СОДЕРЖАНИЕ

_

_

Номер 4, 2021

Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы <i>Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк</i>	3
Латентная тектоника Среднерусского пояса деформаций Восточно-Европейской платформы С. Ю. Колодяжный А. В. Полешук Л. С. Зыков	41
Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): <i>РТ</i> -условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции <i>Ш. К. Балтыбаев, Э. С. Вивдич</i>	73
Геодинамика активной окраины Северо-Восточной Азии в позднем мелу–палеогене В. Д. Чехович, С. А. Паланджян	88
Глубинное строение Юго-Восточной Азии по данным групповых скоростей волн Рэлея: 3D изотропная модель распределения скоростей <i>S</i> -волн в верхней мантии <i>А. И. Филиппова, О. А. Соловей</i>	104

_

_

Vol. 55, no. 4, 2021

i-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing the East European Platform <i>N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk</i>	3
Latent Tectonics of the Central Russian Deformation Belt of the East European Platform S. Yu. Kolodyazhny, A. V. Poleshchuk, D. S. Zykov	41
Evolution of the Meyeri Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, North-West Russia): <i>PT</i> -Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions <i>Sh. K. Baltybaev, E. S. Vivdich</i>	73
Geodynamics of the Active Margin of Norheastern Asia in the Late Cretaceous–Paleogene V. D. Chekhovich, S. A. Palandzhyan	88
 Deep Velocity Structure of Southeast Asia from Rayleigh Wave Group Velocities: 3D Isotropic Model of S-Wave Velocity Distribution in the Upper Mantle A. I. Filippova, O. A. Solovey 	104

УДК 551.7(4.7)

ПЕРИ-ГОНДВАНСКИЕ БЛОКИ В СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ¹

© 2021 г. Н. Б. Кузнецов¹, Т. В. Романюк^{2, *}

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, Б. Грузинская ул., 123242 Москва, Россия *e-mail: t.romanyuk@mail.ru Поступила в редакцию 31.08.2020 г. После доработки 11.03.2021 г. После повторной доработки 29.06.2021 г. Принята к публикации 07.07.2021 г.

В статье проведен синтез результатов выполненного U–Pb датирования зерен детритового циркона (dZr) из верхнедокембрийских-фанерозойских толщ южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, верхнедокембрийских и кембрийских-ордовикских толщ Южного Урала, ордовикской толщи Прикаспия, а также юрских грубообломочных и верхнетриасовых флишевых толщ Горного Крыма. Проведен сравнительный анализ спектров U–Pb возрастов dZr из исследуемых толщ с аналогичными данными, характеризующими песчаники верхнедокембрийских и кембрийских-ордовикских толщ, участвующих в строении Пери-Гондванских террейнов. Показано, что пояс Пери-Гондванских террейнов, известный в северных Аппалачах, Западной и Центральной Европе, Ближнем Востоке, Северной Африке и Аравии, протягивается в северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, слагая фундамент Скифской и Туранской эпипалеозойских платформ, и прослеживается далее на восток, до южного Зауралья, принимая участие в строении палеозоид южной части Урала.

Ключевые слова: Пери-Гондвана, Кадомская орогения, Пери-Гондванские террейны, Балтика, Восточно-Европейская платформа, Горный Крым, Прикаспий, Южный Урал, конец позднего докембрия, фанерозой, зерна детритового циркона, U–Pb изотопный возраст

DOI: 10.31857/S0016853X2104010X

введение

Суперконтинент Родиния распался в раннем неопротерозое и начался новый цикл сборки следующего суперконтинента Пангеи. Полное вычленение палеоконтинента Балтика (докембрийский цоколь Восточно-Европейской платформы) из суперконтинента Родиния произошло в позднем неопротерозое. Затем в палеозое палеоконтинент Балтика вместе с другими северными континентальными тектоническими единицами вошел в состав палеоконтинента Аркт-Лавруссия, а затем после Уральской орогении в состав палеоконтинента Аркт-Лавразия, занимая в нем окраинное южное положение. Южные континентальные массы к позднему неопротерозою были объединены в палеоконтинент Гондвана, вся северная окраина которого представляла собой протяженную надсубдукционную зону, тектономагматические события в которой в интервале 650—550 млн лет принято именовать кадомской аккреционной орогенией (рис. 1, а, б). Однако полный интервал надсубдукционной магматической активности по северной периферии Гондваны охватывал интервал не менее 750—450 млн лет. В позднем неопротерозое и палеозое южные и юго-западные окраины композитных континентов, в которые входила Балтика, и северную периферию Гондваны в разное время разделяли океаны Япетус, Реик и Палео-Тетис.

В течение палеозоя западная и южная окраина палеоконтинента Балтика — Балтийская часть композитных континентов, включающих Балтику, — постоянно наращивалась за счет аккреции террейнов, имеющих различное происхождение: или имевших первоначальную связь с Гондваной, или изначально сформированных во внутриокеа-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X2104010X для авторизованных пользователей.

нических обстановках (вулканические дуги, океанические плато или реликты океанических бассейнов). Так, Авалонские террейны откололись от Амазонской и северо-западной Африканской частей, а Хансеатические и Кадомские (включая Арморику) — от северо-восточной Африканской и Аравийской частей Гондваны (см. рис. 1, в). При отколе Авалонских террейнов от палеоконтинента Гондвана открылся океан Реик, а при отколе Галатианских террейнов – океан Палео-Тетис. Позднее, в конце перми-триасе от восточной части Гондваны, в состав которой входили Северо-Китайский, Южно-Китайский, Таримский и Индокитайский блоки, откололись Киммерийские террейны, которые начали дрейфовать в сторону Балтийской части Аркт-Лавразии. что привело к открытию океана Нео-Тетис и закрытию Палео-Тетиса (рис. 2, а). Закрытие океана Палео-Тетис и формирование Палеотетической сутуры произошло в триасе-ранней юре [109].

К концу каменноугольного периода (~300 млн лет) западная, юго-западная и южная окраины Балтийской части Аркт-Лавразии были наращены широкой полосой террейнов, которые в течение каледонской, варисцийской, киммерийской и альпийской орогений были подвержены деформационной и метаморфической переработке (см. рис. 2, б). Некоторые террейны в настоящее время перекрыты мощным чехлом и недоступны прямому изучению, и в первую очередь это относится к большей части фундамента Скифской и Туранской платформ в южном обрамлении Восточно-Европейской платформы. Все это затрудняет определение первичной тектонической принадлежности террейнов традиционными геологическими методами.

Было предпринято несколько попыток найти типоморфные признаки Пери-Гондванских блоков для их типизации и определения их первичного тектонического положения в структуре Северной периферии поздненеопротерозойского композитного палеоконтинента Гондвана. В первых поисках признаков были использованы прямые U–Pb изотопные датировки гранитоидов и их Sm–Nd изотопно-геохимические характеристики. Это позволило наметить различия между некоторыми Пери-Гондванскими коровыми блоками – блоками авалонского и кадомского типа [106].

В последние десятилетия в практику геологических исследований стремительно вошли методы и инструменты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из осадочных толщ, а также определения Lu-Hf изотопно-геохимических и других характеристик этих датированных dZr [58, 88, 96]. Применение данных методик дало ранее недоступную возможность получать надежную информацию о возрасте и других характеристиках кристаллических комплексов, которые были первичными источниками изученных dZr. Получаемые датировки dZr из осадочной толщи в комплексе с другими данными позволяют идентифицировать первичные источники сноса вещества для изученной толщи и определять питающие провинции. Геологические комплексы (Кокчетавский массив), крупные коровые блоки (Пери-Гондванские террейны) или даже большие части континентов (Украинский щит) могут обладать совокупностью типичных и/или уникальных возрастных меток, а также других характеристик, которые являются провенанс-сигналом данного объекта и позволяют идентифицировать этот объект как возможный первичный источник изученных dZr.

Точную и наиболее надежную инфомацию о возрастах кристалических комплексов фундамента дает их прямое геохронологическое датирование. Однако во многих регионах фундамент перекрыт мощным чехлом и недоступен таким исследованиям. Все же продукты эрозии комплексов фундамента таких регионов могли сохраниться в древних осадочных толщах; в этом случае идентификация провенанс-сигнала фундамента может дать информацию о возрастах слагающих его кристаллических комплексов. Зерна обломочного циркона в осадочных породах древних толщ также могут сохранять информацию о ком-

Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция некоторых коровых блоков, входящих в строение южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. (а)–(в) – Реконструкция положения блоков: (а), (б) – авалонских и кадомских коровых блоков палеоконтинента Гондвана (по данным [86]); (в) – Пери-Гондванских блоков в конце ордовика (по данным [120]).

Блоки (террейны) – *Галатианские*: Ка – Камдо, СЗ – Сонглия-Зонгза, Ша – Шань;

Мегумские: Бр – Брунсвик, Ме – Морокканская Месета, Мг – Мегума;

Армориканские: БРК – Бетикс–Риф–Каббилс, ОМ – Оса-Морена, Ар – Арморика, СТ – Саксо-Тюрингия, Ми – Мизия, Дб – Добруджа, Ст – Стамбул;

Иберийские-Лигерианские: ЦИ – Центральная Иберия, Кан – Кантабрия, Кат – Каталония, АПК – Аквитания–Пиренеи и Корсика, ФЦМ – Французский Центральный массив, Мл – Молданубикум;

Внутриальпийские: ЧгМ — Черногория—Марина, Ад — Адрия, Сардиния и Внешние Динариды, АА — Австро-Альпийский, Ге — Гельвеция, Кар — Карпаты, Эл — Эллениды, ГР — Гетия — Родопы, Ан — Анатолия, Пн — Понтиды (Каракая); Авалонские: Се — Сеульский, Пб — Прибрежный, ВМ — Восточная Месета, ЮР — Южная Португалия, ПЛМ — Пролив Ла-Манш, СГП — Средне-Германское поднятие, ДБ — Дасиды — Буковина.

¹ – океан; *2* – суша; *3* – авалонские, кадомские (армориканские) и киммерийские террейны; *4* – орогены; *5* – некоторые современные географические контуры; *6* – субдукционные зоны; *7* – оси спрединга; *8* – трансформные границы





Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция на рубеже ~250 млн лет (а) и ~ 300 млн лет (б) южного обрамления Восточно-Европейской платформы (по данным [101, 120]).

Причлененные коровые блоки: БК – Большой Кавказ.

Блоки (террейны) -

Галатианские: Ка – Камдо, СЗ – Сонглия-Зонгза, Ша – Шань;

Мегумские: Бр – Брунсвик, Ме – Морокканская Месета, Мг – Мегума;

Армориканские: БРК – Бетикс–Риф–Каббилс, ОМ – Оса-Морена, Ар – Арморика, СТ – Саксо-Тюрингия, Ми – Мизия, Дб – Добруджа, Ст – Стамбул;

Иберийские-Лигерианские: ЦИ – Центральная Иберия, Кан – Кантабрия, Кат – Каталония, АПК – Аквитания–Пиренеи и Корсика, ФЦМ – Французский Центральный массив, Мл – Молданубикум; Внутриальпийские: ЧгМ – Черногория–Марина, Ад – Адрия, Сардиния и Внешние Динариды, АА – Австро-Альпий-

Внутриальпийские: ЧгМ – Черногория–Марина, Ад – Адрия, Сардиния и Внешние Динариды, АА – Австро-Альпийский, Ге – Гельвеция, Кар – Карпаты, Эл – Эллениды, ГР – Гетия–Родопы, Ан – Анатолия, Пн – Понтиды (Каракая); *Авалонские*: Се – Сеульский, Пб – Прибрежный, ВМ – Восточная Месета, ЮР – Южная Португалия, ПЛМ – Пролив Ла-Манш, СГП – Средне-Германское поднятие, ДБ – Дасиды – Буковина;

Тектонические единицы в строении Восточно-Европейской платформы (ВЕП): Ущ – Украинский щит, ВКМ – Воронежских кристаллический массив, ДДВ – Днепрово-Донецкая впадина, ВСО – Волго-Сарматский ороген, ВСРО – Волынско-Среднерусский ороген, ВВП – Волынская вулканическая провинция, ТТЗ – зона Тейсейра–Торнквиста. *1*–7 – Террейны: *1* – Галатианские, *2* – Мисеанские, *3* – Внутри-Альпийские, *4* – Иберийские, *5* – Лигерианские,

6 - Армориканские, 7 - Хансеатические; 8 - рифты, 9 - надвиги; 10 - разломы; 11 - современные географические контуры; 12 - локации в южном обрамлении ВЕП, где в осадочных толщах выполнено U-Pb датирование dZr

плексах, которые исчезли в процессе эволюции (были полностью эродированы, полностью метаморфически переработаны, затянуты в зоны субдукции и т.п.) и существование которых в настоящее время не может быть доказано другими методами. Поэтому прямые геохронологические исследования современного эрозионного среза фундамента и изучение его провенанс-сигнала в разные геологические эпохи дополняют друг друга. Сопоставление наборов значений возраста dZr из толщ разного возраста позволяет проследить эволюцию питающих провинций и существенно дополнить традиционные палеогеографические и палеотектонические реконструкции. В некоторых случаях такие исследования могут прояснить первичную тектоническую природу коровых блоков, недоступных прямым традиционным геологическим и геохронологическим исследованиям.

Применение современных методов и инструментов позволило надежно зафиксировать Пери-Гондванский провенанс-сигнал 750-450 млн лет и определить первичную тектоническую принадлежность Пери-Гондванских блоков в структуре северной окраины Гондваны [122] (рис. 3). Многомерный математический анализ позволил выявить типоморфные признаки в наборах возрастов dZr из обломочных пород фанерозойских толщ некоторых районов Аппалачей, каледонид и герцинид Западной Европы, структур западноевропейской, балканской, североафриканской и анатолийской частей Альпийско-Гималайского пояса. Это позволило с той или иной степенью уверенности отождествлять Пери-Гондванские блоки амазонско-западноафриканского или восточно-африканского-аравийского происхождения [122] (рис. 4).

За последние годы собран значительный по объему новый фактический регионально-геологический материал и в т.ч. материал о характере распределения U-Pb возрастов dZr из обломочных пород позднедокембрийско-палеозойского стратиграфического диапазона чехла Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. В северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и ее обрамления данные получены по рифейским и вендским толщам Тимана и Беломорья [27], а также кембрийским, ордовикским и девонским толщам Приладожья [28]. В восточном и юго-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы изучены рифейские, вендские и ордовикские толщи Башкирского поднятия. максютовский метаморфический комплекс поднятия Уралтау, ордовикские комплексы всех крупных тектонических зон Южного Урала и Центрального Казахстана, а также девонские и позднепалеозойские толщи в южной части Западного Урала, рифейские толщи Кокчетавского массива Центрального Казахстана [13, 16, 17, 31, 33-36, 40, 57, 68]. В южном обрамлении Восточ-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

но-Европейской платформы изучены ордовикские образования Прикаспия, вскрытые скважиной Ордовикская-2, и мезозойские толщи п-ова Крым [48, 57, 61, 101] (Приложение 1: табл. 1, табл. 2, табл. 3). Недавно появились данные по перми, триасу и палеогену Русской плиты [1, 79].

В нашем обзоре приведена краткая характеристика строения Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, представлены данные по референтным наборам возрастов (провенанс-сигналы) из фундамента Восточно-Европейской платформы, Гондванских структур и Кокчетавского массива Центрального Казахстана. Данные по этим референтным наборам использованы нами для сопоставления с аналогичными данными, характеризующими следующие комплексы южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы:

ордовикские толщи Прикаспия;

 ордовикские толщи различных тектонических единиц Южного Урала;

мезозойские обломочные породы Крыма;

 кристаллические комплексы Большого Кавказа.

В нашем исследовании мы попытаемся дать ответ на вопрос — образовались ли обломочные породы южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы исключительно за счет накопления продуктов эрозии комплексов, участвующих в строении Восточно-Европейской платформы и Центрального Казахстана, или в них присутствуют также продукты эрозии блоков Пери-Гондваны.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И СТРУКТУРЫ ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) – типичная структура с платформенным стилем строения. Для нее, как и для других подобных структур, характерно двучленное строение верхних уровней земной коры, где нижний структурный уровень – фундамент, верхний структурный уровень – чехол. На рубеже XX века Э. Зюсс, Э. Ог, А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский первыми выделили структуры с платформенным стилем строения как самостоятельный класс крупных более 1000 км в поперечнике изометричных геологических структур [4, 23, 97, 123]. В качестве тектонотипа структур платформенного типа ими была принята именно Восточно-Европейская платформа. В 1930-х годах А.Д. Архангельский ввел понятия о древних и молодых платформах к древним платформам относятся платформы с возрастом окончания формирования фундамента между ранним и поздним протерозоем [5].



Рис. 3. Сводная схема кривых плотности вероятности (провенанс-сигналов) U–Pb-изотопных возрастов dZr из позднедокембрийских и фанерозойских толщ северо-восточной части Северной Америки, Европы, Северной Африки, Причерноморья, Прикаспия и Ближнего Востока, в которых зафиксирован доминирующий Пери-Гондванский провенанс-сигнал 750–450 млн лет (см. Прилож. 1, исходные данные и ссылки).

Показаны только части кривых плотности вероятности для возрастов >400 млн лет:

Z01 – Иберийский п-ов, северо-западная часть, Z02 – Тюрингия, Срединно-Германский массив, Z03 – Бавария, Саксо-Тюрингская зона, Z04 – Шварцвальд, Z05 – Канада, Северные Аппалачи, Z06 – Канада, Ньюфаундленд, Z07 – Канада, Ньюфаундленд, Z08 – Португалия, зона Оса–Морена, Z09 – Германия, зона Эльбе, Z10 – Румыния, Южные Карпаты, Z11 – Сицилия, Z12 – Северные Апеннины, Z13 – Греция, Пелопоннес, Z14 – Иберийский п-ов, арморианские кварциты, Z15 – Иберийский п-ов, северо-западная часть, Z16 – Сардиния, Z17 – Морокко, Z18 – Румыния, Северная Добруджа, Z19 – Анатолийский п-ов, террейн Стамбул, Z20 – Анатолийский п-ов, Понтидский флиш, Z21 – Израиль и Иордания, Z22 – Иран, Z23 – Ливия, Z24 – Большой Кавказ, Z25 – Центрально-Кавказская депрессия.

В настоящее время представление о границе Восточно-Европейской платформы имеет отличия от первоначально определяемых ее ограничений [4] (рис. 5, а). На северо-востоке Восточно-Европейской платформы в пределах Тимано-Печорского региона граница проходит по Печорской (Припечоро-Илыч-Чикшинской) сутуре, по которой с платформой сочленены реликты северо-восточного крыла кембрийского Тиманского (Протоуральско-Тиманского) орогена. Печорская сутура трассируется по шельфу Баренцева моря на северо-восток до границы с северной частью современного Атлантического океана, на юго-востоке она примыкает к зоне Главного Уральского разлома (Уральская сутура). Восточная граница Восточно-Европейской платформы проходит по северному и южному сегментам Уральской сутуры. Границей Восточно-Ервопейской платформы на юго-востоке является граница—раздел фундамента Прикаспийской впадины на Центрально-Прикаспийский и Восточно-Прикаспийский сегменты [39].

К западу от Прикаспийской впадины граница Восточно-Европейской платформы по геофизи-



Рис. 4. Типизация реликтов Пери-Гондванских террейнов, распознанных в структуре Европы, Северной Африки и Ближнего Востока (а) и восточной и северо-восточной частей Северной Америки (б), по их первичному положению в структуре северной периферии палеоконтинента Гондвана, основанная на результатах U–Pb датирования dZr (по данным [122]).

Обозначено: ЗТТ – зона Тейсейра-Торнквиста.

ческим данным трассируется по южному краю Приазовского выступа. через Перекопский перешеек и Одесский шельф Черного Моря к устью р. Дунай. Далее границей платформы является крупный разлом, который имеет название – линия Тейсейра-Торнквиста (Транс-Европейская сутурная зона) северо-западного простирания [72]. Северо-западное продолжение этой зоны, пересекая шельф Северного моря, упирается в современную границу Евразии – подножье континентального склона в Атлантическом океане. В современном структурном плане граница совпадает с зоной перехода между континентом Евразия и Атлантическим океаном, в древнем структурном плане она совпадает с корневой зоной Скандинавских каледонид.

Транс-Европейская сутурная зона (линия Тейсейра—Торнквиста) является ограничением Восточно-Европейской платформы только на участке от устья Дуная до области примыкания к ней границы Свеко-Норвежского домена Восточно-Европейской платформы, далее на северо-запад Транс-Европейская сутурная зона является ограничением палеоконтинента Балтика, но не Восточно-Европейской платформы. Северо-западная граница Восточно-Европейской платформы это северо-восточная граница Свеко-Норвежского домена. Этот домен отличается от остальных структурных элементов фундамента ВосточноЕвропейской платформы тем, что здесь распространены не раннедокембрийские кристаллические (гранито-метаморфические) образования, но позднедокембрийские – ранне- и среднерифейские (мезопротерозойские) кристаллические комплексы. Так, Транс-Скандинавский вулканоплутонический пояс. отделяющий этот домен от простраственно сопряженных с ним структурных элементов фундамента Восточно-Европейской платформы, сформирован 1.75–1.65 млрд лет [89, 115]. Следовательно, Свеко-Норвежский домен не является частью древней раннедокембрийской платформы, а представляет собой ее мезопротерозойское складчатое обрамление. Структурные элементы Свеко-Норвежского домена были пространственно совмещены со структурами, слагающими фундамент Восточно-Европейской платформы, в результате гренвильского тектогенеза, проявленного близко к рубежу одного миллиарда лет назад в процессе сборки суперконтинента Родиния. До этого рубежа древний цоколь Восточно-Европейской платформы состоял из протократонов Волго-Уралия, Фенноскандия и Сарматия, каждый из которых представлял собой коллаж архейских блоков. спаянных раннепротерозойскими складчатыми поясами [89].

Мы называем агломерат, состоящий из протократонов Волго-Уралия, Фенноскандия и Сарматия, палеоконтинентом Прото-Балтика (см.

4–5 – неоднородно метаморфизованные неопротерозойско-среднекембрийские комплексы: протоуралиды-тиманиды Западного Урала и Тимано-Печорско-Баренцевоморского региона и их возрастные аналоги Приуральской части ВЕП и Скандинавии (п-ов Финмаркен и нижние каледонские покровы) и кадомиды-авалониды южного и юговосточного обрамления ВЕП: 4 – комплексы (протоуралид-тиманид): *a* – осадочные (преимущественно), *б* – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные, 5 – Скифско-Туранская платформа;

6-мезозойско-неопротерозойское выполнение рифтогенных структур в пределах ВЕП;

17 — сутуры вдоль внешней границы докембрийского остова ВЕП (Балтики), границы блоков внутри ВЕП, границы мезозойских и неопротерозойских (1.6–0.8 млрд лет) рифтов и авлакогенов: *а* – главные разломы, *б* – их предполагаемые продолжения;

19 – анортозит-гранитные (рапакиви-подобные) плутонические ассоциации и А-граниты;

20 – офиолиты, базальтоиды, габброиды, мафические дайковые комплексы;

21- места отбора проб из обломочных толщ, для которых выполнено U–Pb датирование dZ

Рис. 5. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур ее обрамления. Показано: граница ВЕП (линия красным); возраст магматитов, млрд лет (цифры черным). Обозначено: Вс — Валаамский силл; ВК — мафические комплексы около оз. Верхнее Куйто.

Плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, по [117]; НУ – Новоукраинский, по [121]; Ма – Мазуринский, Р – Рижский, В – Выборский, С – Салми, по [38].

Авлакогены и грабены: СР — Средне-Русский, ВО — Волынь-Орский, Па — Пачелмский, КБ — Камско-Бельский, СА — Серноводско-Абдулинский, М — Московский, В — Валдайский, Ла — Пашско-Ладожский, РСБМ — Рифтовая система Белого моря.

^{1–3} – палеозоиды складчато-надвиговых поясов, обрамляющих ВЕП: *1* – уралиды (Восточный Урал), *2* – варисциды (Западная и Восточная Европа), *3* – скандинавские каледониды (средние и верхние покровы);

⁷⁻¹⁰ — мезозойско—неопротерозойские комплексы и редкие переработанные архейско—палеопротерозойские комплексы аккреционных и коллизонных поясов северо-западной и западной частей ВЕП: 7 — свекофено-норвежская орогения (~1.2–0.9 млрд лет), 8 — данополонская орогения (~1.47–1.42 млрд лет), 9 — телемаркская орогения (~1.52–1.48 млрд лет), 10 — готская орогения (~1.73–1.55 млрд лет);

^{11–16 –} палеопротерозойские и архейские комплексы Фенноскандиии, Волго-Уралии и Сарматии: 11 – Лапландско-Кольский ороген (~2.0–1.9 млрд лет), 12 – Средне-Русский ороген (~1.8–1.7 млрд лет), 13 – Волго-Сарматский ороген (~2.1–2.0 млрд лет), 14 – недифференцированные протерозойские комплексы Фенноскандии, 15 – недифференцированные протерозойские комплексы Сарматии и Волго-Уралии, 16 – недифференцированные архейские комплексы (~3.70–2.50 млрд лет);

^{18 —} контуры обнажений тиманид и протоуралид и их аналогов в пределах Западного Урала, Тимана, Пай-Хоя, архипелага Новая Земля, о-вов Кильдин и Амдерма, п-овов Средний, Рыбачий, Варангер и Финмаркен;



рис. 5, б). Однако в момент вхождения Прото-Балтики в Родинию размеры Прото-Балтики могли быть, существенно бо́льшими, за счет периферических частей, которые впоследствие откололись от нее при эпигренвильском рифтогенезе, приведшем к распаду Родинии и выделению из нее Балтики. Наше мнение основано на том, что в современной структуре Восточно-Европейской платформы по ее внешней периферии развиты реликты рифтогенных структур, у которых сохранились только те части, которые соответствуют бортам, структурно и пространственно сопряженным с палеоконтинентом Балтика. Например, такими структурами являются раннерифейский Навышский рифт на севере Южного Урала и средне-раннерифейская рифтовая система Белого моря на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, реликты которых фактически маркируют собой восточную и северовосточную границы Балтики, соответственно. Аналогичная структура — Волынская вулканическая провинция и ее юго-восточное продолжение Волынско-Подольско-Молдавский бассейн, расположенный вдоль современной юго-западной

окраины Сарматской части Восточно-Европейской платформы. Бассейн выполнен мощными неопротерозойскими рифтовыми вулканогенными и осадочно-вулканогенными последовательностями, маркирующими собой обстановки растяжения, сопровождающие распад суперконтинента Родиния [6, 7, 14, 112]. Мы полагаем, что архейские протократоны Волго-Уралия, Кола и Сарматия во время вовлечения их в палеоконтинент Родиния имели бо́льшие размеры по сравнению с современными одноименными блоками фундамента Восточно-Европейской платформы, т.е. фактически существовали Большая Волго-Уралия, Большая Кола и Большая Сарматия, от которых в процессе распада Родинии были отторжены крупные фрагменты. Таким образом, Прото-Балтика — это древний раннедокембрийский цоколь Восточно-Европейской платформы, который отличается от Балтики отсутствием Свеко-Норвежского домена, но большими по размеру Волго-Уралией, Колой и Сарматией.

