических волн.

Восточнее горных сооружений Тянь-Шаня и Бэйшаня верхняя мантия характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн (см. рис. 12, разрез 7). Восточнее Гобийского Алтая и Хангайского нагорья граница Центральной Азии выражена меридиональной зоной повышенных скоростей сейсмических волн, которая прослеживается на глубину до 700 км и южнее оз. Байкал наклонена на восток (см. рис. 12, разрез 8, см. рис. 13). Восточнее высокоскоростной зоны область пониженных значений скоростей под Хэнтэйским сводом и его южным обрамлением распространяется вглубь до 700–750 км и на глубине ~800 км, вероятно, соединяется с более обширным низкоскоростным объемом под Хангайским сводом и Гобийским Алтаем (см. рис. 12, разрез 8, см. рис. 13, разрез 9). Под Большим Хинганом, сейсмические скорости в мантии повышены на глубинах до 400–600 км; значения скоростей и глубина их распространения возрастают далее к востоку (см. рис. 10, разрез 5, см. рис. 12, см. рис. 13).

Подтверждены результаты более ранних исследований [14, 25, 27, 75, 78], что Байкальская

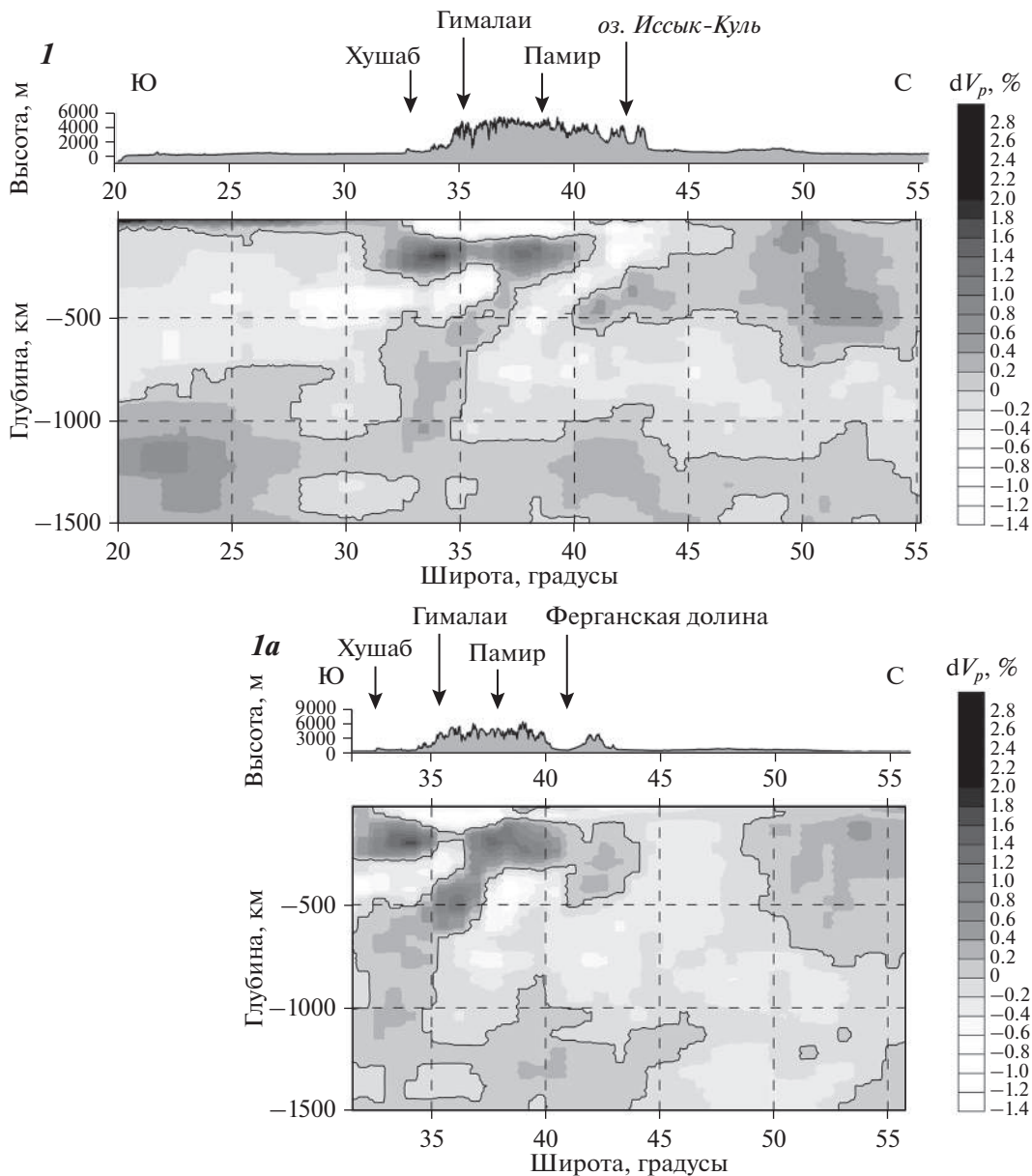


Рис. 8. Субмеридиональные сейсмотомографические разрезы через Памиро-Пенджабский синтаксис и восточную часть Туранской плиты:

I: от Индийской платформы через Западные Гималаи, Каракорум, Восточный Памир, Центральный Тянь-Шань и восточную часть Туранской платформы до юга Западной Сибири;

Ia: через западное окончание Гималаев, Гиндукуш, Памир, Западный Тянь-Шань и Туранскую платформу.

рифтовая зона отделяет высокоскоростную верхнюю мантию Сибирской платформы от низкоскоростной мантии Забайкалья, и этот низкоскоростной слой, погружаясь, продолжается в сторону Японского моря. Верхние 150 км мантии Забайкалья характеризуются пониженными скоростями сейсмических волн. Этот слой, возможно, соединен каналом с более обширным низкоскоростным слоем на глубинах 450–800 км, который погружается на восток и под Зейской впадиной охватывает глубины 950–1400 км (рис. 14, разрез *11*). Севернее, под Становым хребтом и

Алданским щитом скорости в мантии повышены, выделяется небольшой объем пониженных сейсмических скоростей южнее Станового хребта на глубинах 50–200 км (см. рис. 14, разрез *12*). Слабее выражен низкоскоростной слой, погружающийся к юго-востоку от 450–700 км до 750–900 км и продолжающий аналогичный слой разреза *11* (см. рис. 14). По этому слою, ограниченному с севера и юга объемами высокоскоростной мантии, низкоскоростной мантийный материал проник в Забайкалье.