Структуры обрамления Восточно-Европейской платформы:

• на северо-востоке — тиманиды (реликты кембрийского орогена Протуралид-Тиманид [26]);

• на востоке – уралиды (реликты Уральского поднепалеозойского орогена);

• на юге и юго-востоке — герциниды Скифской и Туранской эпигерцинских платформ;

• на юго-западе (к западу от линии Тейсейра— Торнквиста) — палеозоиды Центральной Европы;

• на западе — гренвиллиды (мезопротерозойские комплексы Свеко-Норвежского домена [89, 115]);

• на севере и северо-западе — Скандинавские каледониды (фрагменты Скандинавско-Гренландского каледонского орогена).

РЕФЕРЕНТНЫЕ НАБОРЫ ВОЗРАСТОВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ПРОВЕНАНС-СИГНАЛЫ РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЕЙ ПАЛЕОКОНТИНЕНТОВ ГОНДВАНА, БАЛТИКА И КАЗАХСТАН

На юге и юго-востоке, Восточно-Европейская платформа структурно и пространственно сопряжена с эпигерцинскими Скифской и Туранской молодыми платформами, южные края которых в разной степени переработаны киммерийским и альпийским тектогенезом. В структуре их герцинского фундамента участвуют блоки, сложенные докембрийскими (скорее всего позднедокембрийскими) кристаллическими образованиями [22]. Почти везде фундамент Скифской и Туранской платформ перекрыт мощным чехлом и недоступен для прямого изучения. Поэтому представления о тектонической природе и вещественном составе блоков, участвующих в его строении, основаны на изучении очень небольших по площади выступов складчатого основания Скифской платформы на Большом Кавказе, данным единичных глубоких скважин, достигнувшим коренных пород в Степном Крыму, Прикаспии и Предкавказье, а также на геофизических данных.

Первичными источниками циркона для изученных нами обломочных толщ, распространенных в южном и юго-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы, могли быть кристаллические комплексы различных частей фундамента Восточно-Европейской платформы (палеоконтинента Балтика), Казахстана (Казахстанского палеоконтинента), Скифской и Туранской платформ (Пери-Гондванских террейнов), а вторичными источниками – древние осадочные толщи всех этих тектонических единиц, для которых далее будут последовательно описаны референтные наборы возрастов dZr.

Структуры Восточно-Европейской платформы, палеоконтинента Гондвана и Центрального Казахстана

Восточно-Европейская платформа. К настоящему времени строение фундамента Восточно-Европейской платформы и возрасты слагающих его кристаллических комплексов достаточно детально изучены (рис. 6, а). В продуктах эрозии фундамента Восточно-Европейской платформы представлены две популяции циркона с возрастами:

 – более 2.5 млрд лет, первичными источниками которых были архейские протократоны;

- 1.65-2.2 млрд лет, первичными источниками которых были раннепротерозойские орогены -Волго-Сарматский, Лапландско-Кольский, Волынско-Среднерусский и магматические комплексы внутриплитного происхождения [38, 89]. Наиболее полно геохронологически изучены комплексы Фенноскандии и Сарматии, фундамент которых доступен непосредственному изучению на Балтийском и Украинском щитах и в Воронежском кристаллическом массиве. В меньшей степени изучена Волго-Уралия, поскольку ее фундамент почти везде перекрыт мощным чехлом. Он обнажен только в Тараташском выступе Башкирского поднятия на западе северной части Южного Урала и в нескольких локациях вскрыт бурением. Однако представление о наборе возрастов кристаллических комплексов Волго-Уралии дают результаты U–Pb датирования dZr из разных стратиграфических уровней типового разреза рифея Башкирского поднятия, сложенных эрозионными продуктами Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [31, 33-35, 57, 58] (рис. 7). Совокупные данные по всем рифейским толщам Башкирского поднятия представляют собой референтный возрастной набор,



Рис. 6. (а) — Возрастные диапазоны комплексов потенциальных источников сноса, участвующих в строении фундамента Восточно-Европейской платформы и структур ее обрамления (по [1, 33, 57, 61, 101], с изменениями и дополнениями); (б) — гистограмма и кривая плотности вероятности для U—Pb изотопных возрастов dZr из пробы K15-501. На (а) — Анорогенные плутоны: В — Выборгский; К — Коростеньский, КН — Корсунь-Новомиргородский, НУ — Новоукраинский, О — Октябрьский, Р — Рижский.



Рис. 7. Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из обломочных пород разных стратиграфических уровней сводного типового разреза рифея Башкирского поднятия. (а) – по [57]; (б) – по [31]; (в) – по [60]; (г) – по [58]; (д) – по [58]; (е) – по [33, 58].



Рис. 8. Кривые плотности вероятности для докадомских U–Pb изотопных возрастов dZr в Пери-Гондванских блоках разной тектонической принадлежности (по данным [122]).

характеризующий Волго-Уральскую питающую провинцию.

Палеоконтинент Гондвана. Для всех Пери-Гондванских блоков установлено, что в структуре их основания есть кристаллические комплексы с поздненеопротерозойско-раннекембрийскими возрастами 750-450 млн лет, а осадочные фанерозойские чехлы, налегающие на кристаллические комплексы этих блоков и сложенные продуктами их размыва, содержат многочисленные популяции dZr поздненеопротерозойско-раннекембрийского возраста (Пери-Гондванский провенанс-сигнал) (см. рис. 3). Популяции dZr такого возраста – универсальный показатель принадлежности коровых блоков к Пери-Гондване. При этом по результатам изучения детритового циркона из позднедокембрийских и фанерозойских толщ восточной и северо-восточной частей Северной Америки, Европы, Северной Африки, Кавказа и Ближнего Востока надежно показано,

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

что более древние популяции dZr в Пери-Гондванских террейнах разной тектонической принадлежности, существенно различаются [122] (рис. 8). В частности, для осадочных толщ блоков из Амазонской и Западно-Африканской частей Гондваны (авалонские террейны) характерно отчетливое доминирование dZr с возрастами 2.0–2.3 млрд лет над всеми другими группами dZr и очень низкая представительность dZr с архейскими возрастами. В противоположность этому, в осадочных толщах из блоков северо-восточной Африканской и Аравийской частей Гондваны (кадомские террейны) превалируют позднемезопротерозойские и неопротерозойские dZr при заметной доле неоархейских и средне- и позднепалеопротерозойских dZr.

Помимо Пери-Гондванских террейнов, в обрамлении Восточно-Европейской платфтормы есть только две области, крупнообъемные кристаллические комплексы которых могут быть первичными источниками массового циркона с возрастами 750-500 млн лет - это тиманиды северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы и Волынская вулканическая провинция в ее юго-западной части (см. рис. 2, а, б). При этом возрастной интервал тиманид почти тождественен кадомидам, но возрастной интервал комплексов Волынской вулканической провинции значительно более узкий – только 530-560 млн лет. Поэтому, фиксация Пери-Гондванского провенанс-сигнала в осадочных толщах юга и юго-востока Восточно-Европейской платформы при исключении тиманид и Волынской вулканической провинции – двух структур как источников циркона с возрастом 750-500 млн лет, это маркер присутствия в питающих провинциях Пери-Гондванских террейнов.

Центральный Казахстан. В структуре палеозоид Кокчетавского массива Центрального Казахстана, сопряженного с дальними восточными зонами Южного Урала, участвуют докембрийские кристаллические комплексы, верхнерифейские слабометаморфизованные кварцитовые толщи и палеозойские чехлы, разрезы которых начинаются с терригенных толщ ордовика [15]. Результаты изучения детритового циркона из рифейских кварцитов и ордовикских песчаников дают представление о диапазоне возрастов подстилающих их кристаллических комплексов и в совокупности позволяют сформировать референтный набор, характеризующий Кокчетавскую питающую провинцию не только по данным U–Pb датирования, но и данным по Нf изотопии [16, 17, 100] (рис. 9).

К настоящему времени накоплен репрезентативный объем геохронологических данных, которые позволяют реконструировать главные этапы формирования гетерогенной континентальной коры Казахстана [94]. В соответствии с этими данными, Кокчетавский микроконтинент, который составляет ядро эпи-палеозойского Казахстанского палеоконтинента, образован из ювенильного материала позднепротерозойских и мезопротерозойских внутри-океанических дуг. Самый ранний надежно зафиксированный магматический эпизод (К1) датируется как 1.9-1.65 млрд лет, следующий эпизод (К2) длился как минимум от 1.5 до 1.0 млрд лет. Его конечная фаза 1.2-1.0 млрд лет известна как Таримская орогения, реликты которой сохранились на территории Северного Казахстана (Северо-Казахстанская тектоническая зона) [15, 16, 94, 100].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ СТРУКТУР ЮЖНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Нами проведен анализ изучения dZr из песчаников ордовикских толщ Прикаспия и разных тектонических единиц Южного Урала, обломочных мезозойских пород Крыма, а также циркона из кристаллических комплексов Большого Кавказа.

Прикаспий

В последнее десятилетие значительный вклад в исследование строения Прикаспийской впадины и ее структурного основания внесены работами Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа, М.П. Антипова [39, 51]. На севере Прикаспия в строении нижних уровней чехла и фундамента выделен Соль-Илецкий блок. Фактически это крайняя юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы, граничащая с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом. Ордовикские образования здесь залегают на глубинах 2.5-3 км под верхнедевонскими и более молодыми отложениями и вскрыты многими скважинами (рис. 10). Ордовикский разрез имеет трехчленное строение и мощность более 2000 м. Его верхняя часть представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в средней части преобладают песчаники, иногла переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, а нижняя - сложена кварцитовидными песчаниками [51]. Ордовикский возраст пород подтвержден находками органических остатков [78]:

 – акритархами среднего-позднего ордовика (скв. № 28-Краснохолмская и № 16-Красноярская);

 трилобитами среднего ордовика (скв. № 1-Красноярская);

 конодонтами и хитинозоями раннегосреднего ордовика (скв. № 102-Западно-Оренбургская);

- брахиоподами ордовика (№ 17-Ордовикская).

В скв. № 1-Ордовикская и № 2-Ордовикская органических остатков в ордовикских породах не обнаружено. Отнесение этих пород к ордовику проведено на основе сейсмо-стратиграфических и литологических корреляций [51]. Ордовик налегает здесь на рифейско-нижневендские терригенные толщи (скважины № 619-Салмышская, №№ 301-, 307-, 311-Ольшанские, № 1-Ордовикская) и на раннедокембрийские метаморфические образования (скв. № 77-Землянская) [2, 51].

Для определения тектонической природы питающих провинций, продуктами эрозии которых сложен терригенный ордовик Соль-Илецкого блока, нами изучены dZr из песчаников, вскрытых скв. № 2-Ордовикская на глубине 3439.7 м (проба К15-501). Возраст изученных dZr составляет, по [32, 59]:

- минимальный 561 ± 4 млн лет (D = 1.07%);

- максимальный 3092 ± 17 млн лет (D = 2.17%).

На кривой плотности вероятности (КПВ) фиксируются следующие пики, подкрепленные



Рис. 9. Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из свит Кокчетавского массива северо-запада Центрального Казахстана. (a) – по [17]; (б) – по [16].

более чем двумя датировками, — 573, 603, 685, 1263, 1584 и 2087 млн лет (см. рис. 6, б).

Традиционно принято считать, что источником обломочного материала в ордовикский осадочный бассейн на Уральской окраине Восточно-Европейской платформы и в Южном Приуралье служили выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы — Татарского, Жигулевско-Пугачевского и других поднятий [51]. Однако изучение зерен dZ из ордовикских песчаников Соль-Илецкого блока показало, что среди этих зерен присутствуют многочисленные зерна с возрастами моложе 1.65 млрд лет, не типичными для пород блоков фундамента

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

Восточно-Европейской платформы (см. рис. 6). Отметим, что на Западном Урале, а также в некоторых рифейских авлакогенах на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, известны кристаллические комплексы с возрастами <1.65 млрд лет и еще более молодые образования (например, гусихинский комплекс в Пачелмском авлакогене, по [49]). Эти образования могли быть источниками единичных dZr с позднедокембрийскими и даже кембрийскими возрастами из пробы K15-501. Однако они не могут объяснить весь полученный в пробе K15-501 спектр позднедокембрийских возрастов dZr.

Ранее нами было показано, что в породах из разных стратиграфических уровней рифея Баш-



Рис. 10. Строение юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и ее сочленения с сопредельными структурами.

(а) – Схема строения ВЕП (показана на (б): квадрат серым);

(б) – положение схемы строения ВЕП в структуре сегментации фундамента ВЕП и структур ее обрамления.

На врезке: орогены и сутуры (пунктирные полосы и линии), разграничивающие домены фундамента ВЕП; Скандинавско-Гренландский каледонский ороген (заштрихованная область) в скандинавской части.

Орогены: ВС – Волго-Сарматский, ЛК – Лапландско-Кольский, ВСР – Волынско-Среднерусский. Сутурные зоны (тектонические швы): БЛ – Ботническо-Ладожская, ГЭ – Гота–Эльв.

Вулканическая провинция: ВВП – Волынская.

I-2 – структурные границы ВЕП с: I – Прикаспийской впадиной, 2 – Предуральским прогибом;

3 - геологические границы тектонических единиц, выделяемых в пределах юго-восточной части ВЕП;

4-контуры Оренбургского блока;

5 – государственная граница;

6-положение скважин и их номера: 1-Орд – скв. 1-Ордовикская, 2-Орд – скв.2-Ордовикская, 17-Ор – скв. 17-Оренбургская, 102-3.0p - скв. 102-Западно-Оренбургская, 28-Крх - скв. 28-Краснохолмская, 1-Красн - скв. 1-Красноярская, 16-Красн – скв. 16-Красноярская, 77-3мл – скв. 77-Землянская, 301-Олш – скв. 301-Ольшанская, 307-Олш – скв. 307-Ольшанская, 311-Олш – скв. 311-Ольшанская, скв 619-Слм – 619-Салмышская

кирского поднятия на Западном Урале присутствуют только dZr с возрастами древнее 1.65 млрд лет, т.е. их первичными источниками могли быть только раннедокембрийские комплексы (см. рис. 7). Это согласуется с тем, что снос материала в рифейский бассейн Западного Урала был со стороны Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [31, 33, 40, 57, 58]. Но на более высоких стратиграфических уровнях — вендском

и ордовикском, также как и в пробе К15-501, зафиксированы многочисленные dZr с мезо- и неопротерозойскими возрастами, нетипичными для кристаллического фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы [29, 34, 35, 57]. Потенциальными источниками dZr с такими возрастами могли бы быть кристаллические комплексы Свеко-Норвежского домена, Протоуральско-Тиманого орогена и/или (что



Рис. 11. Сопоставление Hf-изотопных характеристик dZr из образца K15-501 (а) с аналогичными характеристиками для dZr из пород Кокчетавского массива Казахстана (б), (по данным [100]).

наиболее вероятно) кадомид фундамента Скифской и Туранской плит. Кроме того были рассмотрены варианты, при которых таким источником мог быть некий коровый блок, располагавшийся в венде к востоку от Уральской окраины Восточно-Европейской платформы [34, 35].

Таким образом, характер распределения возрастов dZr из песчаников Соль-Илецкого блока (проба K15-501 из скв.№ 2-Ордовикская) свидетельствует о том, что в строении источников сноса существенную роль играли позднедокембрийские кристаллические комплексы, не известные в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы. Таким потенциальным источником могли быть комплексы Казахстанского палеоконтинента. Однако сопоставление Hf изотопных характеристик dZr из мезопротерозойскораннепротерозойского Кокчетавского массива и образца K15-501 показало следующие различия (рис. 11):

– в группе K2 зафиксированы dZr с очень высоким положительным значением $\varepsilon_{\rm Hf}$, которые соответствуют деплетированной мантии (DM), однако в образце K15-501 dZr с такими $\varepsilon_{\rm Hf} > 7$ не выявлены;

в образце К15-501 не выявлено dZr с возрастом, соответствующим группе К1;

 в образце К15-501 были выявлены многочисленные dZr с возрастами 1.5–1.6 млрд лет; циркона с такими возрастами нет в образцах из Казахстанских толщ.

19

Существенные расхождения в возрастных и Hf изотопных характеристиках dZr из образца K15-501 и Кокчетавского массива не позволяют рассматривать комплексы Кокчетавского массива как первичные источники циркона для пробы K15-501.

Таким образом, учитывая всю совокупность имеющихся данных, есть все основания полагать, что источником dZr с возрастом в диапазоне 561—685 млн лет, зафиксированных в ордовикских песчаниках Соль-Илецкого свода, являются позднедокембрийские кристаллические комплексы Пери-Гондванских террейнов, участвующие в настоящее время в строении герцинского фундамента Скифской или Туранской платформ.

Южный Урал

Восточное складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы представлено северным и южным фрагментами эпипалеозойского (герцинского) Уральского покровно-складчатого пояса близмеридионального простирания. Для Уральского покровно-складчатого пояса характерна отчетливо выраженная продольная сегментация и поперечная тектоническая зональность. Поперечная зональность выражается в том, что в строении пояса отчетливо выделяются Восточнои Западно-Уральская мегазоны [18, 19, 53, 56, 71, 76]. Границей между этими мегазонами считается западное ограничение полосы (зона Главного Уральского разлома) развития массивов пород ультраосновного состава и протяженных полей серпентинитового меланжа, характеризующихся общеуральской протяженностью [52].

В большинстве тектонических зон южного Урала, выделяемых как в пределах Западно-Уральской мегазоны, так и в пределах Восточно-Уральской мегазоны, довольно широко распространены ордовикские толщи, в строении которых значительную роль играют терригенные породы [68]. Сходные образования распространены и в сопредельных с восточными тектоническими единицами Южного Урала структурах расположенного на западе Центрального Казахстана Кокчетавского массива [15, 17]. Эти толщи, как правило, начинают палеозойские разрезы и со структурным несогласием залегают на докембрийских образованиях или слагают тектонические пластины, участвующие в эпипалеозойской покровно-складчатой структуре соответствующих регионов.

Комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны

В строении Западно-Уральской мегазоны принимают участие дислоцированные терригенные, карбонатные и кремнисто-глинистые толщи, охватывающие стратиграфический диапазон от пограничных уровней верхнего кембрия и нижнего ордовика и до верхней перми, включительно. Кроме того, в пределах Западно-Уральской мегазоны распространены глубоко и неоднократно метаморфизованные образования раннедокембрийского (на современном эрозионном срезе представлены крайне незначительно) и неравметаморфизованные осадочные номерно вулканогенно-осадочные толщи позднедокембрийского и ранне-среднекембрийского (?) возраста, а также парагенетически связанные с ними интрузивные образования преимущественно среднего и кремнекислого состава, и, заметно реже основного и ультраосновного состава.

Эти допозднекембрийские образования называются обычно — доуралидами, протоуралидами или тиманидами, и участвуют в строении по существу непрерывной цепочки структур, характеризующейся переменной шириной и общеуральской протяженностью, именуемой Центрально-Уральским поднятием [26, 56, 75, 76, 80].

В современном строении Западно-Уральской мегазоны на Южном Урале выделяются следующие тектонические зоны – Предуральский краевой прогиб, Западноуральская зона линейных складок, Зилаирский синклинорий, зона Башкирского поднятия и зона Поднятия Уралтау. Фундаментальный вклад в изучение комплексов и структур Южно-Уральского сегмента Западно-Уральской мегазоны внесли Н.С. Шацкий, А.А. Богданов, В.Е. Руженцев, А.Е. Яншин, И.В. Хворова, Д.В. Наливкин, Б.М. Келлер, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Б.И. Чувашов, А.В. Маслов, Г.А. Мизенс, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и многие другие исследователи [8, 19-21, 25, 40, 43, 46, 55, 56, 63, 74, 77, 81, 83]. Основная часть Южного сегмента Западно-Уральской мегазоны на ранних этапах ее развития, примерно до рубежа франского и фаменского веков, представляла собой шельф и склон Восточно-Европейского палеоконтинента, или шельф и континентальный склон пространственно и структурно сопряженного с Восточно-Европейским палеоконтинентом обширного окраинноморского бассейна [54]. Начиная с фамена, Южный сегмент Западно-Уральской мегазоны соответствовал крупной негативной палеоморфоструктуре – бассейну (прогибу), сопряженному с Уральским орогеном.

Башкирский антиклинорий — обширный выступ докембрийских пород, традиционно интерпретируемый как реликт позднедокембрийской пассивной окраины Балтики, или реликт внутриконтинентального рифтогенного бассейна, трансформировавшегося в начале палеозоя в пассивную окраину Балтики [19, 56]. Башкирский антиклинорий разделен Зюраткульским разломом на две части (рис. 12). К западу от него развиты не испытавшие предордовикских дислокаций и метаморфизма верхнедокембрийские образования [56]. Их нижняя часть — преимущественно осадочные, в том числе на уровне низов среднего рифея, неметаморфизованные породы, слагающие типовой разрез рифея, а верхняя часть — терригенные образования ашинской серии верхнего венда или верхнего венда—кембрия [37, 55, 56]. К востоку от разлома распространены неравномерно метаморфизованные и испытавшие предордовикские дислокации позднедокембрийские образования, в которых на уровне низов среднего рифея широко представлены вулканиты (машакская, шатакская, кувашская свиты) [11, 19, 55, 56].

Различия в строении докембрийских образований западной и восточной частей Башкирского антиклинория позволили предположить его составную структуру [26]. В соответствии с этим, западная часть Башкирского антиклинория (далее – Башкирское поднятие) – реликт позднедокембрийской пассивной окраины Балтики, восточная часть Башкирского антиклинория (далее – Таганайско-Белорецкая тектоническая единица) – реликт структуры, чужеродной по отношению к сопредельной части Балтики, перемещенной по Зюраткульскому разлому в свое современное положение при вдольуральском крупноамплитудном правом сдвиге [26].

На западе и юго-западе Башкирского поднятия верхнедокембрийские образования перекрыты палеозоем, разрез которого начинают маломощные верхнеэмсские кварцевые песчаники (такатинская свита) [36, 55, 56]. При этом на юге Башкирского поднятия и в пределах Таганайско-Белорецкой тектонической единицы разрез палеозоя начинается с маломощной толщи верхнеордовикских кварцевых песчаников [24, 29, 55–57]. Наиболее яркое отличие палеозойских образований, надстраивающих на западе и востоке Башкирского поднятия верхнедокембрийские комплексы, состоит в характере взаимоотношений с подстилающими образованиями — параллельное и структурное несогласие, соответственно.

Башкирское поднятие. Для изучения dZr из ордовикских песчаников, без признаков структурного несогласия налегающих на верхнедокембрийские слоистые образования Башкирского поднятия, расположенного к западу от Зюраткульского разлома, была отобрана проба К12-025. Положение места отбора пробы и результаты U– Рb изотопного датирования dZr из песчаников этой пробы приведены в работах [29, 57, 68]. Здесь отметим, что минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных dZr из пробы К12-025 – 556 \pm 6 млн лет (D = -0.3%), максимальный – 2806 \pm 33 млн лет (D = 3.1%) (рис. 13, а).

Датировки образуют большую группу мезопротерозойских и палеопротерозойских значений. Кроме того, в полученном наборе датировок есть единичные значения. Группа мезопротерозойских и палеопротерозойских датировок подразделяется на три подгруппы:

- 13 датировок – от 1088 ± 43 млн лет (D = 2.3%) до 1399 ± 68 млн лет (D = 0.7%);

- 14 датировок – от 1450 ± 37 млн лет (D = 6%) до 1778 ± 38 млн лет (D = -1.1%);

- 10 датировок – от 1841 ± 41 млн лет (D = 8.2%) до 2024 ± 53 млн лет (D = 0.6%).

На КПВ отмечается три ярких пика, поддержанных более чем трем измерениями — 1201, 1505 и 1969 млн лет. Все они соответствуют центрам трех подгрупп.

Присутствие эдиакарских датировок в полученном набор возрастов dZr из ордовикских песчаников Башкирского поднятия указывает на возможное участие продуктов эрозии Пери-Гондванских блоков в формировании обломочного материала, из которого сложены эти песчаники. Но при этом в настоящее время нельзя полностью исключать того, что dZr с этими возрастами переотложенны из туфовых прослоев, известных в подстилающих ордовик разрезах кембрийско-верхневендской ашинской серии.

Таганайско-Белорецкая тектоническая единица. Для изучения зерен dZr из ордовикских обломочных пород, налегающих с отчетливым структурным несогласием на неравномерно дислоцированные и метаморфизованные верхнедокембрийские образования Таганайско-Белорецкой тектонической единицы, расположенной к востоку от Зюраткульского разлома, была отобрана проба K12-006. Положение места отбора пробы и результаты U—Pb изотопного датирования dZr из песчаников этой пробы приведены в работе [68].

Минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных dZr – 562 \pm 32 млн лет (D = –1.1%), максимальный – 2885 \pm 21 млн лет (D = 0.9%) (см. рис. 13, б). На КПВ выделяется шесть ярких – 976, 1072, 1232, 1505, 1993 и 2718 млн лет, а также – три второстепенных пика 1404, 1637 и 2841 млн лет (все поддержаны более чем тремя измерениями). Не считая двух эдиакарских dZr (они наиболее вероятно из известных в верхневендских толщах Западного Урала туфовых прослоев [30]), остальные dZr образовали три группы датировок:

• Многочисленные зерна, датировки которых попадают в ранненеопротерозойский (три зерна) и мезопротерозойский (тридцать зерен) интервал, охватывающий диапазон от 976 ± 6 до 1647 ± 17 млн лет. Эта группа разделена частотным минимумом датировок, приуроченным к рубежу 1332 на две подгруппы.

• Палеопротерозойские dZr - 15 датировок, попадающих в диапазон от 1836 \pm 18 до 2066 \pm \pm 20 млн лет.

• Архейские dZr — 10 датировок, попадающих в диапазон от 2548 ± 16 до 2885 ± 21 млн лет. В соответствии с возрастами самых молодых dZr в ордовикских песчаниках Башкирского поднятия, присутствие в полученном наборе возрастов dZr из ордовикских песчаников Таганайско-Белорецкой тектонической единицы эдиакарских датировок, может быть косвенным указанием на участие продуктов эрозии Пери-Гондванских блоков в формировании силикокластики, слагающей эти песчаники. Но при этом, так же как и в случае ордовикских песчаников Башкирского поднятия, нет абсолютной уверенности в том, что эдиакарские dZr не переотложены из туфовых прослоев, известных в подстилающих ордовикско–эдиакарских толщах.

Зона поднятия Уралтау. В строении зоны Уралтау в традиционном ее понимании выделяют две тектонические единицы – Суванякскую и Максютовскую, которые имеют незначительную ширину по сравнению с их протяженностью и характеризуются общеуральским простиранием. Граница между ними проводится по Янтышевско-Юлукскому разлому, к западу от которого расположена Суванякская единица, а к востоку – Максютовская [55, 56].

Суванякская тектоническая единица. Для изучения зерен dZr из ордовикских метаобломочных пород из Суванякской тектонической единицы зоны поднятия Уралтау была отобрана проба (R14-396) кварцитовидных песчаников, слагающих фрагмент разреза карамалинской свиты у с. Башкалган. Точные координаты места отбора пробы и результаты U–Pb изотопного датирования зерен dZr из песчаников этой пробы приведены в работе [68]. Здесь лишь отметим, что полученные по пробе R14-396 результаты крайне непредставительны количественно (всего 20, в т. ч. 13 кондиционные). Минимальный U–Pb изотопный возраст для изученных зерен dZr – 525 ± 3 млн лет (D = 0.32%), максимальный – 2779 ± 27 млн лет (D = 2.87%) (см. рис. 13, в). При этом большинство кондиционных датировок попадает в диапазон от 525 до 610 млн лет.

Максютовская тектоническая единица. Для изучения dZr из орловикских метаобломочных пород из Максютовской тектонической единицы зоны поднятия Уралтау были отобраны две пробы (G-17-39 и G-17-14) кварцитов, участвующих в строении фрагментов разрезов юмагузинской и галеевской свит, т.е. по одной пробе из юмагузинских и галеевских кварцитов. Точные координаты мест отбора проб и результаты U-Pb изотопного датирования dZr приведены в работе [13]. Здесь же отметим, что характер распределения датировок dZr из этих кварцитов существенно различен (см. рис. 13, г, д). Так, в юмагузинских кварцитах распределение возрастов dZr почти унимодальное, с резким количественным преобладанием кембрийских и вендских (эдиакарских) датировок. При этом более древние dZr единичны. В противоположность этому, в галеевских кварцитах (проба G-17-14) наряду с большой группой dZr с возрастами от кембрия до середины неопротерозоя широко представлены dZr с датировками, образующими непрерывный ряд в диапазоне значений от ~0.9 до 2.2 млрд лет. Кроме того, есть достаточно представительная в количественном отношении группа с архейскими датировками. Специально заметим, что полученными значениями возраста наиболее молодых dZr и сравнением этих датировок с наиболее молодыми датировками dZr из заведомо ордовикских песчаниковых толщ разных районов Южного Урала

Западно-Уральская мегазона (2–10), Башкирский антиклинорий (3–10) и Башкирское поднятие (4–6):

2-ордовикско-девонские осадочные толщи;

3-кембрийско-верхневендские осадочные толщи ашинской серии;

4-6 - преимущественно осадочные толщи рифея: 4 - верхнего, 5 - среднего, 6 - нижнего;

7- раннедокембрийские гранито-метаморфические образования тараташского комплекса;

8–*9* – Таганайско-Белорецкая тектоническая единица, сложенная верхнедокембрийскими неравномерно метаморфизованными образованиями:

8- осадочными, 9- вулканогенными и вулканогенно-осадочными (машакская, шатакская и кувашская свиты);

10 – зона поднятия Уралтау, сложенная верхнедокембрийскими и палеозойскими неравномерно метаморфизованными осадочными образованиями Суванякской, Максютовской и Уфалейской тектонических единиц (на схеме не расчленены);

11 – Восточно-Уральская мегазона и элементы ее строения (Кракинский аллохтон и аллохтон, залегающий в ядре Тирлянской мульды), сложенные характерными для Восточно-Уральской мегазоны комплексами: ордовикско-девонские толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, каменноугольные известняки, массивы пород гипербазит-базитовых (офиолитовых) ассоциаций;

12 — гранитные массивы и массивы, сложенные интрузивными породами габбро-гранитных серий (массивы: 1 — Бердяушский, 2 — кусинско-копанского комплекса; 3 — Ахмеровский; 4 — Барангуловско-Мазаринская группа);

13 – сбросы и взбросы;

15 – Зюраткульский разлом;

16 – места отбора проб и их номера

Рис. 12. Схема строения Башкирского антиклинория и сопредельных структур в северной части южного сегмента Западно-Уральской мегазоны.

На врезке показано (звездочка) положение Башкирского антиклинория. *1* – Приуральский краевой прогиб, сложенный верхнепалеозойскими осадочными толщами;

^{14 –} надвиги и нижние поверхности шарьяжей;



вполне надежно обоснован ордовикский возраст юмагузинских и галеевских кварцитов. Но главный вывод, который можно сделать из анализа характера распределения возрастов dZr из кварцитов юмагузинской и галеевской свит: эти кварциты сложены продуктами эрозии Пери-Гондванских комплексов.

Комплексы и структуры Восточно-Уральской мегазоны

В строении Восточно-Уральской мегазоны, крайним западным элементом строения которой является зона Главного Уральского разлома, участвуют преимущественно ордовикско-камен-



Рис. 13. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb возрастов зерен детритового циркона из проб: (а) – K12-025; (б) – K12-006; (в) – R14-396; (г) – G-17-39; (д) – G-17-14.

ноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы. В современных геотектонических трактовках образования, слагающие в основном Восточно-Уральскую мегазону, интерпретируют главным образом как фрагменты древних островодужных сооружений [55, 56, 67].

В строении южного сегмента Восточно-Уральской мегазоны участвуют разнородные палеозойские образования — ордовикско-каменноугольные толщи вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного состава, ранне- и среднепалеозойские офиолиты и гранитоиды, преимущественно позднепалеозойского возраста. Пространственное размещение этих образований подчиняется определенной закономерности, позволившей выделить в пределах этой части региона большое количество тектонических зон. Наиболее крайними западными тектоническими единицами, сложенными комплексами, характерными для Восточно-Уральской мегазоны, является Сакмарская зона и зона Крака – так называемые краевые аллохтоны [63]. Они в виде гигантских шарьяжей, сложенных палеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами и офиолитами, тектонически налегают на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны

Кракинский аллохтон и аллохтон, залегающий в ядре Тирлянской мульды, сложены комплексами, характерными для Восточно-Уральской мегазоны: ордовикско-девонские толщи вулканогенноосадочных и осадочных пород, каменноугольные известняки, массивы пород гипербазит-базитовых (офиолитовых) ассоциаций.

Современные представления о геологическом строении Сакмарской зоны, типизация и характер соотношений, распространенных здесь раннеи среднепалеозойских комплексов рассмотрены в серии специальных публикаций [64, 65, 67]. Вполне исчерпывающие сведения о внутреннем покровном строении и биостратиграфических оценках возраста фрагментов разреза палеозойских толщ зоны Крака изложены в работах [55, 56, 69, 82]. Основание сводных палеозойских стратиграфических последовательностей Сакмарской зоны и зоны Крака представлены, соответственно, верхнекембрийско-нижнеордовикской кидрясовской свитой и верхнеордовикской сухолядской толщей, в строении которых существенная роль принадлежит песчаникам.

К востоку от зоны Главного Уральского разлома (Присакмаро-Вознесенская зона) расположена Магнитогорская зона. В ее строении выделены три главных структурных элемента – с запада на восток это Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская подзоны. К востоку от Магнитогорской зоны располагается Кацбахская офиолитовая зона, которая отделяет Магнитогорскую зо-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

ну от расположенной восточнее нее крупного тектонического элемента южного сегмента Восточно-Уральской мегазоны — зоны Восточно-Уральского поднятия. Еще далее на восток за этой зоной расположена Зауральская зона.

Сакмарская зона. Сакмарская зона представляет собой крупный аллохтонный элемент строения южного сегмента Западно-Уральской мегазоны и может быть охарактеризована как синформа, в ядре которой сохранилась часть крупной лежачей антиформы, в которую входит серия пакетов изогнутых тектонических пластин, расслоенных телами серпентинитовых меланжей и олистостромами [68]. Пластины сложены обломочными терригенными, вулканогенно-обломочными, вулканогенными и кремнистыми образованиями, совокупный стратиграфический диапазон, которых соответствует интервалу от самых верхов кембрия до франа. При этом нижнепалеозойские (преимущественно ордовикские) образования представлены фрагментированными разрезами, объединяемыми в кидрясовскую (обломочно-терригенный тип разреза), кураганскую (кремнисто-глинистый тип разреза), губерлинскую (кремнисто-туфогенно-вулканогенный тип разреза) и блявинскую (вулканогенный тип разреза) свиты [65, 67].

Кидрясовская свита сложена, в основном, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, песчанистыми алевролитами. В разрезах свиты на отдельных уровнях среди песчаников присутствуют потоки базальтов, а также горизонты хаотического строения, в которых в тремадокском [78] глинистом матриксе содержатся блоки раннекембрийских археоциатовых известняков. В целом разрезы кидрясовской свиты вполне надежно биостратиграфически охарактеризованы [67]. Породы свиты преимущественно слагают разновеликие тектонические пластины, пластовые отторженцы и блоки, которые участвуют в покровно-складчатом строении Сакмарской зоны [19, 54-56, 63, 67]. Мощность отдельных тектонически обособленных фрагментов разреза кидрясовской свиты может достигать нескольких сот метров. Среди песчаников свиты преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые разности, характерна хорошая окатанность зерен, карбонатный или глинистый цемент. Иногда в заметных количествах присутствует глауконит. Традиционно принято считать, что генетически кидрясовская свита является грабеновой формацией [73]. При этом многие исследователи полагают. что кидрясовская свита – комплекс-показатель рифтогенеза, проявленного в раннем ордовике на южно-уральском краю Восточно-Европейского палеоконтинента (платформы) и предшествовавшего раскрытию Палеоуральского океана [19, 55, 56]. Однако наличие в разрезах кидрясовской свиты хаотически устроенных уровней с разноразмерными обломками, олистолитами и олистоплаками раннекембрийских археоциатовых известняков, фактически исключает возможность того, что кидрясовская свита формировалась при рифтогенезе Уральского края Восточно-Европейского палеоконтинента. Отсутствие в структуре Восточно-Европейской платформы кембрийских карбонатных толщ с тепловодной фауной (в т. ч. археоциатами) и других показателей теплого климата (таких как эвапориты), указывает на то, что Восточно-Европейский палеоконтинент в начале кембрия располагался за пределами тропических областей. Это нашло отражение на многих палинспастических реконструкциях [106, 112, 124]. При этом наличие в разрезах кидрясовской свиты хаотических уровней с обломками археоциатовых известняков является прямым указанием на то, что эта свита формировалось в структурах растяжения на континенте, в пределах которого нижнекембрийские разрезы представлены археоциатовыми известняками. Восточно-Европейский палеоконтинент по этому критерию не подходит.

Для выделения и последующего U—Pb изотопного датирования dZr из ордовикских песчаников Сакмарской зоны из типового разреза нижнеордовикской части кидрясовской свиты в горах Тырмынтау, расположенных южнее с. Кидрясово, были отобраны две пробы (R09-085 и K07-007) существенно кварцевых песчаников с обильными остатками трилобитов и брахиопод. Координаты точек отбора проб кидрясовских песчаников и результаты датирования dZr из них приведены в работе [68].

Характер распределения возрастов dZr из обеих проб (R09-085 и К07-007) кидрясовских песчаников весьма сходен. В связи с этим далее мы используем синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму этих возрастных наборов (рис. 14, а). В этом наборе минимальный U–Pb изотопный возраст – 476 ± 3 млн лет (D = 2.1%), а максимальный — 2061 ± 38 млн лет. При этом подавляющее большинство датировок попадает в диапазон от 500 до 650 млн лет. С учетом этого обстоятельства, мы полагаем, что основным источником детрита, аккумулированного в песчаниках кидрясовской свиты, могли быть только кембрийско-позднедокембрийские кристаллические комплексы фрагментов Пери-Гондваны.

Зона Крака. Ордовикские породы в зоне Крака известны с 1950-х годов, тогда их выделяли как уразинскую свиту [50]. В настоящее время эти образования рассматривают как сухолядскую толщу, сложенную в нижней части сероцветными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются табачными алевролитами и аргиллитами с хитинозоями аренига — раннего лланвирна [82]. Верхнюю часть

разреза толщи слагают ритмично переслаивающиеся слюдистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Верхние элементы ритмов в самых верхах разреза иногда представлены кремнистыми алевролитами. На разных уровнях разреза, относимого к сухолядской толще, известны сборы конодонтов, характерных для интервала от лланвирна до ашгилия [41]. По своему стратиграфическому объему сухолядская толща соответствует всему ордовику. Оценки мощности сухолядской толщи составляют 900 м [69].

Для выделения и последующего U-Pb-изотопного датирования dZr из ордовикских полимиктовых песчаников сухолядской толщи зоны Крака была отобрана проба (R14-336). Точное место отбора этой пробы и результаты U-Pb изотопного датирования dZr из нее приведены в работе [68]. Минимальный кондиционный U-Pb-изотопный возраст для изученных зерен dZr – 536 \pm 4 млн лет (D = -3.7%), максимальный – 2964 ± 15 млн лет (D = 4.2%). Распределение кондиционных изотопных возрастов изученных dZr показало, что наиболее молодые датировки сформировали группу, попадающую в кембрийскопоздненеопротерозойский временной интервал от 536 ± 4 млн лет (D = -3.7%) до 657 ± 4 млн лет (D = = 3.3%) с одним ярким пиком на КВП, приходящимся на 565 млн лет (см. рис. 14, б). Более древдве образовали ние датировки неравных (количественно) разновозрастных группы. В пределах первой из них выделяются две компактные подгруппы с пиковыми значениями на КПВ 1232 и 1358 млн лет. Вторая, более древняя группа представлена датировками, которые образуют на КПВ пики, значения которых соответствуют – 1584 и 1650 млн лет. Также выделяются две небольшие группы раннепалеопротерозойских датировок, формирующих на КПВ пиковые значения 2060 и 2450 млн лет, соответственно. Кроме того, есть еще две единичных датировки в самой древней (архейской) части спектра распределения возрастов.

С учетом того, что часть dZr с датировками, попадающими в кембрийско-поздненеопротерозойский временной интервал от 536 ± 4 до 657 ± 4 млн лет с частотным пиком 565 млн лет, не могла попасть в пробу в результате размыва кристаллических комплексов, известных в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, мы приходим к выводу о том, что источником таких цирконов могли быть только кембрийско-позднедокембрийские кристаллические комплексы, слагающие фрагменты Пери-Гондваны.

Зона Восточно-Уральского поднятия. Зона Восточно-Уральского поднятия расположена между Магнитогорской зоной на западе и Зауральской зоной на востоке. В строении зоны Восточно-



Рис. 14. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb возрастов зерен детритового циркона из проб К07-007, R09-088 (a); R14-336 (б); R14-228, R14-310 (в); R14-360 (г); R14-355/1 (д).

Уральского поднятия широко распространены позднепалеозойские граниты и гранитометаморфические комплексы, среди которых местами установлены реликты более древних палеозойских и возможно докембрийских образований. Эти гранитометаморфические комплексы обнажены в ядрах антиформных структур, на крыльях которых сохранились реликты раннепалеозойских образований терригенного и терригеннокарбонатного состава. Крылья и ядра синформы, сопряженные с этими антиформами, выполнены раннепалеозойскими офиолитами и нижне-среднепалеозойскими толщами вулканитов, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Метафорические образования, выступающие в ядрах антиформных структур в пределах зоны Восточно-Уральского поднятия, ранее интерпретировали как раннедокембрийский фундамент Восточно-Уральского микроконтинента, а структурно и стратиграфически (?) перекрывающие их слабо метаморфизованные терригенные и терригенно-карбонатные толщи – как фрагменты чехла этого микроконтинента.

Для U-Pb изотопного датирования dZr из ордовикских обломочных пород зоны Восточно-Уральского поднятия были отобраны две пробы из разных (пространственно разобшенных) разрезов нижне-среднеордовикской маячной (проба R14-228) и одновозрастной ей рымникской свиты (проба R14-310), представляющих собой, по-видимому, стратиграфические аналоги, несколько различающиеся по составу слагающих их пород. Обломочные породы в разрезе маячной свиты представлены монотонными кварцевыми и аркозовыми песчаниками, а в разрезе рымникской свиты – полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами. Координаты мест отбора проб, а также результаты датирования dZr из этих проб приведены в работе [68]. Здесь мы специально отметим. что характер распределения датировок в полученных возрастных наборах фактически идентичный. Поэтому далее использован синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму возрастных наборов, полученных для пробы R14-228 (маячная свита) и проба R14-310 (рымникская свита). В этом наборе минимальный U–Pb-изотопный возраст – 511 ± \pm 4 млн лет (D = 8.9%), максимальный – 624 \pm \pm 5 млн лет (D = 2.6%) (см. рис. 14, в).

Таким образом, характер распределения возрастов dZr из песчаников ордовикских маячной (R14-228) и рымникской (R14-310) свит зоны Восточно-Уральского поднятия указывает на то, что в строении источников сноса, продуктами эрозии которых сложены эти песчаники, существенную роль играли кембрийские и позднедокембрийские (вендские) кристаллические комплексы. Исследованиями последних лет вполне надежно доказано, что в зоне Восточно-Уральского поднятия именно такие образования залегают на более низких структурных уровнях по сравнению с маячной и рымникской свитами [68]. Поскольку данный возрастной диапазон характерен для кристаллических комплексов, участвующих в строении Пери-Гондванских блоков, а комплексы такого возраста неизвестны в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы и Кокчетавского массива Центрального Казахстана, мы полагаем, что структурное основание зоны Восточно-Уральского поднятия — это один из элементов Пери-Гондваны.

Зауральская зона. В пределах Зауральской зоны довольно широко развита нижне-среднеордовикская тогузак-аятская свита, сложенная монотонными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже гравелитами мощностью несколько сот метров. Для U-Pb изотопного датирования dZr из ордовикских песчаников Зауральской зоны были отобраны две пробы из разных (пространственно разобщенных) разрезов нижне-среднеордовикской тогузак-аятской свиты – пробы R14-355-1 и R14-360. Координаты мест отбора проб, а также результаты датирования dZr из этих проб приведены в работе [68]. Характер распределения датировок в возрастных наборах, полученных по пробам R14-355-1 и R14-360, весьма сходен. Поэтому далее использован синтетический набор датировок, представляющий собой простую сумму возрастных наборов, полученных для проб R14-355-1 и R14-360. В этом синтетическом возрастном наборе минимальная кондиционная U–Pb датировка – 548 ± 4 млн лет (D = 1.9%), максимальная — 2819 ± 23 млн лет. При этом в количественном смысле максимально многочисленно представлены dZr, попадающие в диапазон от 550 до 700 млн лет (см. рис. 14, г).

Резкое доминирование в пробах R14-355-1 и R14-360 dZr с возрастами в диапазоне от 550 до 700 млн лет свидетельствует о том, что в строении источников сноса существенную роль играли позднедокембрийские кристаллические комплексы, не известные в структуре раннедокембрийского фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы, а также в строении сопредельного с Зауральской зоной Кокчетавского массива Центрального Казахстана. Учитывая приведенные данные, мы считаем, что в ордовикских песчаниках Зауральской зоны зафиксирован Пери-Гондванский провенанссигнал.

Горный Крым

В геологическом строении п-ова Крым выделены два основных структурных элемента – складчатая область Горного Крыма и Степной Крым [10]. Степной Крым является частью Скифской плиты, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Горный Крым – часть современного Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного покровно-складчатого пояса [48, 108]. В строении верхних горизонтов земной коры, представленных на современном эрозионном срезе Горного Крыма, выделены киммерийский (киммериды) и синальпийский (альпиды) структурные комплексы [44, 45]. Киммерийский структурный комплекс образован неравномерно дислоцированными образованиями, охватывающими стратиграфический интервал от верхнего триаса до низов нижнего мела, включительно. Он подразделяется на три подкомплекса:

- позднетриасово-раннеюрский;
- среднеюрский (аалеан-батский);
- келловейско (?)-берриасский.

Киммерийский структурный комплекс обнажен в пределах Первой гряды Крымских гор и слагает структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор, сложенной синальпийским структурным комплексом. Синальпийский структурный комплекс состоит из залегающих моноклинально меловых и кайнозойских толщ. Ими сложены верхние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

В геологическом строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма (киммерид Горного Крыма) значительную роль играют мощные юрско-нижнемеловые толщи грубообломочных пород. Эти толщи сложены, в основном, галечными и валунными полимиктовыми конгломератами, которые содержат гальки осадочных (преимущественно карбонатных), метаморфических и магматических пород, а также карбонатно-обломочными конгломератами и конглобрекчиями, в том числе валунными. Эти грубообломочные толщи накапливались в небольших осадочных бассейнах на раннекиммерийском складчатом основании – на эродированных структурах, сложенных дислоцированными образованиями таврической и эскиординской серий.

К настоящему времени некоторые из этих толщ охарактеризованы U-Pb датированием dZr:

 среднеюрские битакские конгломераты, распространенные около с. Строгоновка в южных пригородах г. Симферополя [47];

 верхнеюрские конгломераты гор. Демерджи около г. Алушта [61];

 конгломераты гор. Спилия около Балаклавской гавани [101];

 конгломераты нижней части верхнеюрско– нижнемеловой обломочной толщи южного борта Байдарской котловины [101]. Сопоставление полученных спектров U–Pb возрастов dZr в 4-х локациях Горного Крыма показало высокую степень сходства осредненных возрастных характеристик основных популяций. Это позволяет оперировать с суммарным набором данных (рис. 15, б).

В этом суммарном наборе датировок отчетливо установлена группа dZr вендско-кембрийского возраста, соответствующая кадомской фазе магматизма (ключевой критерий для идентификации террейнов, отделившихся от северной периферии Гондваны). Для верхнеюрских конгломератов гор. Демерджи около г. Алушта и гор. Спилия около Балаклавской гавани получены также Hf-изотопные характеристики циркона, которые позволяют оценить модельный возраст протолита для родительских пород изученных dZr [101].

Нами проведено сопоставление характеристик dZr из пород юрских грубообломочных толщ Горного Крыма с аналогичными характеристиками циркона из комплексов Украинского щита. В пределах Азовского, Среднеприднепровского и Подольского доменов Украинского шита распространены древние кристаллические комплексы с возрастами пород от 3.0 до 3.9 млрд лет и еще более древними модельными возрастами протолита до 4.09 млрд лет [2, 3, 92]. Такой же древний модельный возраст протолита имеет и значительная часть более молодого неоархейского циркона в кристаллических комплексах Украинского щита [91]. Циркон с такими же уникальными Hf изотопными метками присутствует в обрамляющих Украинский щит неопротерозойских метаосадочных породах (например, полесской серии) и переотложен в более молодых породах, для которых источником сноса были комплексы и структуры фундамента южной части Восточно-Европейской платформы [116] (рис. 16).

Поскольку специфический древний циркон (древнее 3.0 млрд лет) или циркон с палеоархейским (древнее 3.5 млрд лет) модельным возрастом протолита, характерный для фундамента южной части Восточно-Европейской платформы, в породах из юрских конгломератовых тощ Горного Крыма не выявлен, маловероятно, что древние кристаллические комплексы и содержащие продукты их размыва осадочные толщи Восточно-Европейсской платформы были источником архейско-протерозойских dZr для изученных конгломератов Горного Крыма.

Здесь также важно отметить, что результаты U—Pb-изотопного датирования детритового циркона из двух проб, характеризующих верхнетриасовые части таврической и эскиординской серий (флишевые толщи) киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, показали присутствие в пробах значительного числа dZr с очень





Рис. 15. Сопоставление результатов U–Pb датирования зерен детритового циркона из мезозойских толщ Крыма с аналогичными данными по Добрудже и возрастами кристаллических комплексов Украинского щита. (а) – Сводка возрастов кристаллических комплексов Украинского щита, по [48].

Обозначено: ВВП – Волынская вулканическая провинция, ВСРО – Волынско-Среднерусский ороген, плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, Ки – Кировоградский, НУ – Новоукраинский, ОМО – аккреционный ороген Осницк-Микашевичи, ВСО – Волго-Сарматский ороген.

(б–в) – Гистограммы и кривые плотности вероятности для U–Pb изотопных возрастов dZr из песчаников, участвующих в сложении: юрских грубообломочных (б) и верхнетриасовых флишевых (в) толщ Горного Крыма.

На (б) – провенанс-сигнал Добруджи (суммарные данные по 26 образцам (*n* = 1833) из позненеопротерозойских–позднепалеозойских песчаников), по [85].

древними значениями возраста >3.0 млрд лет, в том числе 3 древнейших dZr с возрастом ~3.9 млрд лет (см. рис. 15, в). Присутствие в пробах таких зерен, а также очевидное хорошее соответствие возрастных диапазонов палеопротерозойских и архейских кристаллических комплексов юго-западной части Восточно-Европейской платформы и соответствующих популяций детритового циркона из таврической и эскиординской серий, указывает на то, что кристаллические комплексы, представленные в современной структуре Украинского щита, были первичными источниками этих цирконов (см. рис. 15, а). Кристаллические комплексы с такими древними значениями возраста циркона чрезвычайно редки в мире, однако широко представлены в Подольском и Приазовском блоках Украинского щита.

Существенное различие наборов возрастов dZr в верхнетриасовых флишевых толщах и юрских конгломератах является отражением кардинального изменения источников сноса для изученных толщ. В позднем триасе в выполнении бассейна доминировали продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента югозападной Сарматской части Восточно-Европейской платформы. На временном рубеже между



Рис. 16. Сопоставление Hf-изотопных характеристик dZr из образцов K15-007 и K-15-003 Горного Крыма с аналогичными характеристиками для dZr из пород Украинского щита (по [116]) и комплекса Каракая (Западные Понтиды) (по [127]).

поздним триасом и ранней юрой в бассейн перестали поступать продукты эрозии Сарматской части фундамента Восточно-Европейской платформы, но стал поступать материал, содержащий dZr с архейскими возрастами в интервале от 2.5 до 3.0 млн лет и модельными возрастами протолита только до 3.5 млрд лет. Такие популяции циркона широко представлены в любом архейском блоке коры.

Изученные нами верхнеюрские грубообломочные толщи Горного Крыма являются комплексами дельт Гильбертового типа и можно утверждать, что питающие провинции, породами которых сложены эти толщи, формировались в непосредственной близости от областей седиментации [62]. Эти питающие провинции, очевидно, представляют собой погруженные в настоящее время части домезозойского фундамента Северного Причерноморья — Горного Крыма и/или сопредельных частей Скифской плиты, которые в юрское время были выведены к эрозионной поверхности и попали в размыв.

Таким образом, первичным источником dZr вендско-кембрийского возраста в породах юрских грубообломочных толщ Горного Крыма были кристаллические комплексы, сгенерированные в пределах северных периферических частей Гондваны. При этом более вероятно, что dZr попали в юрские конгломераты Горного Крыма за счет многократного рециклирования через осадочные толщи, а не за счет непосредственной эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондванского происхождения.

Сходство провенанс-сигнала конгломератов Горного Крыма с обобщенным провенанс-сигналом Добруджи, являющейся частью Авалонских террейнов, доказывает родственность домезозойского основания Горного Крыма и Добруджи, и

как следствие соответствие фундамента Горного Крыма авалонскому типу Пери-Гондванских террейнов (см. рис. 15, б).

Предкавказье и Большой Кавказ

Кавказ – элемент строения Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса. В первом приближении в строении Кавказа выделяют три главные тектонические единицы – современные горные сооружения Большого (Северного) и Малого (Южного) Кавказа и разделяющую их Центрально-Кавказскую депрессию. Здесь мы коснемся лишь Большого Кавказа и его северного склона, сопряженного с Предкавказьем. Вполне исчерпывающие данные по геологическому строению Большого Кавказа, важные в контексте проводимого нами исследования, опубликованы в [9, 22, 70, 95, 119].

В строении Большого Кавказа выделяются разделенные главным Кавказским разломом домены южного склона Кавказа и Северного Кавказа. Северокавказский домен состоит из расположенных с севера на юг более дробных единиц:

 – зона Главного хребта, включая Перевальную и Эльбрусскую подзоны;

- зона Передового хребта.

В основании северного склона Кавказа выделяется Бечасынская зона, которая фактически является уже крайним южным вовлеченным в альпийское воздымание элементом строения предкавказской части Скифской платформы.

В распространенных в зоне Главного хребта герцинских метаморфических породах булгенского и лабинского комплексов (Перевальная подзона), а также гондарского и макерского комплексов (Эльбрусская подзона) установлены многочисленные унаследованные зерна циркона с возрастами в диапазоне от 500 до 675 млн лет [95, 70].