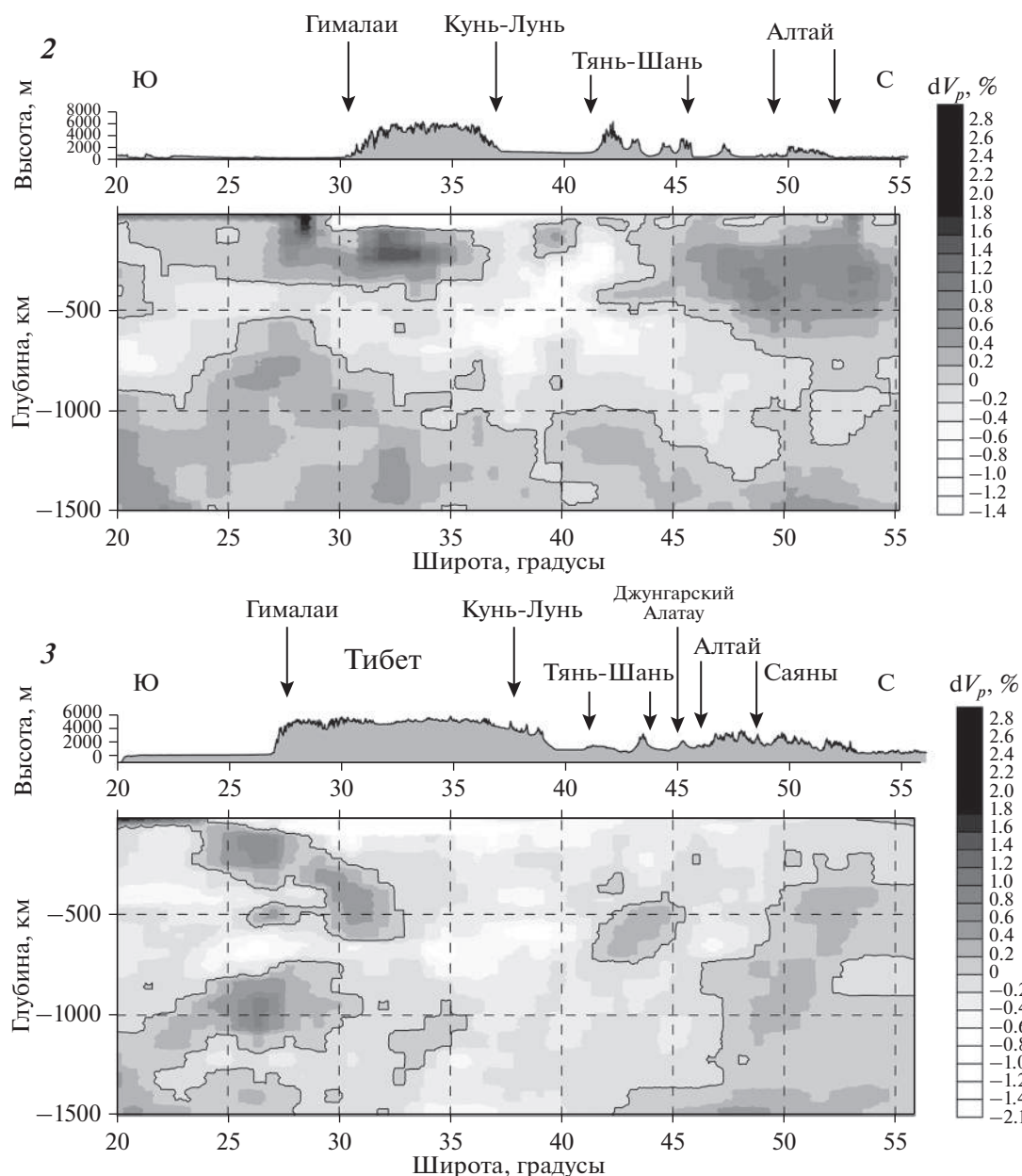


Рис. 9. Субмеридиональные сейсотомографические разрезы через западную и центральную части Центральной Азии: 2 – от Индийской платформы через Гималаи, Западный Тибет, Тарим, Центральный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау и Горный Алтай до юга Западной Сибири; 3 – от Индийской платформы через Гималаи, Тибет, Восточный Тянь-Шань, Монгольский Алтай и Западные Саяны до юга Западной Сибири.

Внутренние области Центральной Азии

Высочайшие горные сооружения региона – Памир, Гиндукуш, Каракорум, Западный Кунь-лунь и Тибет кроме его восточного окончания – отличаются резко пониженными скоростями сейсмических волн в литосфере выше 100 км. В пределах Памиро-Пенджабского синтаксиса высокоскоростной слой на глубинах от 100 до 250–300 км погружается под указанный низкоскоростной слой в южных предгорьях Западных

Гималаев и протягивается до Внешней зоны Памира (см. рис. 8, разрез 1). Этот слой продолжает верхний высокоскоростной слой Индийской платформы и соединяется на севере с высокоскоростным объемом, который от южного горного обрамления Ферганской впадины погружается на юг до 1100 км. Под западным окончанием Гималаев мощность слоя сокращается до интервала глубин 200–250 км (см. рис. 8, разрез 1а).

Восточнее (см. рис. 9, разрез 2) высокоскоростной слой Индийской платформы, охватыва-

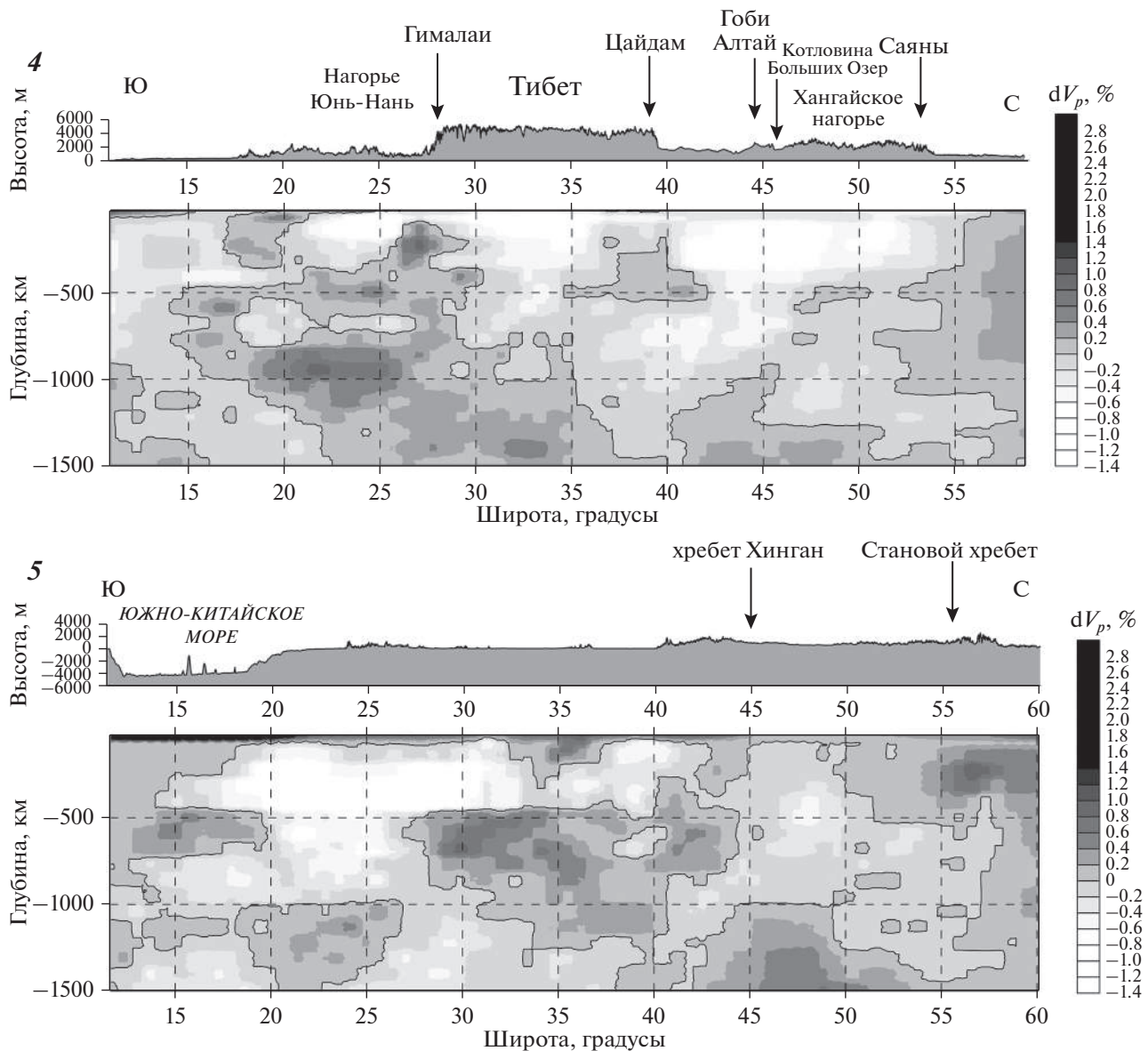


Рис. 10. Субмеридиональные сейсмотомографические разрезы через восточную часть Центральной Азии и при-Тихоокеанское обрамление:
 4 – от Мьянмы через Ассамские Гималаи, Восточный Тибет, Циляншань, Гобийский Алтай, Хангайское нагорье и Восточные Саяны до Сибирской платформы;
 5 – от Южно-Китайского моря через Южно-Китайские каледониды, Южно-Китайскую и Северо-Китайскую платформы и Забайкалье до Сибирской платформы.

ющий верхние 70 км, утолщается в предгорьях Гималаев и распространяется под Гималаи и Западный Тибет до границы с Куньлунем. Подошва высокоскоростного слоя находится на глубине 400 км и достигает 450 км под Тибетом. Далее к востоку этот слой погружается под углом $\sim 30^\circ$ от 70–100 до 300–350 км под Гималаями и 600 км под блоком Лхаса Тибета (см. рис. 9, разрез 3). Под Ассамскими Гималаями, высокоскоростной объем охватывает глубины 100–350 км и не продолжается далеко на север (см. рис. 10, разрез 4). Ниже высокоскоростного слоя на разрезах 1–3

выделяется относительно низкоскоростной слой, продолжающийся до 700–800 км под Индийской платформой. В Памиро-Пенджабском синтаксисе слой выклинивается, а под Гималаями и Южным Тибетом утоняется, расширяясь под западом Тибета до интервала глубин 400–700 км.

Под остальной территорией Тибета верхняя мантия характеризуется существенно пониженными скоростями сейсмических волн на всю глубину до 700–800 км с небольшими объемами, где скорость повышается до средних значений (см. рис. 9, разрез 3, см. рис. 10, разрез 4, см. рис. 11,

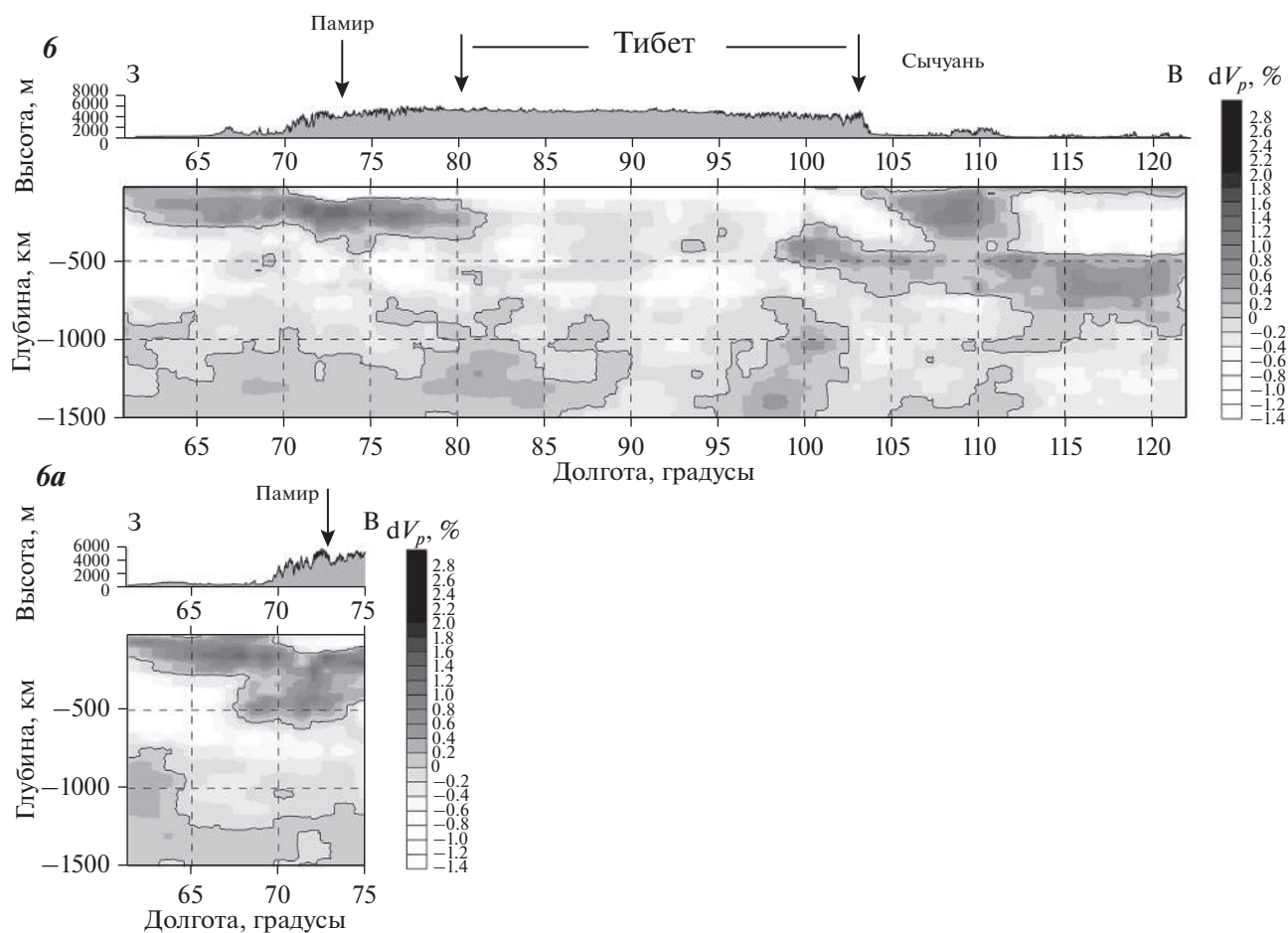


Рис. 11. Субширотные сейсотомографические разрезы через южную часть Центральной Азии: **б** – от юга Туранской платформы через Афгано-Таджикскую депрессию, Памир и Тибет до Южно-Китайской платформы; **ба** – через Банди-Туркестан, Западный Гиндукуш и Каракорум до Западного Тибета.

разрез **б**). Ниже область пониженных скоростей сужается в виде воронки, достигающей глубины 1600 км под центром Тибета. Под горами Цайдама и Циляншаня слабо пониженные скорости отмечены на глубинах до 200 км. Ниже, до 500–600 км, находится объем мантии с повышенными скоростями, а под ним до глубин 700–800 км скорости слабо понижены (см. рис. 10, разрез **4**).

Под западной частью Таримской впадины слабо повышенные и повышенные значения сейсмических скоростей установлены на глубинах до 150–200 км, а ниже, до 650–750 км, скорости понижены (см. рис. 9, разрез **2**, см. рис. 12, разрез **7**). Под восточную часть впадины до глубины ~1000 км продолжается со стороны Тибета относительно низкоскоростная мантия, внутри которой на глубинах 350–500 км выделяется объем со слабо повышенными значениями скоростей (см. рис. 9, разрез **3**).

В Западном Тянь-Шане выделяется объем мантии с повышенными значениями сейсмических скоростей, который погружается на юго-во-

сток от 150–250 км под северо-западным обрамлением Ферганской впадины до 300–450 км под самой впадиной (см. рис. 8, разрез **1а**, см. рис. 12, разрез **7**). Под Центральным Тянь-Шанем верхи мантии характеризуются пониженными сейсмическими скоростями на глубинах до 200–400 км. Под этот слой от северного фланга Тянь-Шаня погружается до глубин 450–500 км клин высокоскоростной мантии (см. рис. 8, разрез **1**, см. рис. 9, разрез **2**). Выявлено также погружение высокоскоростной мантии Тарима под западную часть Центрального Тянь-Шаня на глубинах 100–200 км (см. рис. 12, разрез **7**). Восточный (китайский) Тянь-Шань характеризуется слабо пониженными значениями скоростей до ~400 км. На глубинах 450–700 км выделяется высокоскоростной объем, наклоненный на юг (см. рис. 9, разрез **3**). Вероятно, он соответствует клину высокоскоростной мантии под более западными частями Тянь-Шаня. Расположенный ниже слой слабо пониженных скоростей продолжается до глубины ~1000 км. Далее к востоку, под Бэйшанем,