В зоне Передового хребта наиболее низкие структурные элементы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами блыбского метаморфического комплекса. Эти образования интрудированы Балканским гранитоидным массивом. Результаты U–Pb изотопного (SHRIMP) датирования зерен акцессорного циркона из трех проб кварцевых диоритов этого массива показали значения возраста 574.1 \pm 6.7, 567.9 \pm 6.9 и 549 \pm \pm 7.4 млн лет, типичные для возраста гранитоидов, установленных во фрагментах Пери-Гондваны, расположенных в пределах западноевропейских палеозоид [22].

Бечасынский метафорический комплекс, развитый в Бечасынской зоне, охарактеризован U–Pb датировками (SHRIMP) циркона в диапазоне 509–573 млн лет. Комплекс перекрыт чехлом, начинающимся с мощной молассоидной пестроцветной урлешской свиты, условно сопоставляемой со стратиграфическим интервалом средний кембрий—нижний силур. Датирование (SHRIMP) dZr из алевролитов этой свиты показало, что их возраст попадает в диапазон 507—657 млн лет с пиком (частотным максимумом) 528 млн лет [9]. Кроме того при датировании единичных dZr из кварцитов таллыкольской свиты чегемской серии, развитой на юге Бечасынской зоны, было установлено, что средний SHRIMP-возраст девяти из десяти идеально окатанных зерен циркона из р. Чегем около 524 млн лет [9].

Таким образом, на Большом Кавказе и в прилегающих частях Скифской платформы (Бечасынская зона) распространены вендские и кембрийские гранитоиды и вмещающие их метамофриты, которые по своим возрастным характеристикам вполне могут быть сопоставлены с аналогичными образованиями блоков Пери-Гондваны. При этом (мета)осадочные толщи, которые могут быть интерпретированы как чехлы, перекрывающие на Большом Кавказе и в Бечасынской зоне вендские и кембрийские гранито-метаморфические образования, содержат зерна циркона эквивалентные по возрасту продуктам эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондваны.

Приведенные геохронологические данные доказывают, что в структуре фундамента эпипалеозойских Скифской и Туранской платформ пояс Пери-Гондванских террейнов (тектонических блоков) из северных Аппалачей, Западной и Центральной Европы, Африки и Аравии протягивается в Северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, и прослеживается далее на восток, вплоть до южного Зауралья, участвуя в строении палеозоид южной части Урала (рис. 17).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении каледонских, герцинских и альпийских поясов Западной и Центральной Европы широко развиты докембрийские образования - это вовлеченные в строение фанерозойских складчатых поясов фрагменты северной (в древних координатах) поздненеопротерозойско-кембрийской окраины палеоконтинента Гондвана – Пери-Гондванские террейны [106, 107, 122]. Продукты разрушения Пери-Гондванских террейнов зафиксированы к настоящему времени в песчаниках из обломочных толщ Предкавказья, Кавказа и Закавказья, Ирана, южного (Анатолия) и западного (Балканы) Причерноморья, Северной Африки и Аравийского полуострова (Израиль, Иордания, Центральная Сахара и Марокко), Центральной (Саксо-Тюрингия, Срединно-Германский массив, Молданубикум, Богемский массив) и Западной (Центрально-Французский массив, Армориканский массив, Кантабрия и др.), а также из толщ, участвующих в строении аллох-



Рис. 17. Схема основных тектонических единиц платформенного стиля строения и складчатых поясов Северной Евразии (по данным [42]).

Обозначено: ПКП – Прикаспийская плита, ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс, КК – Кокчетавский массив, УМ – Улутауский массив.

Показано: места отбора проб (звездочка красным), идентификационнный номер пробы (набор символов).

тонных структур северных Аппалачей (Ньюфаундленд).

Ансамбль блоков Пери-Гондванского происхождения прослеживается из Западной и Центральной Европы через Карпаты, Добруджу, Сербско-Македонский и Родопский массивы на Балканы, в Анатолию (в Анатолиды–Тауриды), Понтиды, Большой Кавказ и Закавказье (включая Дзирульский массив) и далее на восток в Иран и Афганистан [84–87, 90, 95, 98, 103–105, 114, 118, 126, 129–131].

На юге Восточно-Европейская платформа структурно и пространственно сопряжена с эпигерцинскими Скифской и Туранской молодыми платформами, которые являются смыкающими структурами между палеозоидами Западной Европы, примыкающими к Восточно-Европейской платформе с запада, и герцинидами Урала (уралидами), обрамляющими ее с востока. Поскольку до настоящего времени вещественный состав и возраст блоков фундамента Скифской и Туранской платформ слабо изучен, вопрос о предположительном трассировании пояса фрагментов Пери-Гондваны на восток через эти платформы из Западной Европы до Южного Урала и далее в Зауралье оставался открытым.

В статье проведен синтез и анализ результатов выполненного с участием авторов датирования dZr из верхнедокембрийских — фанерозойских толщ южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, а именно, верхнедокембрийских и кембрийско-ордовикских толщ Южного Урала, ордовика Прикаспия и мезозойских толщ Горного Крыма. Проведено

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

сопоставление полученных спектров возрастов dZr с референтными наборами возрастов, характеризующих Восточно-Европейскую платформу, Казахстан и Гондвану. Собраны геохронологические данные, характеризующие кристаллические породы Большого Кавказа.

Сравнение наборов возрастов dZr из ордовикских песчаников, вскрытых скв. № 2-Ордовикская в Соль-Илецком блоке Северного Прикаспия, а также ордовикских песчаников разных зон палеозоид Южного Урала с референтными наборами возрастов dZr, источниками которых были докембрийские комплексы Балтики и Казахстанского палеоконтинента, выявило во многих случаях очевидные существенные расхождения в возрастных, а для Кокчетавского массива и песчаников Прикаспия также и в Hf-изотопных характеристиках. Все это накладывает существенные ограничения на представление о том, что кристаллические комплексы Балтики и Казахстанского палеоконтинента были основными первичными источниками циркона для изученных ордовикских толщ.

В наборах dZr из ордовикских песчаников Прикаспия и некоторых зон Южного Урала значительную, а иногда и резко доминирующую роль играют dZr с возрастами в диапазоне ~600– 500 млн лет. Для ордовикских толщ Сакмарской зоны, Восточно-Уральского поднятия и поднятия Уралтау позднедокембрийские кристаллические комплексы с такими возрастами были определенно локальными местными источниками. Это исключает удаленные комплексы с позднедокембрийскими и кембрийскими возрастами, известными в пределах Восточно-Европейской платформы (комплексы Волынской вулканической провинции и тиманиды), в качестве питающих провинций в ордовикское время для осадочных бассейнов, реликты которых представлены в современном строении Прикаспия и разных зон Южного Урала. Кристаллические комплексы с возрастами от 450 до 750 млн лет типичны для Кадомских и Авалонских Пери-Гондванских террейнов.

Результаты изучения dZr из верхнеюрских конгломератов Горного Крыма показали, что среди датированных dZr присутствуют зерна, возрастные характеристики которых указывают на родственность погребенного фундамента Горного Крыма Добрудже, для которой доказана принадлежность структурам Амазонской части Пери-Гондваны, т.е. в строении фундамента Горного Крыма участвуют блоки, родственные Авалонским блокам (авалонидам). Для ордовикских толщ из Прикаспия и Южного Урала пока не удалось выявить надежные признаки, которые бы позволили определить тип Пери-Гондванских террейнов в питающей эти толщи провинции.

Благодарности. В обзор включены результаты исследований, которые выполнялись с нашим участием с 2008г. и проводились в течение более 15 лет. Мы очень благодарны коллегам Геологического института РАН (г. Москва, Россия), Стэнфордского университета (департамент геологии и экологии) (г. Стэнфорд, США), Университета Флориды (г. Гейнесвилл, США) и Центра GEMOC Университета Макуори (г. Сидней, Австралия), с которыми мы сотрудничали на всех этапах, включая полевые работы, подготовку проб, аналитические исследования и обсуждение полученных данных.

Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН, проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ РАН, г. Екатеринбург, Россия), анонимному рецензенту за полезные комментарии, мы благодарны редакции журнала "Геотектоника" за высокопрофессиональную подготовку нашего обзора.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50154 (Экспансия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Ляпунов С.М., Яковлева А.И., Паньков В.Н. Первые результаты U–Рb датирования зерен детритового циркона из олигоцена юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19. https://doi.org/10.31857/S2686739720090042
- 2. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю. Первые данные об эоархейских (3.95 млрд лет)

породах в фундаменте Приазовского блока Украинского щита. – В кн.: Фундаментальные вопросы тектоники и геодинамики. – М.: ГЕОС, 2020. С. 20–26.

3. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Вайлд С.А. Нижняя возрастная граница образования метатерригенных пород Высокопольской зеленокаменной структуры (Среднеприднепровский район Украинского щита) // Геологический журн. 2020. Т. 371. № 2. С. 03–17.

https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.2.199105

- 4. *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. – В кн.: *Тектоника и история развития Русской платформы.* – М.–Петроград: Государственное издательство, 1923. Ч. 1. 154 с.
- 5. Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. М.-Л.: Гос. научно-техн. геол.-развед. изд-во, 1932. 425 с.
- 6. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. — Объяснительная записка к "Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий". М-б 1:1500000. — Под ред. М.Г. Леонова — М.: ГЕОС. 2012, 104 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 597).
- Богданов А.А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы // Вопросы теоретической и прикладной геологии. 1947. Сб. 4. С. 5–40.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Под ред. М.В. Муратова – М.: Недра, 1969. 575 с.
- 11. Голионко Б.Г., Артемова О.А. Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. № 6. С. 3–10.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 17–26.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Каныеина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U-Рb датирования зерен обломочного циркона // ДАН. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17. https://doi.org/10.31857/S2686739720080071
- 14. Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // ДАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187. https://doi.org/10.7868/S0869565214260168

- 15. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужых систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. – М.: ГЕОС, 2012. 289 с. + 28 с. цв. вкл. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 602).
- 16. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588. https://doi.org/10.7868/S0869565215290186
- 17. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Строение, возраст и обстановки формирования ордовикских комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. T. 26. № 4. C. 24–42. https://doi.org/10.7868/S0869592X18040026
- 18. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. – М.: Наука. 1986. 248 c.
- 19. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд. лет) и строения Урала. – Дис. ... д. г.-м. н. – ИГиГ УрО РАН: Екатеринбург, 1998. 253 c.
- 20. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. 185 с.
- 21. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- 22. Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смульская А.И., 23. Иванов С.Д. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57. https://doi.org/10.7868/S0016853X18030037
- 23. Карпинский А.П. Очерки Геологическаго прошлаго Европейской России (Статья 1883-1894 гг. съ дополнительными примъчаніями). - Петроград: Военная Типография, 1919. 148 с. (на дореволюц. русском).
- 24. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. -Уфа: БФ АН СССР, 1961. 94 с.
- 25. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. – М.: АН СССР, 1949. 168 с. (Тр. ИГН АН СССР. Вып. 104).
- 26. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. – Автореф. дис. ... д. г. м.-н. – М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.
- 27. Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798-805.
- 28. Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Шацилло А.В., Дронов А.В., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герлес Дж. Первые результаты U/Pb датирования (LA ICP MS) детритных цирконов из раннепалео-

зойских и девонских песчаников Южного Приладожья // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 787-793.

29. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горо-жанина Е.Н., Романюк Т.В. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. C. 560-565.

https://doi.org/10.7868/S0869565216110189

30. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (Западный склон среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. C. 86–90.

https://doi.org/10.7868/S0869565217090183

- 31. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659—664. https://doi.org/0.7868/S0869565217240136
- 32. Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В., Каныгина Н.А. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 4. C. 435-458. https://doi.org/10.7868/S0869565217040156

- 33. Кузнецов Н. Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. C. 308-313. https://doi.org/10.7868/S0869565213210226
- 34. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала - палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.
- 35. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала - подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии ("Australia Upside Down conception") // Литосфера. 2012. № 4. C. 59–77.
- 36. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж. Первые данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) //

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 4 2021 ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432. https://doi.org/10.7868/S0869565214100181

- 37. Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
- 38. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). – Под ред. Н.В. Шарова – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
- 39. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. М.: ГЕОС. 2010. 64 с.
- 40. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Бикбаев А.З., Романюк Т.В. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений западного Урала: синтез данных изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.
- 41. Маслов В.А., Якупов Р.Р., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя зоны массивов Крака (Южный Урал). – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997. С. 29–36 (Ежегодник– 1997).
- 42. Международная тектоническая карта Европы.
 М-6: 1:5000000. Под ред. Ю.Г. Леонова,
 В.Е. Хаина ГИ РАН, Комис. геол. карты Мира,
 ВСЕГЕИ, ЮНЕСКО. 1996. 3-е изд. 1 л.
- 43. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- 44. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- 45. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
- 46. *Наливкин Д.В.* Геологическая история Урала. Свердловск: Свердловск-ГИЗ, 1943. 94 с.
- 47. Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худолей А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
- 48. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Рb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18-33.
- 49. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400. https://doi.org/10.31857/S0869-5903274357-400

- 50. Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Уч. Зап. БашПГИ. Вып. IV. 1955. С. 55–92.
- Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны – М.: Научный мир, 2013. 264 с.
- *Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.
- Берфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. – М.: Наука, 1979. 188 с.
- 54. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- 55. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- 56. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.
- 57. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645. https://doi.org/10.7868/S0869565213310174
- 58. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone" // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335
- 59. Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Поиск источников детрита ордовикских песчаников Соль-Илецкого блока (скв. Ордовикская-2) на основе первых данных о геохимической и Lu/Hf-изотопной систематике цирконов // ДАН. 2019. Т. 487. № 1. С. 80–85.

https://doi.org/10.31857/S0869-5652487182-87

- 60. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Возраст и стратиграфическая позиция осадочных толщ Багрушинских гор, Южный Урал: первые результаты U-Pb датирования (LA-ICP-MS) детритового циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 29–35. https://doi.org/10.31857/S2686739720080186
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Нf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019536-61
- 62. Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях Горного Крыма. – Дис. ... к. г. м.-н. – М.: ГИН РАН, 2014. 230 с.
- 63. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). – М.: Наука, 1976. 283 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283).
- 64. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.
- 65. Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. – В кн.: Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 84–134 (Тр. ГИН РАН. Вып. 561).
- 66. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
- 67. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские комплексы конвергентной окраины в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
- 68. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Е.А. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.

https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019343-59

- 69. *Салихов Д.Н., Якупов Р.Р.* Геологическое положение и химический состав базальтов межкракинской зоны (северная часть Зилаирского мегасинклинория) // Литосфера. 2005. № 2. С. 60–67.
- 70. Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Конилов А.Н., Камзолкини В.А. Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 445–449.
 - https://doi.org/10.7868/S0869565213160214
- Тектоника Урала. Объяснительная записка к Тектонической карте Урала. М-б 1: 1000000. – Под ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.М. Нечеухина, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова – М.: Наука, 1977. 148 с.
- 72. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона. – М.: Наука. 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 311).
- 74. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. – М.: АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН. 1961. Вып. 37).
- 75. Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 121–134.
- 76. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. – Под

ред. Н.П.Хераскова – М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 35–63. (Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 92).

- 77. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба. 1998 // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.
- 78. Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). – М.: Наука. 192 с.
- 79. Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семенова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. Т. 492. № 1. С. 23–28. https://doi.org/10.31857/S2686739720050060
- Шатский Н.С. Основные черты строения Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5–62.
- Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская фаза складчатости. – В кн.: Академик Шатский. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 600–619.
- 82. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. – Екатеринбург, 2002. 158 с.
- 83. Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. № 5. С. 51–73.
- 84. Abbo A., Avigad D., Gerdes A. Crustal evolution of Peri-Gondwana crust into present day Europe: The Serbo-Macedonian and Rhodope massifs as a case study // Lithos. 2020. Vol. 356–357. P. 105295. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105295
- Balintoni I., Balica C. Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): A detrital zircon study // Precambrian Research. 2016. Vol. 278. P. 34–51. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008
- 86. Balintoni I., Balica C., Ducea M.N., Hann H.-P. Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution // Geosci. Frontiers. 2014. Vol. 5. P. 395–411. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.002
- Balintoni I., Balica C., Seghdi A., Ducea M.N. Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns // Geologica Carpatica. 2011. Vol. 62. No. 4.
 - P. 299–307. https://doi.org/10.2478/v10096-011-0023-x
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. No. 5. P. 602–622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. No. 1-2. P. 23–45.

90. Bonev N., Ovtcharova-Schaltegger M., Moritz R., Marchev P. Ulianov A. Peri-Gondwanan Ordovician crustal fragments in the high-grade basement of the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria: evidence from U– Pb LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry // Geodinamica Acta. 2013. Vol. 26. Is. 3–4. P. 207–229.

https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858942

- 91. Claesson S., Artemenko G., Bogdanova S., Shumlyanskyy L. Archean Crustal Evolution in the Ukrainian Shield. – In: Earth's oldest rocks, Ed.by M. van Kranendonk, V. Bennett, E. Hoffmann, (Elsevier, N.Y., USA, 2019, 2nd edn.). P. 837–854. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63901-1.00033-2
- Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L., Dhuime B., Hawkesworth C. The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchean U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments. – In: Continent formation through time, Ed.by N.M.W. Roberts, M. van Kranendonk, S. Parman, S. Shirey, P.D. Clift, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2014. Vol. 389). P. 227–259. https://doi.org/10.1144/SP389.9
- 93. Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // Tectonics. 2016. Vol. 35. P. 2918–2947.

https://doi.org/10.1002/2016TC004295

- 94. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.014
- 95. Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvaridze A., Beridze G., Vardanashvili K. U–Pb LA-ICP-MS dating of zoned zircons from the Greater Caucasus pre-Alpine crystalline basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan evolution // Geologica Carpathica. 2020. Vol. 71. No. 3. P. 249–263. https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.4
- 96. *Griffin W.L., Belousova E.A., O'Reilly S.Y.*, Terrane chron analysis of zircons from Western Australian samples record // Western Australia Geol. Surv. 2007. Vol. 4. P. 52.
- 97. Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentals // Bulletin de la Société Geologique de France. Ser 3. 1900. Vol. 28. P. 617–711.
- Horton B.K., Hassanzadeh J., Stockli D.F., Axen G.J., Gillis R.J., Guest B., Amini A., Fakhari M.D., Zamanzadeh S.M., Grove M. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics // Tectonophysics. 2008. Vol. 451. P. 97–122. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063
- 99. Kober B., Kalt A., Hanel M., Pidgeon R.T. SHRIMP dating of zircons from high-grade metasediments of the Schwarzwald/SW-Germany and implications for the evolution of the Moldanubian basement // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. Vol. 147. № 3. P. 330–345. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0560-8
- 100. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E, Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y.,

Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western central Asian orogenic belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 28–43.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.012

- 101. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sci. 2019. Vol. 8. Is. 7. P. 2407–2428. https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2
- 102. Levashova N.M., Bazhenov M.L, Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. Vol. 236. P. 16–30. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006
- 103. Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany). In: The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision, Ed.by U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf, (GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 423), P. 61–96.
- 104. Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengella D. New age data from the Dzirula massif, Georgia: Implications for the evolution of the Caucasian Variscides // Am. J. Sci. 2011. Vol. 311. P. 404–441. https://doi.org/10.2475/05.2011.02
- 105. Moghadam H.S., Li X.-H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., O'Reilly S.Y. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology // Lithos. 2017. Vol. 268–271. P. 87–101. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.00
- 106. Murphy J.B., Nance R.D. The Pangea conundrum // Geology. 2008. Vol. 36. P. 703–706. https://doi.org/10.1130/G24966A.1
- 107. Nance R.D., Linnemann U. The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance // GSA Today. 2009. Vol. 18. № 12. P. 4–12. https://doi.org/10.1130/GSATG24A.1
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov, E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. – In: Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus, Ed.by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. Vol. 428), P. 241–264. https://doi.org/10.1144/SP428.1
- 109. Okay A.I., Altiner D., Kilic A.M. Triassic limestone, turbidite and serpentinite – Cimmeride orogeny in the Central Pontides // Geol. Magazine. 2015. Vol. 152. Is. 3. P. 460–479. https://doi.org/10.1017/S0016756814000429

- 110. Paoli G., Stokke H.H., Rocchi S., Sirevaag H., Ksienzyk A.K., Jacobs J., Košler J. Basement provenance revealed by U–Pb detrital zircon ages: A tale of African and European heritage in Tuscany, Italy // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 376–387. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.017
- 111. Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. – In: West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region, Ed.by R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2008, Vol. 294), P. 9–31. https://doi.org/10.1144/SP294.2
- 112. Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // Precambrian Research. 2020. Vol. 346. P. 105817. https://doi.org/10.1016/j.precampres.2020.105817

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105817

- 113. Rolland Y, Hässig M., Bosch D., Meijers M.J.M., Sosson M., Bruguier O. Adamia, Sh., Sadradze N. A review of the plate convergence history of the East Anatolia-Transcaucasus region during the Variscan: Insights from the Georgian basement and its connection to the Eastern Pontides // J. Geodynam. 2016. Vol. 96. P. 131–145. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.003
- 114. Ruban D.A., Al-Husseini M.I., Iwasaki Y. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics // GeoArabia. 2007. Vol. 12. № 3. P. 35–53.
- 115. Salin E., Sundblad K., Woodard J., O'Brien H. The extension of the Transscandinavian Igneous Belt into the Baltic Sea region // Precambrian Research. 2019. Vol. 328. P. 287–308. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.016
- 116. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billstrom K., Claesson S., Storey C. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and
- Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // Precambrian Research. 2015. Vol. 260. P. 39–54. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.007
- 117. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: New U–Pb ages and Hf isotopes in zircon // Precambrian Research. 2017. Vol. 292. P. 216–239.
 - https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009
- 118. Siehl A. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment: A review. – In: Geological evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range, Ed.by M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2015. Vol. 427), P. 57– 88.

https://doi.org/10.1144/SP427.8

119. Somin M. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 545–610. https://doi.org/10.3906/yer-1008-6

- 120. Stampfli G.M., Hochard C., Verard C., Wilhem C., von Raumer J. The formation of Pangea // Tectonophysics. 2013. Vol. 595. Is. 8. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037
- 121. Stepanyuk L.M., Kurylo S.I., Dovbush T.I., Grinchenko O.V., Syomka V.O., Bondarenko S.M., Shumlyanskyy L.V. Geochronology of granitoids of the easterm part of the Ingul region (the Ukrainian shield) // Geochem. Ore Formation. 2017. Vol. 38. P. 3–13. https://doi.org/10.15407/gof.2017.38.003
- 122. Stephan T., Kroner U., Romer R.L. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust // Geol. Magazine. 2019. Vol. 156. Is. 2. P. 281–307. https://doi.org/10.1017/S0016756818000031
- 123. *Suess E.* The face of the Earth. Oxford: Clarendon Press, 1908. Vol. 3. P. 416. (In German).
- 124. Torsvik T.H. Earth history: A journey in time and space from base to top // Tectonophysics. 2019. Vol. 760. P. 293–313. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.09.009
- 125. Tye A.R., Niemi N.A., Safarov R.T., Kadirov F.A., Babayev G.R. Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments // Basin Research. 2021. Vol. 33. Is. 2. P. 933–967. https://doi.org/10.1111/BRE.12499
- 126. Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Zulauf G. Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity // Int. J. Earth Sci. (Geologica Rundschau). 2009. Vol. 100. No. 1. P. 23–41. https://doi.org/10.1007/s00531-009-0498-1
- 127. Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // Int. J. Earth Sci. 2016. V. 105. No. 1. P. 7–38. https://doi.org/10.1007/s00531-015-1225-8
- 128. Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M. Niemi N., Godoladze T., Skhirtladze I., Godoladze S. Evolution of the Greater Caucasus basement and formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia // Tectonics. 2020. Vol. 6. P. 1–26. https://doi.org/10.1029/2019TC005828
- 129. Vozárová A., Rodionov N., Šarinová K., Presnyakov S. New zircon ages on the Cambrian–Ordovician volcanism of the Southern Gemericum basement (Western Carpathians, Slovakia): SHRIMP dating, geochemistry and provenance // Int. J. Earth Sci. (Geologica Rundschau). 2017. Vol. 106. No. 6. P. 2147–2170. https://doi.org/10.1007/s00531-016-1420-2
- Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A. Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and Lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (western Taurides): Coupled U–Pb–Hf zircon isotope geochemistry // Gondwana Research. 2013. Vol. 23. P. 682–700.
 - https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.006
- 131. Zlatkin O., Avigad D., Gerdes A. Peri-Amazonian provenance of the Proto-Pelagonian basement (Greece), from zircon U–Pb geochronology and Lu-Hf isotopic geochemistry // Lithos. 2014. Vol. 184–187. P. 379–392. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.010

Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform

N. B. Kuznetsov^{*a*}, T. V. Romanyuk^{*b*}, *

^aGeological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia ^bSchmidt Institute of Physics of the Earth RAS, bld. 10, str. B. Grusinskaya, 123242 Moscow, Russia *e-mail: t.romanyuk@mail.ru

Synthesis of the results of U–Pb dating of detrital zircons (dZr) from the Uppermost Precambrian–Phanerozoic strata of the southern and southeastern framing of the East European Platform is presented. Specifically, from the Uppermost Precambrian and Cambrian–Ordovician strata of the Southern Urals, Ordovician strata of the Cis-Caspian Sea region and Jurassic coarse-clastic strata and Upper Triasic flish strata of the Mountainous Crimea. Comparative analysis of the spectra of U–Pb ages of dZr from the above objects with similar data characterizing the sandstones of the Uppermost Precambrian and Cambrian–Ordovician strata participating in the structure of the Peri-Gondwanan terrains was carried out. In our research it was shown that the belt of the Peri-Gondwanan terranes, known in the northern Appalachians, Western and Central Europe, Middle East, Northern Africa and Arabia, was traced into the northern part of the Cis-Black Sea region, the Cis-Caucasus and Cis-Caspian Sea regions, formed the basements of the Scythian and Turanian Epi-Paleozoic platforms, and is traced further eastward up to the Southern Trans-Urals, were involved into the structure of the Paleozoids of the Southern Urals.

Keywords: Peri-Gondwana, the Cadomian orogeny, Peri-Gondwanan terrains, Baltica, East European Platform, Mountainous Crimea, Cis-Caspian Sea region, Southern Urals, the Latest Precambrian, the Phanerozoic, detrital zircons, U–Pb isotopic age

УДК 551.243(571.1)

ЛАТЕНТНАЯ ТЕКТОНИКА СРЕДНЕРУССКОГО ПОЯСА ДЕФОРМАЦИЙ Восточно-европейской платформы

© 2021 г. С. Ю. Колодяжный^{1, *}, А. В. Полещук¹, Д. С. Зыков¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия *e-mail: kolod63@mail.ru Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 21.12.2020 г. После повторной доработки 28.06.2021 г. Принята к публикации 07.07.2021 г.

Рассмотрены особенности тектоники Среднерусского пояса деформаций, расположенного в центральной части Восточно-Европейской платформы. Пояс широкой (до 350 км) полосой прослеживается в восток-северо-восточном направлении на протяжении более 1000 км. При изучении этой структуры были использованы методы дистанционного и структурного анализов. На основе имеющихся данных, анализа потенциальных полей и дешифрирования карт цифрового рельефа составлен комплект тектонических схем раннедокембрийского фундамента, протоплатформенного и плитного чехла. Рассмотрены особенности тектоники различных этажей платформы, а также проведено сопоставление структур, расположенных на разных глубинных уровнях. Анализ показал, что Среднерусский пояс представляет собой долгоживущую структуру, в строении которой обособлены крупные тектонические зоны, выраженные в современной поверхности рельефа и пронизывающие комплексы фундамента и чехла. В строении пояса на разных глубинных уровнях проявлены комбинированные элементы тектоники сдвиговых зон и транскоровых детачментов, которые развивались в различных динамических обстановках: (I) коллизия в конце палеопротерозоя (свекофеннский этап): (II) транстенсионный рифтогенез в рифее и раннем венде (раннебайкальский этап): (III) развитие инверсионных структур при формировании бассейна Московской синеклизы (каледонский – раннегерцинский этапы); (IV) сдвиговые перемещения в обстановках транспрессии и транстенсии (позднегерцинский – новейший этапы). Деформации осадков чехла Среднерусского пояса обычно представлены в латентной форме (рассредоточенные малоамплитудные нарушения), но встречаются также зоны с разрывно-складчатым строением. Детальное изучение Среднерусской зоны деформаций, образующей северную часть одноименного пояса, показало, что ей свойственны элементы тектоники типичных сдвиговых зон. Рассмотрены структурно-кинематические парагензы зоны и модели ее строения. Отмечены структурно-динамические признаки благоприятные для накопления углеводородов. Начиная с позднего рифея и до новейшего времени Среднерусская зона испытала более девяти импульсов подвижности и не менее шести кинематических инверсий. Для позднегерцинского, альпийского и новейшего этапов установлены три стадии деформаций, связанные преимущественно с левосдвиговой транспрессией, и локальными по времени проявления обстановками правосдвиговой транстенсии и левого сдвига.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, геодинамика, зона сдвига, детачмент, кинематика, структурный парагенез, Среднерусская зона, Восточно-Европейская платформа **DOI:** 10.31857/S0016853X21040093

ВВЕДЕНИЕ

Внутриплитные зоны деформаций, пронизывающие континентальную кору относительно стабильных платформ, представляют собой особый тип недостаточно изученных тектонических нарушений. В областях развития платформенного чехла они представлены тектоническими зонами, выраженными в латентной (скрытой) форме. В породах кристаллического фундамента зоны нарушений скрыты под мощными толщами плитных отложений. В осадках чехла и на поверхности для зон деформаций характерны энергетически латентные формы проявления в виде небольших и рассредоточенных смещений, слабой сейсмичности и флюидно-газовой активности, а также малозаметных морфоструктур современного рельефа. В последнее время интерес к этим структурам существенно вырос в связи с их влиянием на процессы платформенного рудогенеза и проявления сейсмичности [3, 4, 17, 31, 37, 45]. Рассматриваемые зоны все чаще становятся предметом геологического картирования и изучения по специальным методикам [4, 22, 23, 26, 31, 33].

Внутриплитные тектонические зоны широко развиты в пределах древней Восточно-Европейской платформы, в центральной части которой докембрийский фундамент перекрыт мощным фанерозойским чехлом. Главными источниками информации о строении фундамента являются геофизические материалы и относительно редкая сеть скважин. В плейстоцене почти вся территория платформы была охвачена оледенением. оставившим после себя обширный покров ледниковых отложений и многочисленные гляциодислокации, которые маскируют и скрывают тектонические нарушения в осадках чехла. В связи с этим представления о тектонике фундамента и чехла Восточно-Европейской неоднозначные. Появление в последние годы новых геологических и геофизических данных способствовало разработке геологических карт новых поколений, которые отражают стремительное развитие представлений о тектонике платформы [4, 11, 13-15, 23].

Многие исследователи отмечали пространственную связь крупнейших разновозрастных структур Восточно-Европейской платформы: палеопротерозойских орогенных поясов и сутурных зон с рифейскими авлакогенами, которые контролируют позицию платформенных синеклиз, инверсионных валов и тектонических нарушений плитного чехла [6, 28, 31, 47, 54]. Ряды разновозрастных структур, совмещенных в пространстве и образующих единую вертикальную колонну, в целом представляют собой долгоживущие тектонические зоны. Обширная полоса распространения долгоживущих нарушений прослеживается в субширотном направлении в центральной части Восточно-Европейской платформы. В инфаструктуре фундамента эта полоса соответствует Среднерусскому палеопротерозойскому коллизионному поясу, на уровне кровли фундамента она соответствует Среднерусской системе палеорифтовых структур рифей-ранневендского возраста [5, 8, 11, 39, 43, 47].

В задачи нашего исследования входило изучение строения и особенностей динамического развития Среднерусского пояса деформаций в отложениях плитного чехла. В настоящей работе рассматриваются результаты дистанционного изучения приповерхностных структур в широкой полосе развития Среднерусского пояса, проводится сопоставление выявленных нарушений с тектоническими структурами фундамента. Для этих целей нами был составлен комплект геолого-структурных карт, характеризующих тектонику различных этажей Восточно-Европейской платформы. Более подробно рассмотрено строение северной части Среднерусского пояса, в пределах которой мы провели геолого-структурные исследования.

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА СРЕДНЕРУССКОГО ПОЯСА

Составленная нами схема тектоники фундамента основана на опубликованных материалах и анализе карт потенциальных полей [11, 13–15, 32, 46, 47] (рис. 1). Показаны три крупнейших сегмента Восточно-Европейской платформы – Фенноскандинавский, Сарматский и Волого-Уральский, а также разделяющие их широкие коллизионные и вулкано-плутонические пояса, сформировавшиеся в палеопротерозое [11, 46] (см. рис. 1, б). Крупнейшие коллизионно-орогенные пояса Среднерусский и Южно-Прибалтийский – прослеживаются в центральной части платформы вдоль северо-западных границ Сарматии и Волго-Уралии. Они рассматриваются в качестве единого пояса в составе Фенноскандии, образующего крупные дугообразные мегаструктуры, по [11]. Сюга эти пояса ограничены Смоленско-Московской и Владимир-Вятской зонами нарушений. образующими в целом трансплатформенную сутурную зону вдоль северного обрамления Сарматии и Волго-Уралии. Южнее Смоленско-Московской зоны располагается Оснинско-Микашевичско-Московский палеопротерозойский (2.02-1.97 млрд лет) вулкано-плутонический пояс, который рассматривается в качестве активной окраины андийского типа, связанной с субдукцией океанической плиты под палеоконтинент Сарматия [2, 11].

Рис. 1. Схема строения раннедокембрийского фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (по данным [11, 46] с изменениями).

(а) – тектонические границы поверх карты магнитного поля;

(б) – тектоническая схема размещения главных элементов раннедокембрийской коры. Домены фундамента: КРЛ – Карельский, ВУР – Волго-Уральский, СРМ – Сарматский; орогенные пояса: СР – Среднерусский (ВЖ – Верхневолжская протрузия), ЮП – Южно-Прибалтийский;

палеопротерозойские пояса: ОМ – Осницко-Микашевичско-Московский, РС – Рязано-Саратовский;

зоны нарушений: СМ – Смоленско-Московская, ВВ – Владимир-Вятская, Ср – Среднерусская, РС – Рязано-Саратовская, ПК – Полоцко-Курземская.

1 – архейские кратоны; 2-4 – интенсивно переработанные в палеопротерозое комплексы пород Среднерусского и Южно-Прибалтийского коллизионных орогенов, преимущественно: 2 – палеопротерозойские гранулито-гнейсы, 3 – архейские и палеопротерозойские гранито-гнейсы, 4 – палеопротреозойские гранито-гнейсы; 5-7 – палеопротерозойские гранито-гнейсы; 5-8 м – палеопротерозойские гранито-гнейсы; 6 – вулканогенно-осадочные (рифтогенные и окраинно-континентальные), 6 – вулканоплутонические (активные окраины), 7 – гранитоидные; 8 – граниты-рапакиви; 8 – структурные линии; 10-12 – разрывы: 10 – главные шовные зоны, 11 – взбросы и надвиги, 12 – сдвиги и взбросо-сдвиги; 13 – предполагаемые направления горизонтальных перемещений свекофеннского этапа



Среднерусский коллизионный пояс прослежен по геофизическим данным в виде широкой (до 350 км) полосы от верховьев рек Волга и Днепр в восток – северо-восточном направлении на протяжении более 1000 км, после чего плавно изгибается и сливается с Лапландско-Беломорским поясом северо-западного простирания. В строении Среднерусского пояса участвуют интенсивно переработанные в палеопротерозое архейские гранит-зеленокаменные комплексы, палеопротерозойские гранулито-гнейсы, гранитоиды и интрузии мафитового состава [11]. В палеопротерозое данные образования находились на уровне нижней – средней коры, испытали метаморфизм в условиях, достигающих гранулитовой фации, и были выжаты к поверхности в виде дивергентных покровов в результате свекофеннских (1.9-1.8 млрд лет) коллизионных событий [11].

На основе сейсмо-гравитационного моделирования в пределах коры Среднерусского пояса были выявлены большие объемы пород с избыточной плотностью 0.03–0.25 г/см [32]. Вдоль краевых частей пояса выявлены полосовые гравиметрические аномалии амплитудой до +60 мГал, которые связаны с выходом на поверхность гранулитовых комплексов [11]. В западной части Среднерусского пояса полосы аномалий сходятся, образуя подковообразную структуру – центриклиналь чешуйчато-надвигового строения (см. рис. 1). Полосы гранулитов (гравитационных аномалий) сопровождаются более узкими прерывистыми и линзовидными магнитными аномалиями (см. рис. 1, а).

На картах локальных аномалий намагниченности зоны гранулитов имеют тонко расслоенный облик, подчеркивающий изгибы структур и характер смещений вдоль нарушений [11, 42]. Структурный рисунок западного замыкания Среднерусского пояса позволяет рассматривать эту область в качестве фронтальной части Верхневолжской горизонтальной протрузии, где в результате продольного тектонического течения произошло скучивание и надвигание тектонических пластин к западу [16] (см. рис. 1, б). Пересекающий Верхневолжскую протрузию сейсмопрофиль 1-ЕВ показывает, что эта часть Среднерусского пояса имеет синформное строение, образована серией тектонических пластин, дискордантно перекрывающих зону транскорового детачмента, полого погружающегося в южных румбах [11]. В крыльях протрузии в облике локальных аномалий намагниченности дешифрируются структурные рисунки, идентичные гигантским C-S – структурам, которые указывают на сдвиговые (сдвиго-надвиговые) перемещения: правосторонние в северном крыле протрузии и левосторонние – в южном (см. рис. 1, б). Фланговые зоны сдвига под острыми (с юга) и почти прямыми (с севера) углами срезают структуры смежных доменов. Судя по смещениям отдельных магнитных аномалий, фланговые сдвиги имеют амплитуды от 200 до 500 км.

СТРОЕНИЕ ПРОТОЧЕХЛА СРЕДЕНЕРУССКОГО ПОЯСА

Использованная для тектонического анализа структурная карта кровли фундамента составлена на основе синтеза опубликованных данных [3, 5, 10, 13–15, 43] (рис. 2). В центральной части Восточно-Европейской платформы обособлена крупная депрессия — Московская синеклиза, — контуры которой во многом соответствуют контурам Среднерусского палеопротерозойского орогена. На уровне кровли фундамента синеклизу осложняют палеорифтовые структуры Среднерусской системы (авлакогены), заполненные верхнерифейскими и нижневендскими терригенными отложениями проточехла. Отложения верхнего рифея рассматриваются в качестве синрифтовых комплексов [43].

Авлакогены образуют ветвистую систему, построенную из протяженных узких трогов и цепочек грабенов. По направлению с северо-востока на юго-запад система палеорифтов испытывает виргацию и плавно расширяется, достигая максимального раскрытия в районе Торжокского и Нелидовского поднятий. Грабены (Моловский, Крестецкий, Тверской и Гжатский) обрамляют и пересекают эти поднятия и к западу от него вновь сливаются в широкую, но не глубокую Валдайскую грабенообразную впадину (см. рис. 2). Уровень тектонического врезания трогов уменьшается в направлении их виргации. В северной части Среднерусской системы располагается ее главная ветвь - Среднерусский авлакоген. Грабены авлакогена разделены продольными перемычками поднятий, по простиранию смещены поперечными и диагональными разрывами, образуют цепочки и часто кулисообразно надстраивают друг друга.

Авлакогены Среднерусской системы осложнены диагональными разрывами и оперяющими грабенами, угловые соотношения которых с магистральными зонами позволяют их идентифицировать как аналоги присдвиговых синтетических (R) и антитетических (R') сколов Риделя, а также оперяющих трещин отрыва. Главную магистраль Среднерусского авлакогена сопровождают диагональные и оперяющие грабены (Крестцовский, Бобровский), позиция которых соответствует трешинам отрыва и позволяет предполагать левосдвиговые смещения вдоль палеорифта. Авлакоген пересекают несколько антитетических правых сдвигов северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Наиболее крупный из них – Ладожско-Рыбинский – с видимой амплитудой около 50 км смещает вправо ось авлакогена и имеет признаки конседиментаци-



Рис. 2. Структурная схема строения кровли фундамента Восточно-Европейской платформы (с использованием данных [3, 5, 8, 10, 13–15, 43, 47]).

Палеорифты: СР – Среднерусская палеорифтовая система (грабены: Ор – Оршанский, Вд – Валдайский, Кр – Крестцовский, Мл – Молоковский, Сл – Солигалический, Рс – Рослятинский, Бб – Бобровский, Кт – Котласский, Тв – Тверской, Кс – Костромской, Вл – Владимирский, Пр – Пречистенский, Гж – Гжатский, Мс – Московский (Подмосковный), ПЧ – Пачелмский авлакоген;

грабены: Рз – Рязанский, Км– Касимовский;

щиты и выступы фундамента: БЩ – Балтийский щит, Тж – Торжокский, Нл – Нелидовский; МС – Московкая синеклиза;

зоны нарушений: СМ – Смоленско-Московская, ВВ – Владимир-Вятская, ЛР – Ладожско-Рыбинская, ПК – Полоц-ко-Курземская.

1–3 – морфоструктуры кровли фундамента: 1 – поднятия и их склоны, 2 – депрессии и их склоны, 3 – рифей – ранневендские грабены и авлакогены; 4 – граниты рапакиви; 5 – изогипсы кровли фундамента; 6–7 – разломы, преимущественно: 6 – сбросы, 7 – сдвиги; 8 – кольцевые структуры и кратеры; 9–10 – направления перемещений при рифтогенезе: 9 – сдвиговые, 10 – латеральные

онного и более позднего развития [43]. Можно предположить, что левосдвиговые смещения вдоль оси авлакогена и поперечный правый сдвиг проявились одновременно и динамически были сопряжены. В этом случае реконструируется косонаправленное растяжение рифта в направлении запад—северо-запад — восток—юго-восток (см. рис. 2). В строении многих авлакогенов также участвуют сегменты ромбовидной формы (Московский, Крестцовкий, Молоковский), напоминающие структуры пулл-апарт. Морфология и характер кулисного расположения этих структур также указывают на левосдвиговые смещения. В областях торцевого прерывания и затухания сдвиговых зон обычно формируются имбрикационные вееры растяжения и сжатия (структуры в виде конского хвоста, по [27, 59]), компенсирующие сдвиговые перемещения. Ранее было отмечено, что левосдвиговые смещения вдоль Среднерусского авлакогена компенсировали процессы растяжения в рифтовой системе Белого моря [36]. На юго-западном фланге Среднерусского авлакогена развитие имбрикационных вееров растяжения можно предполагать в пределах Валдайской и Оршанской впадин. Таким образом, структурные рисунки Среднерусской системы указывают на ее

формирование в условиях левосдвиговой транстенсии.

Главные системы рифейских авлакогенов развиты вдоль палеопротерозойских поясов и шовных зон, разделяющих крупнейшие домены фундамента Восточно-Европейской платформы [3, 5, 6, 32, 43, 46, 47]. Палеопротерозойская коллизионная граница Сарматии и Волго-Уралии на всем протяжении маркируется Пачелмским (Рязано-Саратовская зона) авлакогеном. Смоленско-Московская сутурная зона, ограничивающая с юга Среднерусский и Южно-Прибалтийский палеопротерозойские орогены, контролирует Московский рифейский грабен, а также разломы и горсты Оршанской впадины. Система грабенов Среднерусского авлакогена приурочена к полосе выходов гранулитов северного крыла одноименного палеопротерозойского орогенного пояса (см. рис. 2, см. рис. 1). Юго-западное окончание этого орогена представлено Верхневолжской горизонтальной протрузией. которая имеет синформное строение, подчеркнутое полосами выходов гранулитов в крыльях структуры и их дугообразным смыканием в области ее центриклинали. Цепочка рифейских грабенов (Молоковский-Крестцовский-Валдайский-Пречистенский-Гжатский-Московский) полностью повторяет внешний контур центриклинали Верхневолжской структуры (см. рис. 2, см. рис. 1).

По данным сейсморазведки (профиль 1-ЕВ МОВ ОГТ) в основании пластин палеопротерозойских гранулитов, подстилающих Среднерусский авлакоген, развита зона сквозькорового детачмента, погружающегося в юго-юго-восточных румбах и контролирующего листрические разрывы и связанные с ними грабены [11, 32, 43, 49]. Детачмент прослеживается в основании Валдайского и Молоковского грабенов, восточнее Рыбинского водохранилища его поверхность сильно раздроблена и теряется [11, 43, 49]. Породы кристаллического фундамента, залегающие в основании Среднерусского авлакогена в зоне детачмента, имеют следующие характеристиким [14, 43]:

— снижение значений скоростей продольных волн $(V_{\rm p})$;

 присутствие пакетов высококонтрастных стратифицированных отражений, конформных поверхности фундамента (мощность более 300 м);

 проявление бластомилонитов, катаклазитов и тектонического меланжа, вскрытых Северо-Молоковской скважиной.

Таким образом, в позднем протерозое Среднерусская система авлакогенов развивалась в связи с активизацией палеопротерозойских коллизионных структур преимущественно в режиме левосдвиговой транстенсии. В строении палеорифтов проявлены элементы тектоники сдвиговых зон и транскоровых детачментов [6, 32, 43, 49].

ТЕКТОНИКА ПЛИТНОГО ЧЕХЛА СРЕДЕНЕРУССКОГО ПОЯСА

Методы исследования

Изучение нарушений плитного чехла проводилось на основе дистанционного анализа и полевых геолого-структурных исследований. Для дешифрирования и выявления систем линеаментов использовались цифровые модели рельефа высокого и среднего разрешения (1 и 3 с), трансформированные в карты затененного рельефа, экспозиции (аспект) и угловых характеристик склонов. При выделении линейных нарушений учитывались их соотношения с эрозионно-аккумулятивными формами ледникового рельефа, а также со структурами различных горизонтов осадочного чехла (рис. 3).

На цифровых картах рельефа отображены дугообразные валы и террасы, соответствующие образованиям донных и конечных морен, а также флювиогляциальным наносам, формировавшихся вдоль кромок отступавших ледников (см. рис. 3, а). Ледниковые морфоструктуры образуют ребристую поверхность рельефа, характерную для морен Де-Геера, по [24]. Дугообразные морфоструктуры выгнуты к юго-востоку (по направлению движения ледника), образуют фестончатые системы и выстраиваются в полосы северо-восточного простирания. Дешифрируется система линеаментов – новейших разрывов, которые пересекают, разрушают и смещают эти ледниковые морфоструктуры. На участках сгушения линеаментов формы ледникового рельефа теряются (см. рис. 3, а).

На цифровых картах интенсивности наклона поверхностей рельефа доступна информация о пространственном распределении линейных, дугообразных и других более сложных форм. На многих участках дешифрируются пояса преобладающего и концентрированного развития линеаментов с закономерной ориентировкой. На смежных территориях в бортах таких поясов врезы гидросети и водоразделы имеют дендритовидный и хаотичный характер (см. рис. 3, в).

Анализ структурных карт различных стратиграфических поверхностей позволяет идентифицировать выявленные при дешифрировании линеаменты в качестве тектонических нарушений различного ранга. На структурных картах они выражены в сгущении, прерывании и смещении стратоизогипс, в появлении линейных узких депрессий, валообразных поднятий и структурных носов (см. рис. 3, б, г). Отражение разрывов в современном рельефе и их секущие соотношения с ледниковыми морфоструктурами указывают на новейшие последниковые импульсы смещений. Структурные рисунки систем нарушений позволяют предварительно судить о кинематике зон деформаций.



Рис. 3. Структурные схемы различных сегментов Среднерусской зоны деформаций, иллюстрирующие соотношения приповерхностных и глубинных нарушений.

(а) – Цифровая модель затененного рельефа (схема дешифрирования);

(б) – кровля верейского горизонта среднего карбона;

(в) — цифровая модель (схема дешифрирования) интенсивности наклона склонов (степень затенения рельефа нарастает с увеличением углов наклона);

(г) – кровля казанских отложений верхней перми (казанский ярус).

Тектонические зоны: СР – Среднерусская, БС – Беломорско-Северодвинская, ЛР – Ладожско-Рыбинская, ЮМ – Южно-Молоковский разлом.

1 – стратоизогипсы кровли верейского горизонта (на схеме (б)) и казанского яруса (на схеме (г)); 2–5 – разрывы: 2 – главные, 3 – второстепенные, 4 – взбросы, 5 – сбросы; 6 –тектонические валы и антиклинали; 7 – ледниковые морфоструктуры

47

Данные дистанционного анализа

Выявленные при дешифрировании системы линеаментов показаны на цифровых картах затененного рельефа с градационно-высотной раскраской и экспозиции склонов (рис. 4. а. б). Линеаменты обычно представлены короткими отрезками, которые выстраиваются в эшелонированные ряды и протяженные линии, либо имеют хаотичное расположение. Отмечаются широкие (10-100 км) пояса концентрированного проявления линеаментов с их закономерной продольной, диагональной и кулисной ориентировкой. Два главных наиболее протяженных пояса прослеживаются в центральной части платформы в восток-северо-восточном направлении, оконтуривая область Среднерусского палеопротерозойского орогена (см. рис. 1, см. рис. 4). В районах городов Витебск- Смоленск и Москва-Тверь-Ржев-Калуга пояса испытывают сложную виргацию и соединяются диагональными и ортогональными перемычками линеаментных зон. В плане вся эта область имеет форму треугольника, отчасти соответствующего территориям Смоленско-Московской и южной части Валлайской возвышенностей (см. рис. 4, а). По направлению к востоку и северо-востоку главные пояса пересекают Верхневолжскую низменность и прослеживаются вдоль склонов возвышенности Северные Увалы.

Главные пояса имеют субконформные соотношения с регионально выдержанными склонами северной – северо-западной и южной – юго-восточной экспозиции, которые восточнее меридиана 36° имеют зональное распространение (см. рис. 4, б). Склоны западной и восточной экспозиции подчеркивают систему субмеридиональных линеаментов, которые образуют наиболее выдержанные концентрированные пояса вдоль Валдайской возвышенности и по линии городов Касимов-Кострома-Вологда (см. рис. 4, а, б). Главные линеаментные пояса под острыми углами пересекают линии максимального распространения Днепровского, Московского и Валдайского оледенений, вдоль которых развиты мощные краевые морены (см. рис. 4, б).

Выявленные пояса линеаментов, хотя и обнаруживают некоторую конформность с крупными орографическими элементами, но прямых связей с их определенными формами не имеют. Линеаменты представлены морфоструктурами высоких порядков:

 – линейными отрезками речных долин и резкими изгибами русел рек; – линейными грядами и цепочками малых возвышенностей;

 протяженными уступами и узкими удлиненными впадинами;

 комбинированными сочетаниями различных морфоструктур, секущих эрозионно-аккумулятивные формы ледникового рельефа.

Сопоставление структур фундамента и плитного чехла

Анализ соотношений выявленных линеаментных поясов со структурами осадочного чехла и фундамента позволил идентифицировать их в качестве зон тектонических нарушений. Главные линеаментные пояса находят отражение в пликативной и дизъюнктивной тектонике осадочного чехла, в частности, в характере распределения валообразных структур и конфигурации стратоизогипс (рис. 5, а, б). В центральной части Восточно-Европейской платформы крупнейшими по геометрическим параметрам структурами являются Среднерусская, Смоленско-Московская и Владимир-Вятская зоны, которым на поверхности соответствуют главные пояса концентрированного проявления линеаментов. Смоленско-Московская и Владимир-Вятская зоны являются сегментами более крупного тектонического нарушения. В пределах зон отмечаются многочисленные деформации осадков чехла, которые отчасти совмещены с областью развития краевых напорных морен Московского оледенения, а на западе – Валдайского (см. рис. 4, б). Зоны разделены поперечной субмеридиональной Иваново-Касимовской зоной (см. рис. 5).

В осадочном чехле зоны нарушений Среднерусского пояса выражены интенсивным развитием трещиноватости и малоамплитудных разрывов, рассредоточенных в широкой полосе. Стратоизогипсы кровли верейского горизонта в пределах зон образуют высокоградиентные полосы, соответствующие разрывам и флексурам, образуют центриклинальные и периклинальные изгибы, окаймляют мелкие и крупные валы, которые образуют линейные и диагонально-кулисные цепочки (см. рис. 5, б).

В пределах и в непосредственной близости от Смоленско-Московской и Владимир-Вятской зон располагаются кольцевые структуры, наиболее крупные из которых располагаются в районе городов Калуги, Вязьмы и к северу от Нижнего Новгорода (см. рис. 5, б). Кольцевые структуры

Рис. 4. Система линеаментов центральной части Восточно-Европейской платформы.

⁽а) – Цифровая модель затененного рельефа с градационной высотной раскраской (схема дешифрирования);

⁽б) – цифровая модель (схема дешифрирования) экспозиции склонов (размер ячейки осреднения данных 150 пикселей). *1* – линеаменты; *2* – пояса сгущения линеаментов; *3* – линии максимального распространения днепровского (I_{dn}), московского (II_{ms}), валдайского (III_{vl}) оледенений; *4* – градационная шкала азимутальных направлений экспозиции склонов



обычно представлены глубокими кратерами, осложняющими их центральными поднятиями и периферийными кольцеобразными валами. Эти особенности позволяют рассматривать их в качестве астроблем [12]. Существуют и альтернативные представления об эндогенно-тектоническом происхождении рассматриваемых структур [7, 14, 23].

В целом рассматриваемым зонам нарушений свойственны структурные рисунки, характерные для сдвиговых зон с сочетанием продольных, диагональных и ступенчатых разрывов, кулисноэшелонированных валов и складок (см. рис. 5, а). Дешифрируются локальные структуры пуллапарт и сдвиговые дуплексы. На флангах и изгибах некоторых зон отмечаются имбрикационные вееры нарушений.

Рассматриваемые зоны нарушений плитного чехла располагаются внутри и вдоль границ Среднерусского палеопротерозойского орогена. Среднерусская зона деформаций развита вдоль северной окраины одноименного орогенного пояса и на всем протяжении соответствует главной ветви рифейских палеорифтовых структур – Среднерусскому авлакогену (рис. 6, а). Смоленско-Московская и Владимир-Вятская зоны нарушений плитного чехла маркируют на поверхности палеопротерозойскую сутурную зону, отделяющую Южно-Прибалтийский и Среднерусский палеоорогенные пояса от крупных доменов фундамента – Сарматии и Волго-Уралии. В основании Смоленско-Московской зоны располагаются крупные рифейские структуры – Московский грабен, система разломов и горстов Оршанской впадины. Владимир-Вятская зона расположена на границе Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы (см. рис. 6, а). За пределами рассматриваемой территории зона пространственно связана с рифейским Вятско-Кажимским авлакогеном. Субмеридиональная Иваново-Касимовская зона пересекается с рассмотренными выше нарушениями. Южный сегмент зоны пространственно совпадает с рифейским Касимовским грабеном, над которым в отложениях чехла развит инверсионный Окско-Цнинский мегавала [32] (см. рис. 5, см. рис. 6, а).