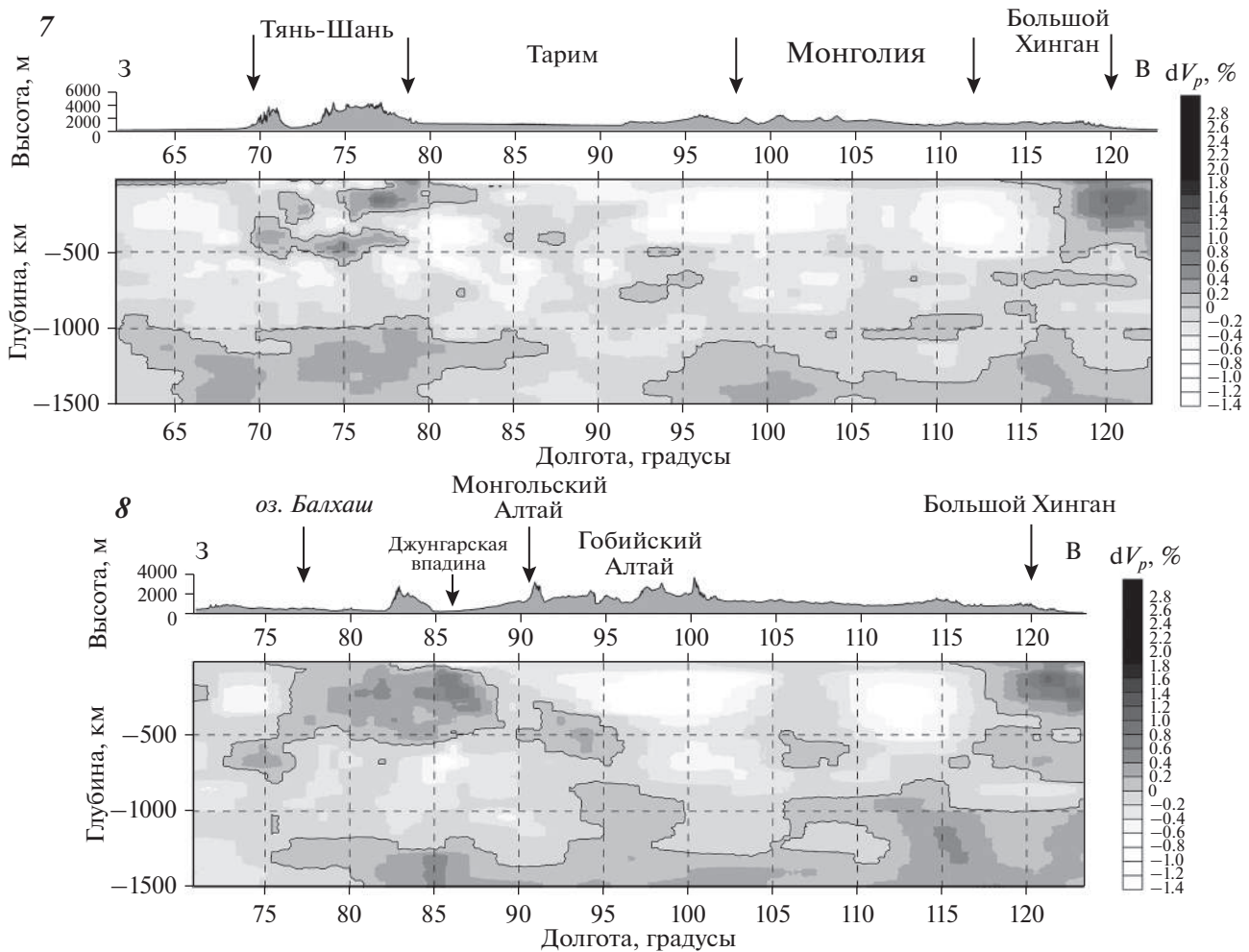


Рис. 12. Субширотные сейсмотомографические разрезы через срединную часть Центральной Азии: 7 – от Туранской платформы через Западный Тянь-Шань, Ферганскую впадину, Тарим, Восточный Тянь-Шань и Бэйшань до Большого Хингана; 8 – от Казахского щита через Джунгарский Алатау, Джунгарскую впадину и Гобийский Алтай до Большого Хингана.

низкие значения скоростей характерны для верхних 400 км мантии, а ниже до 900 км преобладают слабо пониженные скорости (см. рис. 12, разрез 7). Эта низкоскоростная область верхней мантии обособлена от низкоскоростной мантии Восточного Тибета объемом со слабо повышенными значениями скоростей на глубинах до 500–600 км под Цайдамом, Циляншанем и восточным продолжением Таримской впадины, однако ниже связь между двумя низкоскоростными областями возможна (см. рис. 10, разрез 4).

Под Джунгарским Алатау средние и слабо повышенные скорости сейсмических волн характеризуют глубины 100–400 км, тогда как ниже, на глубинах 500–800 км, скорости слабо понижены (см. рис. 9, разрез 2). Под Сауром высокие скорости установлены на глубинах до 450 км, а ниже, до 700 км, скорости слабо понижены (см. рис. 13, разрез 9). Под наиболее опущенной западной частью Джунгарской впадины сейсмические скоро-

сти повышены на глубинах до ~500 км (см. рис. 12, разрез 8). Под относительно поднятым восточным краем впадины на тех же глубинах доминируют слабо пониженные скорости.

Под Горным Алтаем и его северными предгорьями сейсмические скорости повышены до глубины 600 км, а ниже имеют средние значения (см. рис. 9, разрез 2, см. рис. 13, разрез 10). Под Западным Саяном и Монгольским Алтаем скорости слабо понижены на глубинах до 450–500 км (см. рис. 9, разрез 3). Под северо-восточными предгорьями Монгольского Алтая и котловиной Больших Озер слабо пониженные значения скоростей выявлены на глубинах до 300 км, а ниже, до 750 км, скорости повышены. Юго-восточнее под котловиной Больших Озер скорости понижаются, наиболее низкие значения установлены на глубинах 150–400 км (см. рис. 13, разрез 9). На юго-востоке Монгольского Алтая слабо пониженные скорости сменяются пониженными под