В строении Среднерусского пояса деформаций участвуют второстепенные тектонические зоны — Тверская, Галичская и Гжатская, — унаследующие нарушениями фундамента различного ранга (см. рис. 6, а). В западной части палеопротерозойского Среднерусского пояса малопротяженные зоны нарушений чехла образуют ветвистую систему, конформно повторяющую область замыкания палеоорогена во фронтальной части Верхневолжской протрузии (см. рис. 1, см. рис. 6, а). На продолжении Тверской зоны расположена одна из ветвей Полоцко-Курземского пояса деформаций [7, 31].

ТЕКТОНИКА СРЕДНЕРУССКОЙ ЗОНЫ СДВИГА

Среднерусская зона деформаций приурочена к северной окраине одноименного пояса и прослеживается на протяжении более 1000 км в востоксеверо-восточном направлении (см. рис. 5, см. рис. 6). Зона относительно хорошо изучена нефтепоисковым бурением и сейсмопрофилированием, что позволило выявить в ее пределах большое количество мелких и крупных тектонических валов, разрывов и флексур (см. рис. 5, б, см. рис. 3). На уровне фундамента зона приурочена к северному крылу Среднерусского палеопротерозойского пояса и повторяет очертания одноименного рифейского авлакогена (см. рис. 6, а). В строении Среднерусской зоны, помимо конформных нарушений, участвуют системы поперечных и диагональных разрывов северо-западного и субширотного простирания, которые контролируют изгибы главной зоны. Наиболее крупный изгиб отмечается в районе пересечения Среднерусской зоны с Ладожско-Рыбинской системой правых сдвигов, сформировавшихся в рифее [43]. На югозападном фланге зоны развит имбрикационный веер, выраженный системой дугообразных уступов рельефа, по морфологическим признакам соответствующих листрическим сбросам (см. рис. 5, а). Во многом аналогичный имбрикационный веер располагается на северо-восточном фланге Среднерусской зоны в области ее ортогонального сочленения с Беломорско-Северодвинской зоной (см. рис. 5, а).

Над рифтовыми трогами Среднерусского авлакогена в осадках чехла развит Рыбинско-Сухонский мегавал, прослеженный в центральной и се-

Рис. 5. Центральная часть Восточно-Европейской платформы.

⁽а) – системы линейных нарушений, выраженных в рельефе (структурная схема);

⁽б) — пространственные соотношения зон концентрации линейных нарушений, структур плитного чехла и кровли фундамента.

Тектонические зоны: СР – Среднерусская, СМ – Смоленско-Московская, ВВ – Владимир-Вятская, ЛР – Ладожско-Рыбинская, БС – Беломорско-Северодвинская, ПК – Полоцко-Курземская, Тв – Тверская, Гл – Галическая, Гж – Гжатская, ИК – Иваново-Касимовская, РС – Рязано-Саратовская; Рс – Рыбинско-Сухонский мегавал.

^{1 —} выходы на поверхность пород фундамента; 2 — изогипсы кровли фундамента; 3 — изогипсы кровли верейского горизонта среднего карбона; 4 — тектонические валы; 5 — кольцевые структуры и кратеры; 6 — зоны концентрации линейных нарушений; 7 — Среднерусский пояс (на схеме (а)); 8—11 — линеаменты и разрывные нарушения: 8 — главные, 9 — второстепенные, 10 — взбросы, 11 — сбросы



веро-восточной части зоны на протяжении 600 км (см. рис. 5, б). Он имеет признаки конседиментационного развития и разделяет Московскую синеклизу на две обособленные впадины [8]. Мегавал осложняют валы и складки второго порядка, имеющие продольную, либо диагональную по отношению к оси мегавала ориентировку. Складчатые структуры часто образуют кулисные ряды, характерные для зон левого сдвига (см. рис. 3, б, г, см. рис. 5).

Глубинное строение Среднерусской зоны характеризуют несколько разрезов, построенных вдоль буровых и сейсмических профилей [41, 43]. Линии разрезов показаны на схеме (см. рис. 6, б). Сейсмический образ коры вдоль фрагмента геотраверса 1-ЕВ показал важную закономерность: разрывные нарушения Среднерусской зоны по мере погружения выполаживаются и на глубинах 8-20 км сливаются с зонами пологих детачментов (рис. 7). Пологие нарушения рассматриваются в качестве палеопротерозойских надвигов, ограничивающих тектонические покровы северного крыла Среднерусского палеоорогена [11]. По отношению к рифтогенным структурам рифея эти же нарушения представляют собой пологие сбросы, связанные с глубинным детачментом [43]. На уровне кровли фундамента разрывы контролируют асимметричный рифей-ранневендский Молоковский грабен, имеющий крутое южное крыло, ограниченное Южно-Молоковским разломом, и – полого-ступенчатое северное крыло (см. рис. 7). Суммарная амплитуда сбросовых смещений кровли фундамента вдоль Южно-Молоковской зоны разломов превышает 1600 м. В пологом северном крыле грабена Северо-Молоковская скважина вскрыла верхнюю часть разреза зоны детачмента, представленной проявлением меланжа и бластомилонитов [43]. Большинство разрывов проникает в осадки плитного чехла, угасая на разных уровнях разреза в основании крупных стратиграфических несогласий (см. рис. 7). Некоторые разломы достигают поверхности. Амплитуды и направления перемещений вдоль разрывов меняются.

Строение Среднерусской зоны к юго-западу и северо-востоку от узла ее пересечения с Ладож-

ско-Рыбинским разломом несколько меняется (рис. 8). В северо-восточном сегменте существенно возрастают амплитуды вертикальных перемещений в осадках чехла, и появляется резко обособленный Рыбинско-Сухонский инверсионный мегавал, в основании которого развиты рифей—ранневендские рифтогенные структуры (см. рис. 8, а). В юго-западном сегменте вместо вала обособлен инверсионный горст, осложненный пологими валами и мелкими складками (см. рис. 8, б).

Реконструкции этапов перемещений

Стратиграфические и угловые несогласия, показанные на разрезах, являются признаками изменений условий седиментации и общей геодинамической обстановки (см. рис. 8). Анализ соотношений этих поверхностей со структурами Среднерусской зоны позволяет наметить несколько этапов тектонических перемещений. Снижение амплитуд вертикального поднятия Рыбинско-Сухонского мегавала происходит неравномерно. Соотношения мощностей осадков верхнего венда и нижнего кембрия в крыльях и ядре мегавала показывают, что в соответствующий период времени формировалось конседиментационное поднятие с видимой амплитудой 800-700м (см. рис. 8, а). В вышележащих толщах кембрия-ордовика видимая амплитуда мегавала снижается до 300-200 м во многом за счет перерыва в осадконакоплении и размыва в начале девона. В толщах девона – перми поднятие имеет наложенный постседиментационный характер и охватывает локальные прогибы франского времени. Повышенные мощности соответствующих толщ в ядре мегавала обусловили увеличение значений видимых амплитуд поднятия до 300 м и более. Плавное снижение амплитуд поднятия мегавала начинается от подошвы триаса (200 м) к нижним горизонтам мела (150 м).

Палинспастические реконструкции последовательного изменения вертикальных амплитуд смещений Южно-Молоковского разлома Среднерусской зоны позволили выявить несколько стадий перемещений [36]. В наших построениях

(а) – структурная схема соотношений крупнейших нарушений фундамента, кровли фундамента и плитного чехла;
(б) – местоположение сейсмических и геолого-структурных разрез, скважин и участков детальных работ работ.

Зоны нарушений: СР – Среднерусская, СМ – Смоленско-Московская, ВВ – Владимир-Вятская, ЛР – Ладожско-Рыбинская, БС – Беломорско-Северодвинская, ПК – Полоцко-Курземская, Тв – Тверская, Гл – Галическая, Гж – Гжатская, ИК – Иваново-Касимовская, РС – Рязано-Саратовская; *скважины*: СМ – Северо-Молоковская, М1 – Молоково 1, Р3, КХ – Краснохолмская, Вг – Вологодская, Лб – Любимские, Мг – Могилевская, СК – Сурско-Камская, Сд – Судиславльская, Сл – Солигалическая, Чх – Чухломская, Бб – Бобровская, Ву – Великоустюгская, Кт – Котласская.

Рис. 6. Элементы тектоники центральной части Восточно-Европейской платформы.

и соблисти и Солнати поскал, и стрибалтийский палеопротерозойские орогены: 1 – пояса гранулито-гнейсов, 2 – тектонизированные в палеопротерозое различные породы; 3 – рифей – ранневендские авлакогены; 4-5 – тектонические нарушения фундамента: 4 – главные шовные зоны, 5 – разломы различного ранга; 6 – разломы, выраженные в рельефе кровли фундамента; 7 – зоны деформаций плитного чехла: a – на схеме (a), 6 – на схеме (б); 8 – скважины: a – вскрывшие фундамент, 6 – не вскрывшие фундамент; 9 – линии сейсмических и геолого-структурных разрезов; 10 – участки работ; 11 – тектонические зоны и структуры



53



Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля 1-ЕВ, пересекающего Среднерусскую зону по линии II–II' (по данным [11, 41], с изменениями и дополнениями). Обозначен разлом (аббревиатура): ЮМ – Южно-Молоковский.

I – главные поверхности несогласий; 2 – стратиграфические границы; 3–5 – разломы: 3 – главные, 4 – второстепенные, 5 – малоамплитудные; 6 – направления видимых смещений; 7 – скважины для расчетов были использованы стратиграфические разрезы опорных скважин Молоково 1 и Р-3, расположенных вдоль профиля 1-ЕВ в противоположных бортах Южно-Молоковского разлома [41] (см. рис. 7, см. рис. 8, б). При реконструкции использовалась процедура последовательного приведения к горизонтальной плоскости поверхностей различных стратиграфических горизонтов, смещенных по разлому, в последовательности от верхних частей разреза к нижним частям. В правой части реконструкции показана современная позиция горизонтов относительно разлома (рис. 9). В направлении справа налево проводилось последовательное совмещение поверхностей стратиграфических несогласий в основании среднего и нижнего карбона, верхнего и среднего девона, верхнего и нижнего ордовика, кембрия и верхнего венда. Левая крайняя реконструкция характеризует первоначальную амплитуду смещения по разлому в рифее. Видимые амплитуды смещений для каждого этапа замерялись в верхних слоях. Незначительные изменения мощностей толщ на коротком расстоянии между скважинами не учитывались.

Результаты построений представлены в виде девяти вертикальных реконструкций разрезов в бортах Южно-Молоковского разлома (см. рис. 9). Каждая из них характеризует определенную стадию перемещений вдоль нарушения и позволяет оценить направление и, приблизительно, амплитуду смещения. Стадии смещений распределены в соответствии с этапами тектонического развития территории, выраженными региональными поверхностями несогласий. В байкальский этап (рифей-начало кембрия) проявилось две стадии перемещений. На ранней стадии проявился сброс (амплитуда ~1620 м), на поздней – взброс (амплитуда ~50 м). Каледонский этап (кембрийранний девон) охарактеризован тремя стадиями перемешений с ранней сбросовой и более позлними взбросовыми смешениями. На раннегерцинском этапе (средний девон-ранний карбон) ситуация повторяется – ранние сбросовые смещения опять сменяются взбросовыми в конце этапа. Позднегерцинский (средний карбон-ранний триас) и альпийский этапы объединены ввиду отсутствия мезозойских отложений в северном борту разлома. Это позволило выявить только две стадии взбросовых перемещений (амплитуда 25 и 200 м) по смещениям различных толщ карбона (см. рис. 9).

Реконструкция показывает цикличность развития Южно-Молоковского разлома. Установленная стадийность, вероятно, имеет региональное проявление, что подтверждают во многом аналогичные результаты анализа стадий формирования Рыбинско-Сухонского мегавала и ряда других структур центральных областей Восточно-Европейской платформы [8, 18, 38]. От позднего



Рис. 8. Геолого-структурные разрезы, пересекающие Среднерусскую зону по линиям IV–IV' (а) и II–II' (б) (по данным [15, 41], с изменениями и дополнениями).

Обозначен разлом (аббревиатура): ЮМ – Южно-Молоковский.

1 – архей–палеопротерозойский фундамент; 2–8 – осадочные отложения: 2 – верхнего рифея–нижнего венда, 3 – верхнего венда, 4 – кембрия–ордовика, 5 – девона, 6 – карбона–нижнего триаса, 7 – средней юры – нижнего мела, 8 – квартера; 9 – поверхности главных стратиграфических несогласий; 10 – стратиграфические границы; 11 – разломы и видимые смещения по ним; 12 – малоамплитудные нарушения; 13 – скважины

рифея и до новейшего времени Среднерусская зона испытала более девяти импульсов подвижности и не менее шести кинематических инверсий. Учитывая, что для данной зоны характерны сдвиговые ансамбли структур, можно полагать, что отмеченные на разрезе колебательные сброс взбросовые перемещения отражают циклическое чередование обстановок транстенсии и транспрессии, а также проявления многократных кинематических инверсий (по [29]).

Структурные парагенезы северо-восточного сегмента Среднерусской зоны

Крупнейшим тектоническим элементов северо-восточной части Среднерусской зоны является Рыбинско-Сухонский мегавал (см. рис. 5, б). Его осложняют многочисленные разрывы и флексуры, а также складки высокого порядка (рис. 10). В плане складчатые и разрывные струкные системы, характерные для зон левого сдвига (см. рис. 3, г). Разрывы прослеживаются от поверхности до фундамента и сливаются на глубине с разрывами, ограничивающими рифтогенные комплексы Среднерусского авлакогена (см. рис. 10, б). Направления и амплитуды смещений по восстанию разрывов меняются: глубинные сбросы надстраиваются взбросами и, наоборот, взбросы в фундаменте сменяются сбросами в чехле (см. рис. 10, б). Вблизи поверхности разрывы смещают толщи мезозоя, включая отложения нижнего мела, с амплитудами более 100 м (см. рис. 10, а, б, г). Многие нарушения выражены в морфологии дочетвертичного и современного рельефа (рис. 8, а, см. рис. 10).

туры образуют продольные и диагонально-кулис-

Рыбинско-Сухонский мегавал и осложняющие его второстепенные складки, как правило, ассиметричны и имеют наклонные осевые плоскости (см. рис. 10). Вдоль простирания Средне-

КОЛОДЯЖНЫЙ и др.



Рис. 9. Реконструкция этапов и стадий перемещений вдоль Южно-Молоковского разлома (ЮМ) по скважинам Молоково 1 (М1) и Р3 (на основе данных [41]).

Обозначено: D1a-D4 - стадии деформаций.

I — разлом, направления и амплитуды (в метрах) вертикальных смещений; *2* — поверхности главных стратиграфических несогласий; *3* — стратиграфические границы; *4* — скважины

русской зоны наклон и общая вергентность складок согласованно меняются несколько раз. В районе Рыбинского водохранилища структуры имеют юго-восточную вергентность (см. рис. 8, а, см. рис. 10, а). В районе Солигалической и Чухломской скважин бурением установлена северозападная вергентность складок (см. рис. 10, б). В среднем и нижнем течении р. Сухона структуры снова приобретают юго-восточную вергентность (см. рис. 10, в, г, д). Крутопадающие фронтальные крылья складок существенно утонены и часто осложнены разрывами.

Более сложная конфигурация разрывных структур видна на сейсмическом разрезе в районе г. Котлас, который пересекает структуры северовосточного фланга Среднерусской зоны (рис. 11). На профиле дешифрируются системы крутопадающих, наклонных, листрических и ветвистых нарушений, многие из которых прослеживаются от фундамента до поверхности. В интервале 125— 136 км профиль пересекает зону складчато-разрывных нарушений, пронизывающих все комплексы пород. В породах чехла зона образует отрицательную структуру цветка, контролирующую грабенообразную синклиналь с варьирующей по разрезу амплитудой погружения (150–300 м). В апикальной части структуры отмечаются антиклинальные складки, осложняющие центральную часть грабена. Зона представляет собой отрицательную структуру цветка, включающую вложенную в нее положительную цветковую структуру (см. рис. 11). Такие сочетания связаны с инверсией кинематического режима.

Структурными исследованиями в долине р. Сухона были выявлены многочисленные складчатые и разрывные структуры различного типа. Разрывные нарушения представлены взбросами и надвигами, сдвигами и сбросами, а также структурами с комбинированным косонаправленным перемещением (рис. 12). Независимо от кинематического типа магистральные разрывы (L) обычно сопровождаются оперяющими трещинами отрыва, а также сколами Риделя с синтетическими (R) и антитетическими (R') смещениями (см. рис. 12, а–г).



Рис. 10. Геолого-структурные разрезы, пересекающие Среднерусскую зону по линиям III–III' (а), V–V' (б), VI–VI' (в), VII–VII' (г), VIII–VII' (д).

1 – архей – палеопротерозойский фундамент; *2–8* – осадочные отложения: *2* – рифея – нижнего венда, *3* – верхнего венда, *4* – кембрия – ордовика, *5* – девона, *6* – карбона, *7* – перми, *8* – нижнего триаса; *9* – верхней юры; *10* – нижнего мела; *11* – квартера; *12* – разрывы и направления премещений: *a* – главные, *б* – второстепенные малоамплитудные; *13* – скважины



Рис. 11. Сейсмический профиль в район г. Котлас, пересекающий Среднерусскую зону по линии IX–IX' (по данным [43], с изменениями и дополнениями). *1* – главные поверхности несогласий; 2 – разломы; 3 – малоамплитудные нарушения; 4 – скважины

Вдоль нарушений отмечаются различные тектониты: брекчии и катаклазиты, жилки кальцита и гипса, милониты и сланцеватость, образующие зоны шириной до нескольких метров (см. рис. 12, а).

Наиболее распространены зоны сгущения трещиноватости и малоамплитудных разрывов. Они образуют широкие (сотни метров) пояса, для которых характерны закономерные сочетания трещин разного типа. Можно отметить случаи совмещенного в пространстве сочетания систем сопряженных трещин и сколов Риделя (R, R'), которые выстраиваются в линейные ступенчатокулисные и линзовидные системы (см. рис. 12, б). Сопряженные трещины образуют ромбовидную структуру и пересекаются под острыми углами (углы скалывания 60°-70°), которые позволяют определить ориентировку оси сжатия (вдоль биссектрисы острого угла). Распределение сколов Риделя характеризует разные стадии развития магистрального сдвига (L) – от начального зарождения кулисы синтетических сколов (R-сколы. в правой части снимка) до их слияния с другими типами трещин (R', P, отрывы, мостиковые перемычки) в линзовидную систему (см. рис. 12, б, левая часть снимка). Выявленные эволюционные последовательности являются закономерными и обоснованы аналоговыми экспериментами и эмпирически [33, 44, 48].

Широко распространены взбросы и сбросы, имеющие в разрезе ступенчатую конфигурацию (см. рис. 12, в, г). При этом крутопадающие отрезки разрывов периодически преломляются и сменяются пологими, в которых смещения происходят вдоль реологически ослабленных слоев (глин, мергелей). В случаях сбросовых смещений такие пологие поверхности представляют собой рамповые структуры локального сжатия, но для взбросов, наоборот, — локальной декомпрессии.

Пликативные структуры, наблюдаемые в обнажениях, представлены разнообразными формами (рис. 13). Пологие флексуры и открытые складки с углами падения крыльев 5°-10° отмечаются на многих участках. Сжатые приразломные складки локализованы узкими системами вдоль сдвиго-взбросов и надвигов. Асимметричные складки сопровождают пологие поверхности субслойных срывов и детачментов. Серии мелких (0.1-1 м) складок волочения локализованы в пластичных слоях и прослеживаются на многих уровнях видимого разреза. Более крупные складки приурочены к сегментам угасания детачментов и их рамповым изгибам (см. рис. 13, а, б). Эти структуры часто имеют морфологию шевронных кинк-складок и образуются как реакция на торможение скольжения вдоль надвигового рампа, а также на окончании детачментов, компенсируя



Рис. 12. Фотографии дизъюнктивных нарушений с закономерным сочетанием магистральных (L), синтетических (R) и антитетических (R') сколов Риделя.

(а) – Зона взброса с проявлением милонитов, сланцеватости и оперяющих сколов Риделя: известняки, мергели и аргиллиты татарского яруса (вид в разрезе);

(б) – зона рассредоточенного сдвига с системами кулисных сколов R, линзовидными структурами и сопряженными трещинами, образующими ромбовидную отдельность: мергели татарского яруса (вид в плане);

(в) – ступенчатый сброс: известняки казанского яруса (вид в разрезе); (г) – ступенчатые сбросы: пески и глины квартера (вид в разрезе).

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 4 2021



Рис. 13. Фотографии складчатых и разрывных нарушений в отложениях татарского яруса.

(а-б) – надрамповые асимметричные складки, связанные с зонами субслойного детачмента (вид в разрезе);

(в) — попутный скольжению изгиб зоны субслойного детачмента и надрамповая грабен-синклиналь (вид в разрезе); (г) — ступенчатый сброс, препятствующий скольжению изгиб и комковатая брекчия выжимания в область разгрузки (вид в разрезе);

(д) – инъекционная структура выжимания глинистых пород в области попутного скольжению изгиба поверхности взбросо-надвига (вид в разрезе);

(е) – надвиговые дуплексы, образующие структуру хорс (вид в разрезе).

надвиговые перемещения. Вдоль рамповых изгибов детачментов, имеющих попутный наклон по отношению к направлению смещений, формируются дуплексы растяжения и надрамповые грабен—синклинали (см. рис. 13, в). Многочисленные дизъюнктивно-пликативные деформации связаны с рамповыми изгибами крутопадающих и пологих разрывов. К ним относятся комковатые брекчии выдавливания, например, из рампового уступа сброса в область деком-



Рис. 14. Структурно-кинематическая схема локального участка Среднерусской зоны деформаций в районе пос. Полдарса.

1 – зоны сдвига; 2-5 – разрывы: 2 – сдвиги, 3 – взбросы и надвиги, 4 – сбросы, 5 – второстепенные; 6 – асимметричные складки и направление восстания их осевых плоскостей; 7 – прямые пологие складки; 8 - 11 – структурные элементы равноплощадных стереографических проекций (нижняя полусфера): 8 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла, 9 – главные оси палеонапряжений: a – сжатия, 6 – растяжения, 10 – усредненные позиции плоскостей нарушений: a – взбросов и надвигов, 6 – сбросов, e – сдвигов, 11 – министереограммы ориентировки палеонапряжений для главного парагенеза структур и их номера (сегмент растяжения (черный), сегмент сжатия (белый))

прессии (см. рис. 13, г), протрузии и инъекции глинистых пород в рампы разгрузки взбросов и надвигов (см. рис. 13, д). В препятствующих перемещению рампах формируются надвиговые дуплексы и эшелонированные складчато-разрывные структуры типа хорсов (см. рис. 13, е).

Изучение полей развития асимметричных складок, связанных с детачментами, показало, что они распределяются закономерно (рис. 14). По отношению к магистральным сдвигам, это диагональные складки, вергентность которых закономерно меняется на обратную в противоположных бортах нарушений. При небольших и рассредоточенных в широкой полосе сдвиговых смещениях, осевые плоскости складок просле-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

живаются через зону сдвига и образуют пропеллерообразные поверхности. Можно отметить пространственную связь рассматриваемых складок с сегментами прерывания сдвигов и ступенчатого перехода сдвиговых смещений на новый отрезок. Также отмечается их приуроченность к узлам пересечения сдвиговых зон различной ориентировки. Простирания осевых поверхностей асимметричных складок заметно меняются и подчиняются позиции сдвиговых нарушений. Среди последних обособлены субширотные правые сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточного простирания (см. рис. 14). Складки и сдвиги различной ориентировки свидетельствуют о локальных вариациях условий деформаций и их полистадийном разви-



Рис. 15. Асимметричные складки, генетически связанные с субслойным детачментом, сминающие более раннюю зону субслойного срыва и меланжа (пикет № 10).

1-2 – отложения татарского яруса верхней перми: 1 – известняки, 2 – аргиллиты и мергели; 3 – субслойная зона брекчий и меланжа; 4 – четвертичные отложения; 5 – разрывные нарушения и направления перемещений: a – достоверные, δ – предполагаемые; 6 – трещины

тии. Смятие зон субслойного срыва и меланжа в асимметричные складки иллюстрируют пример наложенных деформаций (рис. 15).

В нижнем течении р. Сухона в красноцветных терригенных отложениях верхов татарского яруса отмечены признаки конседиментационных деформаций. Нарушения этого типа приурочены к линзам песчаников с крупными косослоистыми сериями речного и дельтового типа. Линзы шириной от 50 до 500 м линейно прослеживаются на десятки километров, имеют мощность от 5 до 20 м, залегают среди пород древней коры выветривания и, иногда, перекрыты базальными гравелитами и конгломератами нижнего триаса. В основании линз развиты малоамплитудные разрывы и зоны трещиноватости (рис. 16, а, б). В слоях песков распространены брекчии обрушения, сложенные плитообразными, изометричныйми, угловатыми и округлыми обломками плотно сцементированных пород, залегающих в бортах песчаных линз (см. рис. 16, в, г). Брекчии сопровождают конседиментационные сбросы, которые вверх по восстанию срезаются поверхностями напластования. Сбросы имеют листрическую и ступенчатую конфигурацию (см. рис. 16, г). Все эти образования, вероятно, связаны с формированием вдоль тектонически активных нарушений палеоканьонов, заполнявшихся аллювием и обломками обрушения бортовых эскарпов. В разрезе они имеют морфологию отрицательных структур цветка, в данном случае, конседиментационных.

Тектонофизические исследования

Тектонофизические исследования проведены в северо-восточной части Среднерусской зоны в долине р. Сухона (рис. 17). Их основу составили замеры зеркал скольжения, ориентировок приразрывных изгибов слоев и складок, оперяющих сколов и трещин отрыва. На первом этапе обработки строились упрощенные схемы ориентировки нарушений и их кинематики. Сопоставление этих схем с тектонофизическими моделями [9, 35] позволило выявить группы динамически согласованных структур — структурно-кинематических парагенезов. При окончательной статистической обработке материалов использовалась программа FaultKin6 [52]. Для каждого структурного парагенеза были построены стереограммы, выявлены ориентировки главных осей палеонапряжений и характеристики режимов деформаций [19, 35]. Структурные парагенезы Среднерусской зоны изучались в карбонатно-терригенных и терригенных отложениях казанского и татарского ярусов верхней перми, нижнего триаса и квартера.

Выявлено три группы структурно-кинематических парагенезов. Стереографические проекции ориентировок структур каждой группы представлены в виде табличной раскладки в соответствии с пунктами наблюдений (рис. 18). Миниатюрные стереограммы с сегментами сжатия растяжения характеризуют режимы деформаций, а цифры в кружках соответствуют номерам стереограмм, упоминаемых в тексте. Номера стереограмм группы 1 использованы для обозначения пунктов наблюдений на структурных схемах (см. рис. 14, см. рис. 17).