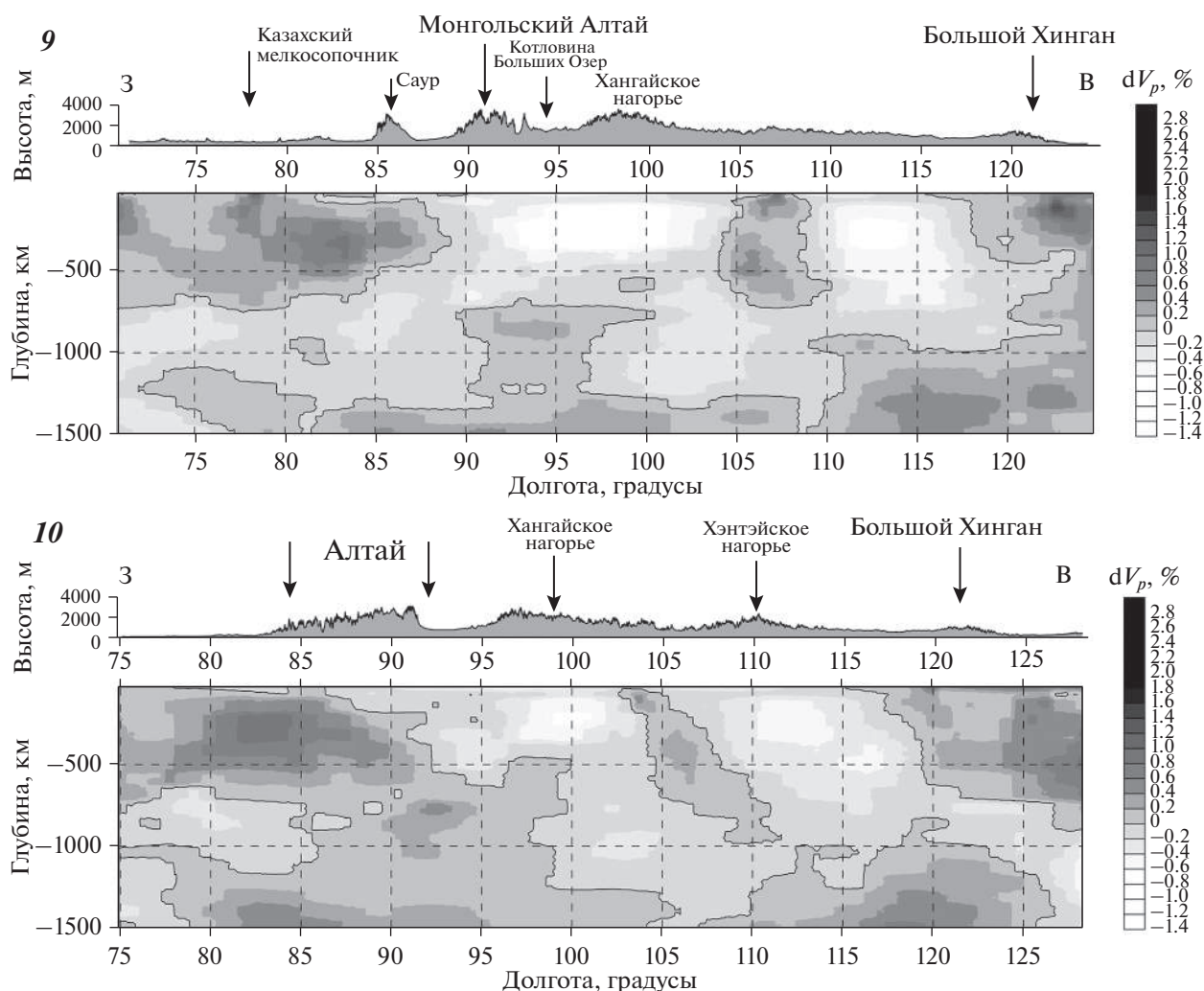


Рис. 13. Субширотные сейсотомографические разрезы через северную часть Центральной Азии: **9** – от Казахского шита через Саур, Монгольский Алтай, Хангайское и Хэнтэйское нагорья до Большого Хингана; **10** – от юга Западной Сибири через Горный Алтай, Хангайское и Хэнтэйское нагорья до Большого Хингана.

котловиной Больших Озер, подошва слоя с пониженными скоростями погружается к северо-востоку от 250 до 450 км (см. рис. 12, разрез **8**). Под Гобийским Алтаем низкие скорости выявлены на глубинах до 400–450 км (см. рис. 10, разрез **4**). Область пониженных скоростей распространяется до глубины 1000 км, постепенно сокращаясь. Восточнее на глубинах 850–1000 км скорости слабо понижены (см. рис. 12, разрез **8**).

Под Хангайским нагорьем скорости сейсмических волн существенно понижены до глубин 480 км на юге и 400 км на севере, причем особенно низкие значения скоростей установлены посередине слоя (см. рис. 13). На севере низкоскоростной слой достигает Тывы. Под зоной Хангайского разлома скорости несколько возрастают, сохраняя пониженные значения. Низкоскоростной слой под южной частью нагорья продолжается на юг до Гобийского Алтая. Под самим наго-

рьем область пониженных скоростей, сокращаясь в размерах, прослеживается до глубины ~800 км, а слабо пониженных скоростей – до 1250 км. Под Восточным Саяном слабо пониженные скорости до 400 км сменяются средними значениями скоростей на больших глубинах (см. рис. 10, разрез **4**).

СОПОСТАВЛЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ С НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В данной работе мы использовали скорости распространения продольных сейсмических волн для анализа процессов, происходящих в верхней мантии. Как показали сопоставления сейсмических и гравиметрических данных, повышение скоростей сейсмических волн отражает уплотнение горных пород, понижение – их разуплотнение. Изменения плотности связаны с изменениями

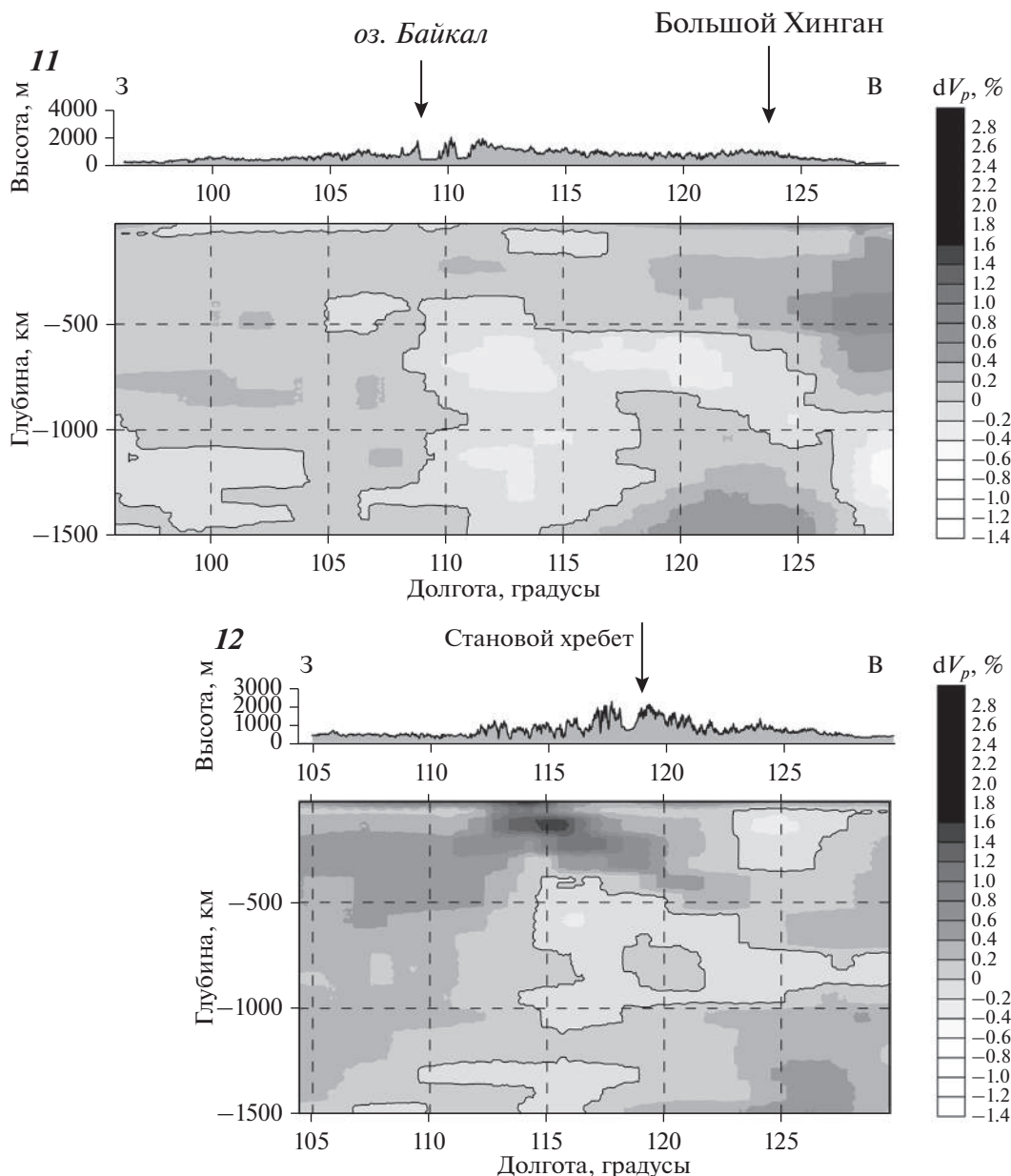


Рис. 14. Субширотные сейсмотомографические разрезы через Байкальскую рифтовую зону и Становое нагорье: **11** – от Сибирской платформы через Байкал и Забайкалье до Зейской впадины; **12** – от Сибирской платформы через Становой хребет до его южных предгорий.

температурного градиента, стресса или глубины залегания пород, что приводит к минеральным преобразованиям и появлению флюидов в результате дегидратации.

Под северной частью Индийской платформы выделяются высокоскоростной литосферный слой мощностью до 75–100 км, а под ним до глубин 750–800 км – верхняя мантия с пониженными скоростями, которую мы рассматриваем как подлитосферный поток, распространяющийся от Эфиопско-Афарского суперплюма. Представленные разрезы показывают, что почти повсеместно под Центральной Азией присутствуют

объемы верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн. Их можно рассматривать частично как продолжение верхнемантийных потоков от Эфиопско-Афарского суперплюма, проникающих в регион не только со стороны Индийской платформы, но местами и со стороны Туранской плиты, о наличии потоков под которой свидетельствуют низкоскоростные объемы мантии, обнаруженные на глубинах 250–750 км под высокоскоростным литосферным слоем.

Происхождение неотектонических деформаций и поднятий Центральной Азии различно и связано со строением и эволюцией верхней ман-

тии. Наибольшее воздействие на режим новейших вертикальных движений, помимо деформационного изменения мощности и вещественного преобразования земной коры, оказывает плотность мантии выше ее переходного слоя, т.е. в верхних 400–450 км. На этой глубине строение мантии существенно изменяется как на границах Центральной Азии, так и внутри нее, при переходе от одной неотектонической зоны к другой.

В областях, сложенных высокоскоростной мантией, подлитосферные потоки на указанных глубинах не выделяются. На обрамлениях Центральной Азии повышенные скорости сейсмических волн выявлены на глубинах до 400–600 км под Южным Прибалхашьем, Казахским щитом, южной частью Западно-Сибирской плиты, Становым хребтом, Большим Хинганом, Сычуаньской впадиной Южно-Китайской платформы и достигают глубин 800–1200 км под Сибирской и Северо-Китайской платформами.

Под краевыми горными системами Центральной Азии высокоскоростные объемы продолжаются на глубины до 400–500 км под Джунгарским Алатау и западной частью Джунгарской впадины, Сауром, северо-западной частью Монгольского Алтая и до 600 км под Горным Алтаем. По-видимому, в этих районах основным источником поднятий является коллизионное сжатие блоков литосферы, не охватившее Джунгарскую впадину.

Перед фронтом Гималаев высокоскоростной литосферный слой Индийской платформы утолщается до 200–300 км и продолжается под разуплотненную литосферу Гималаев и более северных зон. Он достигает Внешней зоны Памира под восточной частью Памиро-Пенджабского синтаксиса, Западного Куньлуна под западом Тибета и блока Лхаса под Центральным Тибетом (см. рис. 8, см. рис. 9). Этот слой рассматривается нами как слэб, возникший при пододвигании литосферы Индийской платформы под более северные зоны. В процессе пододвигания высокоскоростной слой был утолщен деформацией сжатия и его наращиванием метаморфически уплотненными породами корового происхождения. В Гиндукуше уплотненные породы опустились до 550 км (см. рис. 11, разрез *ба*), обусловив активность Гиндукушского мегаочага промежуточных землетрясений. Пододвинутый слэб залегает полого под Западными Гималаями и их северным обрамлением, но восточнее его наклон возрастает до 30°. Под Ассамскими Гималаями значительного пододвигания не выявлено. Метаморфическое уплотнение пород слэба сопровождалось их дегидратацией и выделением флюидов, вызвавших резкое разуплотнение литосферы, что стало главной причиной поднятия Каракорума, Памира, Гималаев, Западного Тибета и Западного Куньлуна в плиоцен–квартере.

Обнаружены и другие неоднородности верхней мантии, интерпретированные как пододвинутые слэбы. Им принадлежит высокоскоростной слой, погружающийся на юг от южного горного обрамления Ферганской впадины до глубины 1100 км (см. рис. 8, разрез *л*). Реликтом субдуцированного слэба может быть высокоскоростной объем, наклоненный на юго-восток от глубин 150–250 км под северо-западным обрамлением Ферганской впадины до 300–450 км под самой впадиной (см. рис. 8, разрез *ла*). Такое же происхождение имеет клин высокоскоростной мантии, погружающийся с севера под разуплотненную мантию Центрального Тянь-Шаня до глубин 450–500 км и его продолжение под Восточным Тянь-Шанем на глубинах 450–700 км (см. рис. 9). Вероятно, все эти высокоскоростные объемы являются реликтами зон субдукции разных стадий развития океана Палеотетис. В отличие от них, пододвигание высокоскоростной мантии Тарима под западную часть Центрального Тянь-Шаня на глубинах 100–200 км (см. рис. 12, разрез *7*) является неотектоническим образованием.

Важнейшая особенность Центральной Азии – широкое распространение областей с низкоскоростной верхней мантией. Пониженные сейсмические скорости характеризуют Центральный и Восточный Тянь-Шань на глубинах до 300–400 км, а слабо пониженные скорости – Монгольский Алтай до 450–500 км и Западный Саян – до 450 км.

Под большей частью Тибета (кроме его западного окончания и блока Лхаса) ниже резко разуплотненного литосферного слоя скорости существенно понижены до глубин 700–800 км, причем верхние 200–300 км отличаются наиболее низкими скоростями. На этих глубинах подлитосферный низкоскоростной слой распространяется в Восточный Тянь-Шань, но прерывается под Цайдамом, Циляншанем и его предгорьями, где на глубинах 200–550 км скорости повышены. Восточное окончание низкоскоростного слоя погружается под край Сычуаньской впадины.

Поскольку под Гималаями и блоком Лхаса низкоскоростной слой соединяется на глубинах 600–700 км с низкоскоростной верхней мантией Индийской платформы, его можно было бы считать продолжением верхнемантийного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма [30]. Однако большая мощность низкоскоростного слоя под Тибетом указывает на то, что этого источника недостаточно. Под северо-восточной половиной Тибета низкоскоростные объемы продолжают до глубины 1600 км в виде воронки, основание которой смещено относительно ее центра на юго-запад (см. рис. 9, разрез *3*, см. рис. 10, разрез *4*, см. рис. 11, разрез *б*). По-видимому, воронка со-

ответствует плюму, восходящему от средних глубин мантии, существование которого предполагалось ранее [24]. Разуплотнение верхней мантии под Центральным и Восточным Тибетом стало главной причиной интенсивного поднятия в плиоцен—квартере.

Кроме Тибета, крупная область с низкоскоростной мантией на глубинах до 400—450 км охватывает Бэйшань, Гобийский Алтай, юго-восточную часть котловины Больших Озер и Хангайское нагорье до Тывы. Наиболее низкие скорости установлены на глубинах 200—300 км. Под южной частью Хангайского нагорья подошва слоя понижается до 480 км. Как и под Тибетом, ниже этого слоя выявлен постепенно сужающийся книзу объем мантии с пониженными сейсмическими скоростями, слабо удлиненный в меридиональном направлении от Гобийского Алтая, где он прослежен до глубины ~1000 км, до южной части Хангайского нагорья, где он достигает 1250 км. По-видимому, выделенный низкоскоростной объем также соответствует плюму, восходящему с глубин ниже переходного слоя мантии. Ранее его существование можно было предполагать на основе данных о присутствии низкоскоростных объемов мантии на глубинах около 600 км [76]. Данные нашего исследования выявили строение плюма более полно. Плюм обеспечил вынос горячего глубинного материала, что стало причиной сводового поднятия Хангайского нагорья и новейшего базальтового вулканизма [43], Вулканические проявления датированы поздним олигоценом—средним миоценом в Гобийском Алтае и омолаживаются до миоцена—квартера на Хангайском нагорье и его северном обрамлении [26]. Отмечены унаследованность новейшего вулканизма от более ранних вулканических проявлений, начиная с мела, и их принадлежность плюмовому магматизму по петролого-геохимическим характеристикам [44, 70]. Плюм меньшего размера выделяется под Хэнтэйским нагорьем и его южными предгорьями в Восточной Монголии. Он прослежен до глубин 750—800 км, где соединяется с Хангайским плюмом (см. рис. 13).