Группа 1. Структуры главной группы 1 статистически резко преобладают и присутствуют в отложениях верхней перми и нижнего триаса (см. рис. 17, см. рис. 14). Для парагенеза характерно сочетание конформных северо-восточному простиранию Среднерусской зоны взбросов, левых сдвиго-взбросов и надвигов, а также субширотных правых и субмеридиональных левых сдвигов (см. рис. 18, стереограммы 1-5, 12-16). В парагенез также входят прямые и асимметричные принадвиговые складки северо-восточной и востоксеверо-восточной ориентировки. Статистически реже встречаются сбросы и сдвиго-сбросы северо-западной ориентировки. Исключение составляет область оперяющих нарушений на северовостоке Среднерусской зоны. Здесь резко преобладают сбросы, образующие имбрикационный фланговый веер растяжения в северо-западном



Рис. 16. Фотографии конседиментационных структур в линзах песчаников верхней части разреза татарского яруса. (а–б) – Линза песчаников с глыбами и брекчиями обрушения, залегающая в апикальной части отрицательной структуры цветка (вид в разрезе);

(в–г) – конседиментационные сбросы и связанные с ними брекчии, плитообразные и шарообразные глыбы обрушения (вид в разрезе).

борту Среднерусской зоны (см. рис. 18, стереограмма 1). Реконструируется преимущественно субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения, ориентированных под углом к простиранию Среднерусской зоны, что соответствует левостороннему сдвиговому и взбросо-сдвиговому режимам деформаций. В области пунктов 6–12 Среднерусскую зону пересекает система правых сдвигов, по отношению к которым режим деформаций правосдвиговый (см. рис. 14, стереограммы 6–11). Имбрикационный веер, оперяющий северо-восточный фланг зоны, характеризуется левосторонним сдвиго-сбросовым режимом деформаций (см. рис. 18, стереограмма 1). Широкое распространение складчатых и взбросо-сдвиговых нарушений, субконформных простиранию Среднерусской зоны, свидетельствуют о ее развитии в обстановке левосдвиговой транспрессии. Нижний возрастной рубеж деформаций соответствует раннему триасу, верхний – не определен.

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

Группа 2. Структуры группы 2 менее распространены и встречаются в отложениях верхней перми. Они представлены преимущественно структурами растяжения - сбросами, сдвиго-сбросами, мезограбенами и трещинами отрыва, ориентированными в северо-восточном направлении (см. рис. 18, стереограммы 1а-5а, 12а-16а; см. рис. 14, стереограммы 9а, 11а). Структуры сжатия и системы сопряженных сдвигов имеют второстепенное значение. Преобладает сдвиго-сбросовый режим деформаций. Ориентировка оси растяжения преимущественно в горизонтальном северо-западном направлении позволяет предполагать правосдвиговые трастенсионные деформации Среднерусской зоны. В рассмотренный парагенез входят конседиментационные сбросы, выявленные в линзах песчаников верхней части разреза татарского яруса. Соответственно, можно предположить позднепермское (позднетатарское) время проявления деформаций.



Рис. 17. Структурно-кинематическая схема северовосточной части Среднерусской зоны деформаций. Обозначена тектоническая зона (аббревиатура): СР – Среднерусская.

1-2 – осадочные отложения: 1 – верхней перми, 2 – мезозоя; 3 – тектонические валы; 4-8 – разрывы: 4 – главные, 5 – второстепенные, 6 – взрезы, 7 – взбросы, 8 – сбросы; 9-10 – направления перемещений: 9 – сдвиговых, 10 – латеральных; 11-12 – министереограммы ориентировки палеонапряжений для главного парагенеза структур и их номера (сегмент растяжения (черный), сегмент сжатия (белый)), 11 – в отложениях квартера

Группа 3. Структуры группы 3 наименее распространены и встречаются в отложениях палеозоя, мезозоя и квартера. Структуры растяжения (сбросы, мезограбены, трещины отрыва) образуют субмеридиональные системы, правые и левые сдвиги имеют северо-западную и северо-восточную ориентировку, соответственно (см. рис. 18, стереограммы 16-56, 126, 136, 166; см. рис. 14, стереограммы 96, 116). Реже встречаются субширотные взбросы и надвиги. Исключение составили два пункта замеров нарушений в отложениях квартера, где были выявлены иные ориентировки нарушений (см. рис. 18, стереограммы 14б, 15б). Реконструированные режимы деформаций разнообразны: слвиго-сбросовые, сбросовые и слвиговые. Горизонтальная субширотная ориентировка оси растяжения позволяет предполагать левосдвиговые перемещения вдоль Среднерусской зоны. Учитывая, что парагенез имеет сквозное развитие во всех комплексах пород, включая

квартер, время проявления деформаций соответствует новейшему этапу.

СВОЙСТВА СДВИГОВЫХ ЗОН И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Структурные рисунки тектонических зон Среднерусского пояса, а также результаты тектонофизических исследований указывают на их развитие преимущественно в условиях транспрессионных и транстенсионных деформаций, чередовавшихся во времени. Для Южно-Молоковского разлома выявлено девять импульсов перемещений, соответствующих последовательным транстенсионных и транспрессионным деформациям Среднерусской зоны (см. рис. 9). Деформации проявлялись на протяжении байкальского, каледонского, раннегерцинского, позднегерцинского – альпийского, а также новейшего этапов. С каждым из них были связаны последовательные стадии проявления транстенсии (обычно в начале этапа) и транспрессии. Явления кинематических инверсий были выявлены Ю.А. Морозовым [29] и являются характерным свойством многих сдвиговых зон Восточно-Европейской платформы [17, 18].

Зоны деформаций Восточно-Европейской платформы относятся к классу сдвиговых нарушений. которые имеют ряд признаков, установленных эмпирически и на основе моделирования [33, 55, 56, 58, 59]. Одним из главных свойств сдвиговых зон является асимметричная организация структурных рисунков. В инфраструктуре фундамента сдвиговые нарушения проявлены в асимметрии расположения магнитных аномалий и по смещениям их осей (см. рис. 1). Для кровли фундамента характерны асимметричные в плане цепочки грабенов и структур пулл-апарт, образующих транстенсионные структурные рисунки авлакогенов (см. рис. 2). В толщах осадочного чехла в структуре сдвиговых зон отмечаются кулисное расположение диагональных складок и валов, синтетических и антитетических сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов (см. рис. 3, см. рис. 5, см. рис. 14). На флангах сдвиговых зон развиты асимметрично расположенные имбрикационные вееры, компенсирующие сдвиговые перемещения (см. рис. 2, см. рис. 5).

В апикальной части сдвиговых зон деформации часто имеют латентный характер и представлены начальными стадиями развития разрывных и складчатых нарушений в толщах чехла. Распространены ромбовидные системы сопряженных трещин скалывания, а также кулисные ряды сколов Риделя, которые при развитии деформаций постепенно объединяются в линейно-линзовидные структуры (см. рис. 12, б).

В разрезе поверхности разрывов часто имеют ступенчатый характер, что связано с преломлени-



Рис. 18. Равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера) полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур различных этапов деформаций.

1 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещения висячего крыла; 2 – главные оси палеонапряжений: *a* – сжатия, *б* – растяжения; 3–5 – усредненные позиции плоскостей нарушений: 3 – взбросов и надвигов, 4 – сбросов, 5 – сдвигов; *6* – министереограммы ориентировки палеонапряжений (сегмент растяжения (черный), сегмент сжатия (белый))



Рис. 19. Структурные парагенезы, связанные с сегментами изгиба разрывов (разрез). На схеме (цифры): 1 – надрамповая антиклиналь, 2 – надрамповая синклиналь, 3 – рамп, 4 – флэт, 5 – дуплексы сжатия, 6 – дуплексы растяжения.

1 – слоистость; *2* – разрывы и направления смещений; *3* – отрезки угасания разрывов; *4* – *5* – сегменты изгиба нарушений и динамически связанные с ними области: *4* – повышенной компрессии; *5* – декомпрессии; *6* – ориентировка осей сжатия и растяжения; *7* – направления перемещения подвижных и пластичных компонентов

ем нарушений на границах слоев разной вязкости и значительным влиянием реологического фактора на ранние процессы дизъюнктивной деформации [70] (см. рис. 13, см. рис. 12, в, г). Резкие изгибы поверхностей разрывов приводят к появлению попутных и препятствующих смещению рамповых структур, с которыми связаны разнообразные проявления структурных и вещественных преобразований (рис. 19). Вдоль попутных рамповых изгибов формируются структуры локальной декомпрессии и разгрузки, в приоткрытые полости которых происходит выдавливание пластичных пород и флюидов. В препятствующих смещению рампах, повышенная компрессия приводит к выжиманию подвижных и низковязких компонентов пород. В случаях развития субслойных детачментов результатом реакции на торможение скольжения вдоль препятствующих рампов являются асимметричные рамповые складки и надвиговые дуплексы. С попутными рампами связаны декомпрессионные структуры (см. рис. 19). Учитывая, что тектонические нарушения Среднерусской зоны испытывали многократные кинематические инверсии, можно полагать, что локальные условия сжатия-растяжения вдоль рамповых структур также часто менялись. Данный тектонодинамический процесс может рассматриваться как один из факторов мобилизации и миграции флюидов, в частности, углеводородов.

В строении сдвиговых зон участвуют тектонические валы, расположенные над осевыми частями палеорифтов (см. рис. 10, см. рис. 8). Данные структуры рассматриваются в качестве инверсионных складок, связанных с наложенными деформациями сжатия на рифейские рифты [6, 8, 38]. Существуют представления о развитии этих структур в связи с зонами локального разуплотнения и гравитационного всплывания пород фундамента, подверженных мигматизации или дроблению [43]. Сравнительный анализ особенностей тектоники складчато-разрывных нарушений Среднерусской зоны с другими зонами сдвига позволяет уточнить существующие модели.

В строении Среднерусской зоны обособлен Рыбинско-Сухонский мегавал, который осложняют складки более высоких порядков, образующие продольные и диагонально-кулисные системы. Наклон осевых поверхностей мегавала и второстепенных складок закономерно меняется вдоль простирания зоны (рис. 20, а). Как было показано на примерах многих тектонических зон, переменную вергентность и кулисную ориентировку структуры приобретают при сдвиговых смещениях вдоль нарушений, по мере их проникания из фундамента в отложения чехла [20, 30, 37, 53, 59] (см. рис. 20, б). Вверх по восстанию сдвиговой зоны в плане и в разрезе отмечается нарастание степени отклонения второстепенных складчато-разрывных структур от плоскости магистрального сдвига в фундаменте. Также возрастает общая асимметрия структуры, выраженная системами кулисно расположенных контрвергентных взбросонадвигов и складок. Вблизи поверхности плоскости складчато-разрывных структур приближаются к горизонтальному положению (см. рис. 20, б). Для Среднерусской зоны сдвига эти особенности выражены в развитии субслойных детачментов и



Рис. 20. Закономерные элементы структурных ансамблей сдвиговых зон.

(а) – Изменение наклона осевых поверхностей складок вдоль простирания Среднерусской зоны сдвига;

(б) – изменение наклона осевых поверхностей складок и разрывов, установленное для тектонотипичных зон сдвига и на основе моделирования, по [59];

(в) — модель конседиментационной отрицательной структуры цветка в отложениях чехла Среднерусской зоны;

(г) – отрицательная структура цветка, осложненная вложенной в нее положительной инверсионной цветковой структурой (Среднерусская зона).

1 – слоистость; *2* – слабо нарушенные породы; *3* – синкинематические осадки; *4* – область интенсивных деформаций; *5*–*6* – разрывы: *5* – главные, *6* – малоамплитудные; *7*–*8* – направления перемещений: *7* – по разломам, *8* – подвижных компонентов; *9* – осевые плоскости складок

связанных с ними асимметричных складок, вергентность которых меняется в противоположных бортах сдвигового нарушения (см. рис. 14, см. рис. 15). Крутопадающий магистральный сдвиг, контролирующий складки, выражен в латентной форме: сдвиговые смещения рассредоточены, испытывают перераспределение и отчасти реализуются в субслойно-горизонтальных движениях и складчатых деформациях. Сдвиговые смещения приводят к развитию асимметричных контрвергентных складок, имеющих пропеллерообразную морфологию осевых поверхностей, фрактально подобную более крупным структурам сдвиговой зоны (см. рис. 20, б). Положительные и отрицательные структуры цветка являются признаком проявления, соответственно, транспрессионных и транстенсионных деформаций [25, 59]. В строении Среднерусской зоны сдвига эти структуры широко распространены (см. рис. 7, см. рис. 11, см. рис. 20, в, г). В практическом отношении интересны случаи развития конседиментационных структур цветка в режиме транстенсии (см. рис. 20, в). С этими структурами пространственно связаны линзы песков, которые являются хорошими коллекторами для флюидов. В условиях декомпрессии и при наличии экранирующих горизонтов такие структуры цветка могут быть ловушками углево-



Рис. 21. Идеализированная 3D модель строения Среднерусской зоны сдвига и пространственные соотношения наиболее типичных структурных ансамблей.

1 — фундамент; 2 — проточехол; 3 — чехол; 4 — зона детачмента; 5—6 — разрывы: 5 — главные, 6 — малоамплитудные; 7—8 — преобладающие направления перемещений на стадиях развития: 7 — в конце протерозоя, 8 — в фанерозое; 9 — осевые плоскости складок

дородов. При инверсии и трансформации отрицательных структур цветка в положительные структуры, происходит выдавливанию флюидов к поверхности (см. рис. 11, см. рис. 20, г). Если имеются экранирующие слои, то такие ситуации благоприятны для накопления углеводородов в ловушках антиклинального типа.

Пространственные соотношения наиболее типичных структур Среднерусской зоны сдвига иллюстрирует идеализированная модель (рис. 21). Показан фрагмент транскорового детачмента, контролировавшего формирование листрических сдвиго-сбросов и рифтогенного грабена в позднем протерозое. На плитном этапе в условиях левосдвиговой транспрессии рифт трансформировался в инверсионную структуру, которая в осадках чехла представлена мегавалом и осложняющими его складками, разломами и структурами цветка. Разрывно-складчатые нарушения в плане образуют кулисные системы, их осевые плоскости имеют пропеллерообразную морфологию, вергентность структур меняется вдоль простирания сдвиговой зоны. Вверх по восстанию зоны степень отклонения нарушений от плоскости магистрального сдвига в фундаменте нарастает. Вблизи поверхности структуры выполаживаются и в осадках чехла проявляются субслойные детачменты, а также сопровождающие их рамповые структуры и асимметричные складки волочения. Вергентность складок и разрывных структур зеркально

меняется в противоположных бортах главных и второстепенных сдвиговых нарушений.

Рассмотренный структурный ансамбль соответствует тектонике типичных сдвиговых зон, формировавшихся в условиях последовательного проявления обстановок транстенсии и транспрессии. Развитие складок и поднятий в центральных частях зон транспрессии является закономерным [25, 59]. Механизм развития поднятий в зонах сдвига был рассмотрен для медианных хребтов трансформных разломов центральной Атлантики. На основании математического моделирования было показано, что в центральной части зоны трансформного сдвига при значительных деформациях происходит упрочнение пород и формируется линзовидное тело повышенной вязкости [20, 57]. При транспрессионных деформациях это жесткое мегавключение является областью концентрации напряжений и испытывает выдавливание к поверхности в виде медианного хребта. Эффект упрочнения области деструкции в основании Среднерусской авлакогена мог привести к аналогичному результату – формированию Рыбинско-Сухонского мегавала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среднерусский пояс деформаций выражен в строении всех этажей Восточно-Европейской платформы, структуре фундамента и его кровли, тектонике плитного чехла и морфологии современного рельефа (см. рис. 6, а). Каждый структурный уровень проявления деформаций отличается стилем тектоники. В комплексах архей—палеопротерозойского фундамента пояс представлен коллизионным орогеном, в строении которого участвуют дивергентные системы тектонических покровов и надвигов, сдвиговые нарушения и горизонтальные протрузии (см. рис. 1). В краевых частях орогена развиты фрагменты средней-нижней палеопротерозойской коры: гранулито-гнейсы и мафитовые интрузии, связанные с развитием надвигов и транскоровых детачментов [11].

Системы рифей-ранневендских грабенов и авлакогенов, осложняющие строение кровли фундамента, почти строго повторяют внешние контуры и многие элементы структуры палеопротерозойского орогена (см. рис. 2, см. рис. 6, а). Среднерусский авлакоген, образующий главную ветвь Среднерусской рифтовой системы, приурочен к выходам на поверхность гранулитовых комплексов и глубинных надвигов северного крыла орогена и динамически связан с развитием транскорового детачмента (см. рис. 6, а, см. рис. 7). Структурный рисунок рифта указывает на проявление в позднем рифее – раннем венде сдвиговых транстенсионных деформаций [43] (см. рис. 2). Палеорифтовые структуры Среднерусской системы имеют признаки сочетания элементов тектоники сдвиговых зон и пологих детачментов, свидетельствующих о проявлении транстенсионных деформаций в реологически и тектонически расслоенной коре. Выходы на поверхность кровли фундаменты нижне- и среднекоровых гранулитов, вероятно, являются маркерами приповерхностного размещения транскоровых детачментов. Смещения вдоль детачментов способствовали развитию листрических сдвиго-сбросов и авлакогенов в соответствии с механизмом простого сдвига [60]. Пространственное совмещение рифейских рифтов и Среднерусского коллизионного пояса произошло в результате длительного развития транскоровых детачментов в условиях косой коллизии в палеопротерозое, последующих событий коллапса орогена и транстенсионного рифтогенеза в рифее.

Крупнейшие зоны деформаций платформенного чехла обнаруживают пространственную связь с палеопротерозойскими коллизионными и рифей—ранневендскими рифтогенными структурами (см. рис. 6, а). Эти зоны представляют собой верхние уровни проявления глубинных нарушений фундамента и являются результатом их активизации на платформенном этапе развития. По отношению к докембрийским структурам интенсивность деформаций в осадках чехла существенно меньше и плавно снижаются вверх по разрезу [6, 8]. Деформации чехла чаще представлены латентными формами — рассредоточенными в широкой полосе малоамплитудными разрывами и зонами трещиноватости. В строении отдельных зон доминируют мегавалы и интенсивные разрывно-складчатые нарушения.

Тектоническая эволюция Среднерусского пояса следует принципу унаследованного развития протоплатформенных и плитных структур в результате активизации древних, преимущественно, палеопротерозойских тектонических зон. Причины унаследованного развития структур объясняются по-разному: наличием реологически ослабленных участков коры в пределах древних тектонических швов, гравитационным коллапсом коллизионных орогенов, вариациями мощностей земной коры и коровой анизотропией в областях сочленения коровых сегментов Восточно-Европейской платформы [6, 43, 47]. Не исключая этих факторов, унаследованное развитие структур различного возраста и генезиса можно рассмотреть в связи с явлениями более высокого ранга. Одним из проявлений реологической и тектонической расслоенности континентальной коры является формирование в ее пределах транскоровых детачментов [1, 6]. Системы детачментов Восточно-Европейской платформы являются долгоживущими мегаструктурами, которые испытывали многократную активизацию и кинематическую инверсию, начиная с раннего палеопротерозоя. На одних этапах они функционировали в качестве глубинных надвигов, на других – как пологие сбросы (модель простого сдвига, по [60]). На поверхности пологие зоны детачментов оказывали динамическое воздействие на широкую область верхней коры, в пределах которой активизация отдельных тектонических зон была связана с локальными условиями напряженного состояния коры, а также реологическими и гравитационными неоднородностями в ее строении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среднерусский пояс деформаций представляет собой долгоживущую структуру, в строении которой обособлены крупные тектонические зоны, пронизывающие комплексы фундамента и чехла. В эволюции зон нарушений прослеживаются следующие этапы:

 коллизия и формирование сутурных, надвиговых и транспрессионных зон в конце палеопротерозоя (свекофеннский этап);

 – рифтогенез и становление системы рифей– ранневендских авлакогенов в режиме транстенсии (раннебайкальский этап);

 формирование надрифтовых инверсионных структур в процессе развития бассейна Московской синеклизы (каледонский – раннегерцинский этапы); – сдвиговые перемещения в обстановках транспрессии и транстенсии (позднегерцинский—альпийский и новейший этапы).

В этой последовательности событий отмечается циклическая смена обстановок сжатия и растяжения (транспрессии и транстенсии), что повторяется с более высокой частотой в рамках каждого этапа.

Деформации осадков чехла Среднерусского пояса обычно представлены в латентной форме рассредоточенными в широкой полосе малоамплитудными разрывами и зонами трещиноватости. Встречаются также зоны, в строении которых доминируют мегавалы и интенсивные разрывноскладчатые нарушения.

Среднерусская зона деформаций, приуроченная к северному крылу одноименного пояса, является крупнейшим внутриплитным нарушением Восточно-Европейской платформы. В строении этой эталонной структуры сочетаются элементы тектоники типичных транспрессионных и транстенсионных сдвиговых зон, рифтов и пологих детачментов. От позднего рифея и до новейшего времени зона испытала более девяти импульсов подвижности и не менее шести кинематических инверсий. Для позднегерцинского, альпийского и новейшего этапов кинематически охарактеризованы три сталии деформаций, связанные преимущественно с левосдвиговой транспрессией, и локальными по времени проявления обстановками правосдвиговой транстенсии (в конце татарского времени) и левого сдвига (новейший этап).

Дальнейшее изучение Среднерусского пояса деформаций на основе сейсморазведки, буровых работ и тектонофизических методов раскрывает широкие перспективы в обнаружении структурных ловушек углеводородов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 18-05-00485 и 18-05-00733), госбюджетной темы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* Листрическая тектоника платформ // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 4. С. 501-504.
- Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. – Минск: ИГН НАН Беларуси, 2002. 175 с.
- Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1981. 215 с.
- Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Сер. Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35). Лист О-36 – Санкт-Пе-

тербург. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.

- Владимирова Т.И., Капустин И.Н., Орлов В.П., Федоров Д.Л. Объяснительная записка к Гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1: 2500000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.
- 6. Гарецкий Р.Г. Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2007. № 2(27). С. 3–13. (на русском).
- 7. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Літасфера. 2004. № 2(21). С. 10–27. (на русском).
- 8. Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Главные этапы развития Московской синеклизы // Літасфера. 2006. № 2. С. 14–24. (на русском).
- 9. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
- Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2500000. – Под ред. В.П. Орлова, Д.Л. Федорова – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- 11. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Под ред. А.Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
- Глубокое бурение в Пучеж-Катункской импактной структуре. – Под ред. В.Л. Масайтиса, Л.А. Певзнера – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 599 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (новая серия). Лист N-37,(38) (Москва). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 344 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-37,(38) (Нижний Новгород). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 261 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 356 с.
- Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13.
- 17. Колодяжный С.Ю., Некрасов А.И. Структурные и динамические закономерности размещения месторождений нефти в центральной части Волго-Уральской антеклизы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 11(1). С. 123–140.
- Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С. Структурно-кинематические парагенезы и динамическая модель эволюции Балтийско-Мезенской зоны в фанерозое // Геотектоника. 2020. № 2. С. 48–74.
- 19. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – Под ред. Ю.Г. Лео-

нова — М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 552.).

- Короновский Н.В., Гогоненко Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур "пропеллерного" типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50-64.
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 8–12.
- 22. Крапивнер Р.Б. Безкорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
- 23. Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В., Максимов А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 (Москва). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 462 с.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
- 25. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720.
- Леонов М.Г., Копп М.Л., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Баженов М.Л. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. – Под ред. М.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2013. 318 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 604).
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. – М.: Наука, 1965. 212 с.
- Милановский Е.Е. Древние платформы и метаплатформенные области. – В кн.: Геология СССР. – М.: МГУ, 1987. Ч. 1. 416 с.
- 29. *Морозов Ю.А.* Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21–50.
- 30. *Никишин А.М., Старцева К.Ф.* Пример детального объемного строения сдвиговых зон по данным интерпретации 3D-сейсмических данных // Геология нефти и газа. 2015. № 4. С. 29–33.
- Разломы земной коры Беларуси. / Под ред. Р.Е. Айзберга. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.
- 32. Селеменев С.И. Структура земной коры центральной части Русской платформы по комплексу геолого-геофизических данных. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М.: МГУ, 2006. 25 с.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Под ред. С.И. Шермана – Новосибирск: СО РАН, 2003. 244 с.
- 34. Сим Л.А. Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 1996. № 5. С. 100–107. (на русском).
- Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений. В кн.:

Современная тектонофизика. Методы и результаты. – Под ред. Ю.Л. Ребецкого – М.: ИФЗ. 2015. Т. 2. С. 47–76.

- 36. Соколов В.Я. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Тверской области // Геология нефти и газа. 1999. № 9(10). С. 36–42.
- 37. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидо-динамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: МГУ, 2009. 40 с.
- Устинова М.А. Геологическая история валообразных структур Центральных районов Русской плиты. – Автореф. дис. ... к. г.-м. н. – М.: МГУ, 2001. 24 с.
- 39. Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. Среднерусский авлакоген – тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазоносных впадин // Отечественная геология. 1996. № 2. С. 50–61.
- 40. Хераскова Т.Н., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А. Развитие осадочного бассейна Московской синеклизы в раннем палеозое // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 172–191.
- 41. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее—палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле—Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
- 42. *Цыганов В.А.* Геолого-тектоническое строение верхней части разреза кристаллического фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы и его отражение в структурах верхней части осадочного чехла // Георесурсы. 2002. Т. 4. № 12. С. 38–45.
- 43. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
- 44. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Под ред. Б.М. Чикова – Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- 45. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Под ред. Н.П. Лаверова – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.
- Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton. In: EUROPROBE in Jablonna 1991. – Ed. by D. G. Gee, M. Beskholmen, (Warszawa: Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., 1993). P. 33–38.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatchev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: Geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. 268. P. 1–21.
- 48. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: A review. (Geol. Surv. Canada. Ottawa, 1991. Pap. 90-17). P. 72.
- 49. Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V., Solodilov L.N. Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifts of the East-European Platform in Russia by integrated

study of seismic, gravity, and magnetic data // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 9–28.

- Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. Vol. 30 P. 11–14.
- Mann P. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2007. Vol. 290. No. 1. P. 13–142.
- Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 973– 986.
- Naylor M.A., Mandle G., Sijpenstein C.H.K. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. No. 7. P. 737–752.
- 54. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Cloething S., Stephenson R.A., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Koraev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev I., Shipilov E.V., Lankrejer A., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the east European Craton: Dynamics of

sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 23–63.

- 55. *Ramsay J.G.* Shear zone geometry: A review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. No. 1–2. P. 83–99.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. – In: Folds and fractures, (London–N.Y.: Acad. Press., 1987. Vol. 2). P. 392.
- 57. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., et al. Largescale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8° N equatorial atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the r/v A.N. Strakhov // Ofioliti. 2020. Vol. 45. No. 1. P. 25–41.
- Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. – Ed. by *K.T. Biddle, N. Christie-Blick*, (Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. 1985. Vol. 37). P. 386.
- Sylvester A.G. Strike-slip faults // GSA Bull. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
- Wernicke B. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 789–795.