Таким образом, новейшие поднятия Центральной Азии имеют различные причины. В центре и на востоке главной причиной поднятия является разуплотнение литосферы и подлитосферной мантии в результате разогрева и вещественных преобразований под действием подлитосферных потоков и местных внутримантийных плюмов. Плюмы обусловили поднятие Тибета и Хангайского нагорья. Верхнемантийные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма и локальных плюмов вызвали разуплотнение литосферы и верхов подлитосферной мантии Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая, что повысило их способность к изгибным деформациям фундамента. На ранних стадиях

новейшего этапа здесь возникли складки основания, а в плиоцен—квартере их дополнило интенсивное общее поднятие.

Иные источники вызывали деформирование областей с высокоскоростной и, соответственно, более плотной мантией. Интенсивное движение к северу Индийской платформы и пододвигание ее плотной верхней мантии под Гималаи и прилегающие районы Каракорума, Гиндукуша, Памира, Западного и Южного Тибета сопровождалось ее прогрессирующим метаморфизмом, который приводил к дегидратации и поступлению флюидов в литосферу. На ранних стадиях новейшего этапа это способствовало гранитообразованию, интенсивным складчато-надвиговым деформациям и локальным деформационным поднятиям, а в плиоцен—квартере — общему поднятию горных систем. В более северных горных системах с уплотненной верхней мантией (Западный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Саур, Горный Алтай) коллизионное взаимодействие литосферных блоков также вызывало возникновение деформационных поднятий, но их высота, как правило, уступала высоте хребтов с разуплотненной верхней мантией. Глыбовые структурные формы более характерны для горных систем с уплотненной мантией. В Монгольском Алтае сочетаются черты изгибной и глыбовой структуры.

Проникавшие с юга верхнемантийные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма прослежены под Центрально-Азиатским регионом до Монгольского Алтая. На востоке Азии выделены мантийные потоки со стороны Тихого океана [14, 60]. Нам удалось идентифицировать их следы под южно-китайскими каледонидами и в Забайкалье. Их распространению препятствовала высокоскоростная верхняя мантия под Большим Хинганом и Китайскими платформами. Центральной Азии эти потоки не достигали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Центральную Азию отличает от смежных сегментов Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового подвижных поясов более высокое гипсометрическое положение, что обеспечивается присутствием более высоких горных систем, плато и нагорий, а также относительным поднятием равнин. Центральная Азия разделяется на субширотные тектонические зоны, возраст становления континентальной коры которых омолаживается к югу от позднего докембрия до эоцена. Зоны продолжают за пределы Центральной Азии. Следовательно, ее относительное поднятие является более поздним — олигоцен—четвертичным, неотектоническим образованием. На ранних стадиях новейшего этапа развивались отдельные деформационные поднятия, а в плиоцен—четвертичное

время произошел более быстрый общий подъем горных систем.

Закрытие Неотетиса замедлило дрейф Индийской платформы, и двигавшие ее подлитосферные потоки распространились под Центральную Азию, что в зависимости от условий по-разному отразилось на особенностях новейшей структуры и горообразовании.

На южном фланге Центральной Азии произошло пододвигание высокоскоростной верхней мантии Индийской платформы под Гималаи и более северные тектонические зоны до Внешней зоны Памира, Западного Куньлуна и блока Лхаса. Пододвигавшиеся горные массы испытывали метаморфизм, сопровождавшийся их дегидратацией и поступлением флюидов в литосферу. Это привело к ее разуплотнению, что на ранних стадиях новейшего тектогенеза способствовало гранитообразованию и складчато-надвиговым деформациям, а в плиоцен–квартере – значительному поднятию территории.

В Тянь-Шане выявлено несколько высокоскоростных слэбов, которые, вероятно, являются реликтами палеозойских зон субдукции. Они препятствовали продвижению подлитосферных потоков и могли служить источниками складчато-надвиговых деформаций в земной коре. Под некоторыми горными системами северо-западной периферии Центральной Азии (Джунгарский Алатау, Саур, Горный Алтай и северо-запад Монгольского Алтая) верхняя мантия уплотнена и не подверглась воздействию подлитосферных потоков. Определяющим источником новейших деформаций здесь стало коллизионное взаимодействие литосферных блоков.

В отличие от перечисленных областей, на большей части Центральной Азии скорости сейсмических волн и, соответственно, плотности литосферы и верхов мантии понижены. Под Центральным и Восточным Тибетом и Хангайским нагорьем источниками разуплотнения являются внутримантийные плюмы. Тибетский плюм прослежен с глубины ~1600 км, а Хангайский – 1250 м. Под воздействием Тибетского плюма произошло разуплотнение литосферы и уникальный по амплитуде подъем Тибетского плато. Хангайский плюм с его Хэнтэйским ответвлением вызвал поднятие обеих нагорий и интенсивный базальтовый вулканизм, который в разные эпохи новейшего этапа проявился на территории от Гобийского Алтая до Тывы и Прибайкалья.

Воздействие подлитосферных потоков, распространявшихся от Эфиопско-Афарского суперплюма и внутримантийных плюмов, вызвало разуплотнение и понижение сейсмических скоростей в верхах мантии Центрального и Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и отчасти Монгольского Алтая. На ранних стадиях новейшего

этапа разуплотнение литосферы обусловило способность фундамента к изгибным (складчато-надвиговым) деформациям. В плиоцен–четвертичное время разуплотнение усилилось вещественными преобразованиями низов коры и верхов мантии, что вызвало резкое усиление общего поднятия и формирование современных горных систем.

Благодарности. При подготовке статьи С.Ю. Соколов составил и интерпретировал скоростные разрезы верхней мантии региона. Д.М. Бачманов составил тектоническую карту и геоморфологические профили Центральной Азии. С.А. Соколов исследовал новейшую структуру Тянь-Шаня и Алтае-Саянской горной системы. Я.И. Трихунков проанализировал новейшую структуру Зайсанской впадины и Саура. В.Г. Трифонов выполнил сравнительный анализ новейших структурных форм региона, истории их развития и соотношения со строением верхней мантии.

Финансирование. Данные по новейшим впадинам на северо-западной границе Центральной Азии получены при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00441. Данные по тектонической зональности региона получены в рамках работ по бюджетной теме № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Данные по неотектонике и глубинному строению Центральной Азии проанализированы и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073-п.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (*Киргизия*) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
2. *Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С.* О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1972. С. 106–107.
3. База данных активных разломов Евразии. – М.: ГИН РАН, 2020. URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html> (Дата запроса: 12.10.2020).
4. *Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А.* Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
5. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. – Моссаковский А.А. (ред.). – М.: ГЕОС, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. 2006. Вып. 570).
6. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. – Ю.Г. Леонов (ред.). – М.: ГЕОС, 2012. 188 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 603).
7. *Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я. и др.* О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты р. Калмакпай (Зайсанская впадина,

- Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. № 2. С. 165–171.
8. *Василенко В.К., Левченко И.Г.* Зайсанская опорная скважина: Восточно-Казахстанская область. — В кн.: *Опорные скважины СССР*. — Д.В. Дробышев (ред.). — Л.: Гостоптехиздат, 1962. 150 с.
 9. Геология и полезные ископаемые Афганистана — В.И. Дронов (ред.). — М.: Недра, 1980. Кн. 1. 535 с.
 10. *Деев Е.В.* Неотектоника и палеосейсмичность внутригорных впадин северной части Центральной Азии (на примере Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня). — Дисс. ... д. г.-м. н. — Новосибирск: ИНГИГ СО РАН, 2018. 450 с.
 11. *Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. — М.: Наука, 1982. 140 с.
 12. *Додонов А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. — М.: ГЕОС, 2002. 254 с.
 13. *Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. — Алма-Ата: Наука (КазССР), 1969. 167 с.
 14. *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.
 15. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. — М.М. Кухтиков (ред.). — Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
 16. *Зыкин В.С.* Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. — М.И. Кузьмин (ред.). — Новосибирск: ГЕО, 2012. 487 с.
 17. *Зыкин В.С., Казанский А.Ю.* Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 75–90.
 18. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
 19. *Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. — Г.П. Горшков (ред.). — М.: Наука, 1979. 116 с.
 20. *Лю Дзяо.* Геологическое строение и сейсмотектоника зоны разломов Лунмэньшань (Юго-Западный Китай). — Дисс. ... к. г.-м. н. — М.: МГУ (геол. факультет), 2018. 159 с.
 21. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. — В.Г. Трифонов (ред.). — М.: Наука, 1977. 172 с.
 22. *Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н.* Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С. 50–58.
 23. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
 24. *Погребной В.Н., Сабитова Т.М.* Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. № 10. С. 1532–1542.
 25. *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*. — Н.А. Флоренсов (ред.). — Новосибирск: Наука, 1975. С. 51–67.
 26. *Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В.* Радиоизотопная геология в задачах и примерах. — Новосибирск: ГЕО, 2005. 268 с.
 27. *Рогожина В.А.* Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. — В кн.: *Очерки по глубинному строению Байкальского рифта*. — Н.А. Флоренсов (ред.). — Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–78.
 28. *Руженцев С.В.* Памир. — В кн.: *Тектоническая слоенность литосферы и региональные геологические исследования*. — Ю.М. Пушаровский, В.Г. Трифонов (ред.). — М.: Наука, 1990. С. 214–225.
 29. *Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р.* Мезо-кайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики. — Мат-лы Третьего Междунар. симп. *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке*, 30 октября–6 ноября 2005 г., г. Бишкек. — Бишкек: НС РАН, 2005. С. 182–186.
 30. *Сикелов С.Ю., Трифонов В.Г.* Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
 31. *Тектоника Северной Евразии.* Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5000000. — А.В. Пейве, А.Л. Яншин (ред.). — М.: Наука, 1980. 222 с.
 32. *Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен–четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
 33. *Трихунков Я.И., Буланов С.А., Бачманов Д.М. и др.* Морфоструктура южной части Зайсанской впадины и ее горного обрамления // Геоморфология. 2020. № 2. С. 85–101.
 34. *Трофимов А.К.* Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. — В кн.: *Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое*. — О.К. Чедия (ред.). — Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–127.
 35. *Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортунa А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М.* Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. — О.К. Чедия (ред.). — Л.: Наука, 1976. 128 с.
 36. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 37. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. — В.И. Кнауф (ред.). — Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
 38. *Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б.* О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. — В кн.: *Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое*. — О.К. Чедия (ред.). — Фрунзе: Илим, 1973. С. 26–52.

39. Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. — М.В. Муратов (ред.). — М.: Наука, 1977. 160 с.
40. Шерман С.И. Тектонофизические признаки формирования очагов сильных землетрясений в сейсмических зонах Центральной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 4. С. 495–512.
41. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. — Н.А. Флоренсов (ред.). — Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
42. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — М.: Географгиз, 1948. 224 с.
43. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
44. 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.
45. Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И., Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала кайнозой Зайсанской впадины и ее биостратиграфическое обоснование. — В.Л. Яхимович (ред.). — Уфа: УНЦ РАН. 1993. 68 с.
46. Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112, B05423. P. 1–19.
47. Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: Rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 155–166.
48. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. Pap. no 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>
49. Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdрахmatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building // Bull. GSA. 2001. Vol. 113. № 12. P. 1544.
50. Chang C. Geology and tectonics of the Qinghai-Tibet Plateau. — Beijing: Sci. Press, 1996. 153 p.
51. Chen B., Wang Y. Some characteristics of the orogenic belts in Qinghai-Tibet plateau // J. South-East Asian Earth Sci. 1996. Vol. 13. P. 231–242.
52. Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M. et al. Magneto-chronology of the Upper Cenozoic strata in the South-Western Chinese Tien Shan: Rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
53. Coward M.P., Butler R.W.H. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya // Geology. 1985. Vol. 13. P. 417–420.
54. DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 253. P. 389–401.
55. DeCelles P.G., Robinson D.M., Zandt G. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau // Tectonics. 2002. Vol. 21(1062). P. 1–25.
56. De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intra-continental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
57. Gaetani M. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // Sediment. Geol. 1997. Vol. 109. P. 339–359.
58. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
59. International Symposium on the Neogene–Quaternary Boundary, October 3–13, 1977, Dushanbe, Tajik S.S.R. — Excursions Guidebook — A.Y. Dodonov, Y.R. Melamed, K.V. Nikiforova (eds). — М.: Наука, 1977. 184 p.
60. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. B09305. <https://doi.org/10.1029/2005JB004066>
61. Li Jijun. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. — Lanzhou: Univ. Press, 1995. 207 p.
62. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for *P* wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
63. Li Zhiwei, Roeker S., Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. Is. 1–2. P. 1–102.
64. Mörner N.-A. Uplift of the Tibetan Plateau: A short review. — In: 13th Intern. Congr. Spec. Proc. Rev. Reports. — Beijing: Int. Union Quatern. Res., 1991. P. 78–80.
65. Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakorum Mountains. — Chichester: Wiley and Sons, 1991. 358 p.
66. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W. et al. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the Southern Tien Shan to the Southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23(TC4002). P. 1–31.
67. Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous–Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tien Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.
68. Tapponnier P., Xu Z., Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Yang J. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. Vol. 294. P. 1671–1677.
69. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
70. 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.
71. Yin A. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the

- Indo-Asian collision // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 21745–21759.
72. *Yin A.* Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogeny as constrained by along strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation // *Earth Sci. Rev.* 2006. Vol. 76. P. 1–131.
73. *Yin A., Harrison T.M.* Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. Vol. 28. P. 211–280.
74. *Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F.J., Xianglin Q., Geng Y.* Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // *Tectonics.* 1998. Vol. 17. № 1. P. 1–27.
75. *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.
76. *Zhao D., Yu S., Ohtani E.* East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 40. P. 689–709.
77. *Zhou Z.Y., Chen P.J.* Biostratigraphy and Geologic Evolution: Petroleum Geology of Tarim Basin. – Beijing: Sci. Press, 1990. 439 p.
78. *Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodynam.* 1990. Vol. 11. P. 327–342.

Neotectonics and the Upper Mantle Structure of Central Asia

V. G. Trifonov^{a,*}, S. Yu. Sokolov^a, D. M. Bachmanov^a, S. A. Sokolov^a, Ya. I. Trikhunkov^a

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7 Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: trifonov@ginras.ru*

The carried out studies show that the uplift of Central Asia that is situated between the eastern Alpine-Himalayan and the Western Altai-Stanovoy orogenic belts formed in the neotectonic epoch. Major elements of the neotectonic structure and the compiled upper mantle sections showing difference of the *P*-wave velocities from the standard values for the corresponding depths are analyzed. It is found that underthrusting of the high-velocity uppermost mantle of the Indian platform beneath the Himalayas produced deformational thickening and significant decrease of density of the lithosphere. This led to the uplift of Himalayas, Karakorum, Hindu Kush, Pamirs, Southern and Western Tibet and Western Kunlun, accelerating in the Pliocene–Quaternary. The seismic velocities are lowered under the other Central Asia except some periphery mountain systems. Two intra-mantle plumes are identified. The Tibetan plume is traced from the depths of ca. 1600 km. The upper mantle transformations that were initiated by this plume were the main source of the Tibet uplift. The Khangai plume is traced from the depths of ca. 1250 km. The Khangai plume together with its Khentei branch caused formation of the Khangai and Khentei highlands and the Neogene–Quaternary basaltic volcanism. Influence of the under-lithosphere flows spreading out of the Tibetan and Khangai plumes as well as the Ethiopian-Afar super-plume caused decrease of the upper mantle density, the Neogene–Quaternary bend deformation, and the Pliocene–Quaternary uplift of the Central and Eastern Tien Shan, the Gobi and partly Mongolian Altai. The upper mantle seismic wave velocities are increased under the Western Tien Shan, Jungarian Alatau, Mountain Altai, Western Sayan, and the North-Western Mongolian Altai. The source of deformation and uplift is the collisional interaction of the lithospheric blocks and magnitudes of uplift are lower, than in the mountain systems with decreased density of the upper mantle.

Keywords: Central Asia, neotectonics, geomorphological profiles, sismotomographic sections of the upper mantle, intra-mantle plumes, Pliocene–Quaternary uplift