Latent Tectonics of the Central Russian Deformation Belt of the East European Platform

S. Yu. Kolodyazhny^{a, *}, A. V. Poleshchuk^a, D. S. Zykov^a

^aGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia *e-mail: kolod63@mail.ru

The features of the tectonics of the Central Russian deformation belt located in the central part of the East European Platform are considered. The belt is traced in a wide (up to 350 km) strip in the East-North-East direction for more than 1000 km. In the study of this structure, methods of remote and structural analysis were used. Based on the available data, analysis of potential fields and decoding of digital relief maps, a set of tectonic schemes of the Early Precambrian basement, proto-platform and plate cover has been compiled. The features of the tectonics of various tiers of the platform are considered, as well as a comparison of structures located at different deep levels is carried out. The analysis showed that the Central Russian belt is a long-lived structure, in the structure of which large tectonic zones are isolated, expressed in the modern relief surface and penetrating the complexes of the basement and cover. In the structure of the belt at different deep levels, combined elements of the tectonics of shear zones and transcrustal detachments are manifested, which developed in various dynamic settings: (i) a collisional events at the end of the Paleoproterozoic (svekofennsky stage); (ii) transtensional rifting in the Riphean and Early Vendian (Early Baikal stage); (iii) the development of inversion structures during the formation of the basin of the Moscow syneclise (Caledonian – Early Hercynian stages); (iv) shearing in the conditions of transpression and transtension (Late Hercynian – modern stages). Deformations of the sediments of the cover of the Central Russian belt are usually presented in a latent form (dispersed low-amplitude disturbances), but there are also zones with the vigorous fault-fold structures. A detailed study of the Central Russian deformation zone, which forms the northern part of the belt of the same name, showed that it is characterized by elements of tectonics of typical shear zones. The structural and kinematic paragenesises of the zone and models of its structure are considered. Structural and dynamic signs favorable for the accumulation of the hydrocarbons are noted. Since the Late Riphean and up to modern times, the Central Russian zone has experienced more than nine mobility pulses and at least six kinematic inversions. For the Late Hercynian, Alpine and modern stages, three stages of deformations have been established, mainly associated with sinistral transpression, and local in short time periods of dextral transtension and sinistral simple shearing manifestations.

Keywords: intraplate tectonics, geodynamics, shear zone, detachment, kinematics, structural paragenesis, Central Russian belt, East European platform
УДК 551.72+551.21(470.22)

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЙЕРСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ, СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ): *РТ*-УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2021 г. Ш. К. Балтыбаев^{1, 2,} *, Э. С. Вивдич³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д. 2, наб. Макарова, 190034 Санкт-Петербург, Россия ²Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле, д. 7, Университетская наб., 199034 Санкт-Петербург, Россия ³Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет, д. 2, В.О, 21-линия, 199106 Санкт-Петербург, Россия *e-mail: s.k.baltybaev@ipgg.ru Поступила в редакцию 02.12.2020 г.

После доработки 21.06.2021 г. Принята к публикации 15.07.2021 г.

В нашем исследовании охарактеризованы термодинамические режимы в зоне надвигания палеопротерозойской новообразованной континентальной коры Свекофеннского подвижного пояса на окраину архейского Карельского континента по субщиротной в современных координатах мощной сдвиговой зоне Северного Приладожья. Мейерская надвиговая зона Северного Приладожья по структурным особенностям и вещественному составу разделена на северную и южную части, которые рассматриваются нами как автохтонный и аллохтонный блоки. Автохтонный блок отличается наличием гнейсовых куполов с архейскими породами в ядрах, которые отсутствуют в аллохтонном блоке, расположенном южнее, — в нем развиты только палеопротерозойские породы. При формировании надвиговой зоны возникли биотитовые и мусковитовые минеральные парагенезисы низкотемпературной амфиболитовой фации, замещающие ранние минеральные парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма 1.86—1.85 млрд лет назад.

Ключевые слова: надвиговая зона, палеопротерозой, архей, *РТ*-параметры, парагенезисы, геотермобарометрия, геодинамические реконструкции **DOI:** 10.31857/S0016853X21040032

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Приладожье (Южная Карелия и Карельский перешеек России) сочленяются палеопротерозойские породы Свекофеннского подвижного пояса и архей—палеопротерозойские породы Карельского кратона [3]. Тектоническое сочленение пород представляет надвиговую зону, названную Мейерской [1, 4]. Зона прослежена в субширотном направлении не менее чем на 40 км при ширине ~20 км и мощности 6–8 км (рис. 1).

Эта зона ранее была недостаточно изучена, и не предполагалось, что она маркирует важную границу, по которой отделяются породы архейской коры от протерозойской. С развитием и широким применением геохронологических методов установлено, что это именно так: к югу и югозападу от указанной надвиговой зоны нет пород,

древнее протерозойских [23]. Поэтому становится важным не только установление структурного своеобразия этой зоны в виде развития в ее пределах линейных складок и разломов [3], но и изучение особенностей РТ-эволюции пород, чтобы получить представление об истории развития стыка двух крупнейших структур Фенноскандинавского щита. Изучение тектонического развития Мейерской надвиговой зоны необходимо также потому, что она является фрагментом более крупной Раахе-Ладожской зоны, выделенной в Финляндии [32] как шовная зона между Свекофеннским подвижным поясом и Карельским кратоном; эта структура имеет важное металлогеническое значение [1, 4, 5, 7, 11, 31]. Исследования показали, что Свекофеннский подвижный пояс, обрамляющий с юго-запада архейский Карельский кратон, сложен породами сравнительно



Рис. 1. Геолого-структурная схема строения пород Северного Приладожья и разрез через Мейерскую надвиговую зону с отражением основных структурных элементов. Показаны купола (цифры в кружочках): 1 – Сортавальский, 2 – Кирьявалахтинский, 3 – Коккасельский, 4 – Хавусский, 5 – Иниваарский, 6 – Вуорио.

Показано (короткие точечные линии) на схеме и разрезе условные границы Мейерской надвиговой зоны.

1 – архейский фундамент в пределах Карельского кратона и его фрагменты; 2 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 3 – главная сутура Раахе-Ладожской зоны; 4 – контур положения Мейерской надвиговой зоны; 5 – нижний протерозой, ладожская серия (метаалевролиты, метапесчаники, их глубокометаморфизованные аналоги – биотитовые, гранатовые, гиперстеновые гнейсы и залегающие в них гранитоиды) доменов: a – северный, b – южный; b – нижний протерозой, сортавальская серия (амфиболиты); 7 – архейские гранито-гнейсы; 8 – основные и ультраосновные породы предполагаемой глубинной интрузии; 9–12 – ориентировка сланцеватости: 9 – субвертикальной (70°–90°), 10 – крутопадающей (50°– 70°), 11 – пологопадающей (30°–50°), 12 – субгоризонтальной (0°–30°); 13–14 – ориентировка линейности: 13 – крутой (свыше 40°), 14 – пологой (до 40°); 15 – разломы; 16 – положение главного сместителя Мейерской надвиговой зоны: a – установленное, b – предполагаемое

молодой континентальной коры, сформировавшейся в позднем палеопротерозое. В составе коры Свекофеннского подвижного пояса выделены вулканиты островодужного типа, что послужило началом для плейт-тектонической интерпретации происхождения свекофеннид [21–24, 27]. Архей-протерозойская Раахе-Ладожская зона, протяженностью более 400 км, представляет собой систему складок и разломов, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток. Эта структура хорошо выражена и в гравиметрических полях [17]. Юго-восточный фрагмент РаахеЛадожской зоны — Мейерская надвиговая зона — исключительно хорошо обнажена вдоль береговой линии Ладожского озера, что дает возможность получить прямые данные о составе, строении и соотношении архейских и протерозойских толщ.

Целью проведенного нами исследования было выявление *PT*-условий и стадийности минералообразования при формировании надвиговой зоны и геодинамическая реконструкция эволюции пород в зоне сочленения архейской и протерозойской коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Архейские породы в зоне сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона

Архейские породы в Северном Приладожье развиты в ядрах гнейсовых куполов [18], которые встречаются внутри широкой полосы палеопротерозойских пород, протягивающейся вдоль югозападного края Карельского кратона. Эти изометрические тектонические структуры, объединяются в пределах Раахе-Ладожской зоны как кулисообразно расположенные группы поднятий [15, 16] (см. рис. 1, врезка). Они состоят из серии сближенных выступов архейских гранито-гнейсов, разделенных узкими межкупольными синклиналями, сложенными палеопротерозойскими вулканогенными и осадочными породами. В Северном Приладожье эти межкупольные породы относятся к сортавальской и ладожской сериям палеопротерозоя.

Ядра куполов образованы, в основном, полосчатыми плагиогнейсами, плагиомигматитами и гранитами, среди которых выделяются тела амфиболитов и габбро-амфиболитов. Амфиболиты образуют пласты, конформные с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород и иногда секущие тела мощностью от 0.5 до 30 м. Гранито-гнейсовые ядра практически повсеместно обрамлены преимущественно вулканогенными породами сортавальской серии, причем вдоль контакта прослеживается выдержанный горизонт терригенных полосчатых кварцитов и амфиболовых сланцев с прослоями скарнированных и доломитизированных мраморов. Этот комплекс пород указывает на первичные седиментационные границы перекрытия архейских пород палеопротерозойскими породами. в которых находятся некоторые разности, в частности, кварциты рассматриваются как образования древней переотложенной коры выветривания. Кварциты имеют ограниченное распространение в виде маломощных (десятки метров) разобщенных линзовидных тел, сложенных сливными мономинеральными, биотитовыми, гранатовыми, графитовыми кварцитами и перемежающимися с ними биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами [12].

Межкупольные пространства имеют сложное строение. В них наиболее ранними структурами являются складки разного масштаба (от нескольких сантиметров до сотен метров и первых километров за пределами Мейерской надвиговой зоны) с субгоризонтальными шарнирами и субвертикальными осевыми плоскостями. Параллельно их осевым плоскостям развита кристаллизационная сланцеватость. Ориентировка осевых поверхностей этих структур зависит от ориентировки границ гранито-гнейсовых ядер или от их положения между соседними ядрами сближенных куполов. Непосредственно на контакте сортавальской серии с гранито-гнейсами в породах с хорошо развитой полосчатостью и/или слоистостью и с низкой вязкостью образуются сложные, нередко хаотичные складки с круто падающими осевыми поверхностями и субвертикальными шарнирами. При разнородном составе толщ нередко формируется дисгармоничная складчатость, характерны реликтовые структуры, распознаваемые по сохранившимся элементам "замок в замке". иногда в замкох складок образуются раздувы. Для амфиболитов с неявной полосчатостью и с высокой вязкостью складчатые структуры не характерны. Обычно формируется сланцеватость, параллельная напластованию, и круто ориентированная линейность по амфиболу. В полосчатых амфиболовых сланцах проявляется будинаж с будинами, растянутыми в субгоризонтальном направлении.

Стиль складчатости и структурные преобразования в зоне контакта ядер с породами обрамления свидетельствуют о формировании складок в условиях пластического вязкого течения вследствие поднятия ремобилизованных архейских гранито-гнейсов фундамента [18]. В последние годы были проведены исследования и получены данные по возможной интерференционной складчатой природе купольных структур [6].

Исследователи региона выявили полифазный характер проявления деформационных процессов и неоднократно менявшиеся тектонические обстановки и кинематику движений в условиях длительно развивавшейся знакопеременной транспрессии, т.е. косого сжатия [7, 8]. Предполагается формирование последовательно наложенных не менее трех генераций структурных парагенезисов, проявленных на масштабных уровнях от пород и обнажений и до картируемых крупных структур. Все структурное разнообразие было объяснено в терминах косой субдукции палеопротерозойской ювенильной океанической коры под архейский Карельский кратон [7, 8, 14, 21, 27].

Несмотря на некоторые различия взглядов на природу купольных структур, они являются чет-

кими геологическими маркерами по наличию в них архейских пород в ядрах и приуроченности только к автохтонному блоку Мейерской надвиговой зоны.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЙЕРСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ

По своим структурным и вещественным особенностям Мейерская надвиговая зона делится на северную и южную части, которые мы рассматриваем как автохтонный и аллохтонный блоки.

Автохтонный блок относится к Северному домену Приладожья и отличается присутствием гнейсовых куполов Хавус, Вуорио и других (см. рис. 1) с архейскими породами в ядрах. В северной части Мейерской надвиговой зоны в толщах автохтона присутствуют окаймленные гнейсовые купола архейских пород, отсутствующие южнее в аллохтонном блоке этой зоны, где развиты только палеопротерозойские породы, относящиеся к Свекофеннскому подвижному поясу.

Следовательно, наличие архейских гранитогнейсов купольных структур, которые хорошо выделяются геологическими и геофизическими методами картирования, позволяет точно провести юго-западную границу окраины Карельского кратона. Купола хотя и невелики по площади (до нескольких квадратных километров), но их присутствие позволяет не только уточнить положение юго-западной границы архейского домена, но и установить здесь последовательность структурных преобразований. Морфологические свойства куполов внутри Мейерской надвиговой зоны существенно искажены, - они сильно наклонены к северо-востоку вплоть до образования опрокинутых и лежачих складок. К куполам с такими свойствами относятся небольшие Иниварский и Хавусский купола, а также южный борт крупного Сортавальского купола, в отличие от сохранившего крутое залегание его северного борта (см. рис. 1). Эти соотношения свидетельствуют о позднем возрасте пологих дислокаций, наложенных на изначально крутопадающие структуры гнейсовых куполов, которые сохранились значительно севернее Мейерской надвиговой зоны (купола Кирьяволахтинский, Коккасельский и др.).

Аллохтонный блок Мейерской надвиговой зоны относится к Южному домену Приладожья. Здесь развиты преимущественно гранат-биотитовые, гранат-(ортопироксен)-куммингтонитовые, высокоглиноземистые, кордиеритовые парагнейсы и различные гранитоиды. Эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных и низких давлений. Ориентировка сланцеватости и метаморфической полосчатости в аллохтонном блоке параллельна простиранию Мейерской надвиговой зоны с пологим (20°–30°) падением на юг. Выдержана и ориентировка минеральной линейности и шарниров складок: они полого (20°-30°) погружаются в южном направлении.

Таким образом, главной тектонической особенностью Мейерской надвиговой зоны является пологое залегание метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности. Структурные соотношения метаморфической полосчатости с дометаморфическими элементами обычно затушеваны интенсивной мигматизацией. Однако в автохтонном блоке, где мигматизация проявлена слабо, можно наблюдать пересечение сланцеватостью слоистости пород, что сопровождается смятием седиментационных границ в сильно сжатые и изоклинальные складки со смещениями вдоль поверхностей сланцеватости, — при этом слои фрагментируются на мелкие линзы и блоки.

Гранитоидные тела в Мейерской надвиговой зоне оказываются катаклазированными, особенно сильно катаклаз и бластокатаклаз проявлен у контактов с вмещающими слюдяными сланцами, которые сами интенсивно катаклазированы и рассланцованы. В целом, наблюдаемые в Мейерской надвиговой зоне пологие структуры метаморфической полосчатости, рассланцевания и бластокатаклаза могут быть охарактеризованы как результат вязкого сдвигового течения. Надвиги являются классическими структурами сжатия, а комплементарные им структуры развиваются в режиме простого сдвига, т.е. некоаксиальной деформации [20]. Этот вывод может быть распространен и на всю Мейерскую надвиговую зону, хотя в южной ее части, в аллохтонном блоке, изза повышенной пластичности, обусловленной усилением метаморфизма и мигматизации, различать признаки катаклаза, поверхности сместителей и их отношения к предшествовавшим границам не всегда удается. На очень высокую величину деформации, выраженную в сильном растяжении и удлинении пород в направлении тектонического транспорта, указывает и форма многих гранитоидных тел в виде маломощных (десятки, сотни метров), но сильно (на километры) вытянутых вдоль линейности линз или стержней. Именно в этом случае значительная деформация простого сдвига приводит не только к сигаровидной или просто удлиненной форме геологических тел, но и к практически полной параллельности этих тел друг другу, а также минеральной линейности и шарниров складок.

Морфология Мейерской надвиговой зоны и ее ориентировка характеризуют поверхность пологого надвига, по которой глубоко метаморфизованные и интенсивно мигматизированные породы Южного домена надвинуты на не столь сильно измененные образования Северного домена [4]. Детальное полевое изучение показало, что плоскость сместителя Мейерской надвиговой зоны имеет субширотное простирание и пологое ~20°-30° падение на юг. Ориентировка линейности метаморфических пород отражает субмеридиональное в современных координатах растяжение пород во время тектонического движения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для выявления термодинамического режима эволюции пород шовной зоны при формировании Мейерской надвиговой зоны были изучены метаморфические минеральные парагенезисы в породах аллохтонного и автохтонного блоков. На данном этапе исследования наиболее представительный материал собран для гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных парагенезисов из метаморфических и метаинтрузивных пород. Минеральные парагенезисы, существовавшие до образования парагенезисов биотита и мусковита, сохранились плохо, поэтому в данной работе сделан акцент на поздней стадии развития Мейерской надвиговой зоны, которая значительно лучше подкреплена полученным нами фактическим материалом. Таким образом, подбор петрологического материала и методов исследования направлен на реставрацию поздней стадии развития надвиговой зоны.

В соответствии с имеющимися минеральными парагенезисами и производился подбор петрологических инструментов для термо- и барометрии пород. В изученных породах Мейерской надвиговой зоны поздние минеральные парагенезисы содержат гранат, биотит, мусковит, плагиоклаз и кварц, с которыми иногда встречаются силлиманит, калиевый полевой шпат и хлорит. Для такого набора основных минералов наиболее пригодны современные взаимосогласованные геотеромобарометры: гранат-биотитовый (геотермометр Gt-Bt [25]), гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый (геобарометр GBPQ [34]) и гранат-биотитмусковит-плагиоклазовый (барометр GBMP [33]).

Из существующих в настоящее время около 30 версий гранат-биотитового термометра версия М. Холдуэя [25] дает наименьшую абсолютную погрешность (±25°С) при воспроизведении экспериментальных температур Дж. Ферри и Ф. Спира [19] и Л.Л. Перчука, Л.Ю. Лаврентьевой [29] в широком диапазоне температур от 550 до 950°С [33]. Именно этот геотермометр [25], наряду с гранат-алюмосиликат-плагиоклаз-кварцевым барометром (GASP [26]) использовались С. Ву с коллегами [34] при разработке новых гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ [34]) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP [33]) барометров. В силу этого, перечисленный набор геотермобарометров оказался взаимосогласованным, т.к. в расчете уравнений регрессии

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

и коэффициентов равновесия реакций применяются одинаковые модели активностей твердых растворов на основе единой термодинамической базы минералов и, что немаловажно, — все перечисленные инструменты калибровались с использованием общей экспериментальной базы данных. Геобарометры GBPQ и GBMP основаны на минеральных реакциях без силикатов алюминия (силлиманит, андалузит или кианит).

Следовательно, эти барометры можно применять в тех случаях, когда в метапелитах отсутствуют указанные силикаты алюминия и гранат-Alсиликат-плагиоклаз-кварцевый (GASP) барометр [26] не может быть использован.

Grt-Bt термометр рассчитан для интервала $T = 515 - 878^{\circ}$ C для широкого диапазона составов минералов, погрешность определения температуры составляет $\pm 25^{\circ}$ C.

Барометр GBPQ применим для *PT*-условий 1.0–11.4 кбар и 515–878°С для метапелитов с диапазоном составов минералов grs = 0.03-0.23 в гранате, an = 0.17-0.93 в плагиоклазе и $X_{AI} = 3-32\%$ в биотите с погрешностью определения давления ±1.2 кбар.

Барометр GBMP применим для 1–14 кбар и 450–840°С для метапелитов с диапазоном составов минералов: an = 0.17–0.71, $X_{Al^{IV}}^{Ms} = 0.75-0.99$, alm = 0.52–0.83, prp = 0.04–0.27, grs = 0.03–0.26, $X_{Fe}^{Bt} = 0.24-0.63$, $X_{Mg}^{Bt} = 0.19-0.60$, с погрешностью определения давления ±1.2 кбар с учетом погрешности исходной температуры и аналитических погрешностей определения химического состава участвующих фаз.

Петрографическая характеристика гнейсов

Петрографические наблюдения показали широкое распространение в аллохтонном и автохтонном блоках Мейерской надвиговой зоны гранат-биотитового и гранат-двуслюдяного парагенезиса. Вместе с гранатом и слюдами встречаются кварц и плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат, кордиерит, силлиманит, амфиболы, хлорит и ряд других менее распространенных минералов.

В аллохтонном блоке практически все породы превращены в полосчатые, отчасти сетчатые мигматиты, различающиеся между собой количественными соотношениями фельзических и мафических минералов. Цветные минералы в лейкосомах представлены гранатом и биотитом; кордиерит и силлиманит встречаются редко. В мелано- или мезосомах биотит, гранат, кордиерит и силлиманит слагают до 20–40% объема. Калиевый полевой шпат часто присутствует в поздних лейкосомах метапелитов, а для мезосом не характерен.



Рис. 2. Распределение и сохранность гранатсодержащих минеральных парагенезисов в метаморфических породах в Мейерской надвиговой зоне.

1-3 – степени замещения граната биотитом и агрегатом биотита с плагиоклазом: 1 - до 10%, 2 - на уровне 10-30% (замещение преимущественно зеленым биотитом), 3 - выше 30% (замещение преимущественно бурым биотитом)

В автохтонном блоке мигматизации подвержены только те породы, которые находятся ближе к сместителю Мейерской надвиговой зоны. Объем лейкократового материала в мигматитах или мигматизированных гнейсах обычно меньше 10–15% всего объема породы. Качественный минеральный состав лейкосом и мезосом такой же, как и в мигматитах аллохтонного блока.

Практически повсеместное присутствие граната в метаморфических породах обоих блоков Мейерской надвиговой зоны позволило петрографическими методами оценить интенсивность регрессивного минералообразования в зоне надвига.

Гранатсодержащие парагенезисы и степень их сохранности

Две трети из более чем 400 шлифов, взятых из пара- и ортогнейсов, содержат гранат. Данный минерал одинаково хорошо (полно) распространен в породах как аллохтонного, так и автохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны.

По петрографическим наблюдениям и результатам термобарометрии [4], центральные части зональных зерен граната во всех без исключения гранатсодержащих минеральных парагенезисах имеют признаки их принадлежности к наиболее раннему, пиковому по температуре парагенезису. Регрессивные изменения, которые затронули практически все породы Мейерской надвиговой зоны, проявились в различных преобразованиях граната. Более того, наиболее интенсивное и практически повсеместное замещение ранних минеральных парагенезисов новообразованными парагенезисами хорошо прослеживается именно по замещению граната (рис. 2, рис. 3). Так, по нему развиваются поздние парагенезисы биотита, биотита и плагиоклаза, гиперстена, амфибола и плагиоклаза, кордиерита и иногда хлорита. Эти изменения наблюдаются во всей Мейерской надвиговой зоне, хотя за ее пределами также можно наблюдать похожие замещения граната, хотя не столь часто. Максимальная степень замещения чаще встречается вблизи сместителя в автохтонном блоке к северу и северо-востоку от о. Хавус (см. рис. 2).

Рис. 3. Микрофотографии шлифов гранатсодержащих минеральных парагенезисов в метаморфических породах Мейерской надвиговой зоны.

⁽a)–(e) – разная степень замещения граната в гранат-биотитовых гнейсах в параллельных и скрещенных николях: (a), (б) – незамещенные; (в), (г) – незначительно замещенные до 10%; (д), (е) – замещенные до 50% и выше; (ж)–(к) – бластокатаклазированный Grt-Bt гнейс: (ж), (з) – обр. Б-20-464; (и), (к) – обр. Б-20-415.





Рис. 4. Диаграммы составов граната (а), плагиоклаза (б), биотита (в) из пород Мейерской надвиговой зоны. *1*-2 – блоки: *1* – автохтонный, *2* – аллохтонный

Приведены особенности составов граната, плагиоклаза и биотита в породах автохтонного и аллохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны (рис. 4; Прилож. 1: табл. 1). Эти составы минералов удовлетворяют требованиям, рекомендуемым для применения выбранных нами геотермобарометров.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Данные геотермобарометрии

Термобарометрические расчеты позволили оценить *PT*-условия формирования поздних двуслюдяных парагенезисов в изученных породах и выявить ряд закономерностей (рис. 5; Прилож. 1: табл. 2, табл. 3).

В первую очередь обращает на себя внимание, что мусковитсодержащие парагенезисы имеют температурные (Прилож.1: табл. 2) и барические (Прилож. 1: табл. 3) параметры, отличающиеся от *PT*-параметров образования парагенезисов без мусковита. Так, диапазон возможных давлений мусковитсодержащих парагенезисов ограничен интервалами 1.1–2.6 кбар (GBPQ(a)), 0.9–3.2 кбар (GBPQ(b)), 0.9–2.6 кбар (GBMP(a)), 0.8–3.2 кбар (GBMP(b)) при значениях температуры от 500 до 590°С (см. рис. 5; Прилож. 1: табл. 3). В безмусковитовых парагенезисах фиксируется увеличение давления до 1.4–5.5 кбар (GBPQ(а)) и 1.1–5.8 кбар (GBPQ(b)) при диапазоне температур 500–625°С (см. рис. 5; Прилож. 1: табл. 3).

Существует определенная закономерность в распределении выявленных *PT*-параметров на площади Мейерской надвиговой зоны. Фиксируется пониженная (500–530°С) температура минералообразования в породах автохтонного блока непосредственно вблизи тектонического шва (рис. 6, а). В этом же блоке выявляется наиболее высокое давление для поздних минеральных парагенезисов, достигающее 5–6 кбар (см. рис. 6, б).

Таким образом, результаты термобарометрии свидетельствуют о более низком барическом режиме (1–3 кбар) образования мусковитовых парагенезисов, что согласуется с петрографическими наблюдениями: мусковит чаще всего обнаруживает себя как наложенный минерал, формирующийся после биотита. Более высокотемпературный (биотитовый) парагенезис гнейсов сформировался при немного повышенном давлении (2–5 кбар).

В целом, согласно полученным данным, эволюция Мейерской надвиговой зоны на поздней



Рис. 5. *РТ*-диаграммы для пород Мейерской надвиговой зоны с безмусковитовыми ((а) – обр. 9, (б) – обр. 5267а) и мусковитовыми ((в) – обр. 996-1, (г) – обр. 2465v) минеральными парагенезисами. Показаны рассчитанные линии минеральных реакций: гранат-биотитового равновесия в породах (субвертикальные линии) по уравнениям [25]; линии равновесия граната-плагиоклаза и двух слюд (наклонные линии) по уравнениям [33, 34].

стадии характеризуется спадом давления при снижении температуры окружающей среды до $500-600^{\circ}$ С. При этом различия *PT*-трендов аллохтонного и автохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны, заметные при более высоких *P* и *T*, нивелируются по мере снижения давления и температуры (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамические реконструкции Мейерской надвиговой зоны

По имеющимся изотопно-геохронологическим данным, основанным на U–Pb геохронометрии монацита и циркона, а также Sm–Nd датировании граната из метаморфических и магматических пород, надвиг сформировался не ранее 1.87 млрд лет назад и, вероятно, не позднее 1.85 млрд лет. Согласно структурным и петрологическим наблюдениям, геохронологическим данным, для такого вывода есть, по меньшей мере, два основания:

• Геологическим картированием установлено, что субпараллельно простиранию сместителя Мейерской надвиговой зоны, которая представляет собой субширотную зону сдвигового течения, к югу в тылу надвинутой пластины (в современных координатах) сформировались крутопадающие зоны брекчирования и растяжения также субширотного простирания. Такой областью выступает Тервуская зона брекчирования, вероятно, представляющая собой зону хрупко-пластичной деструкции толщ на фоне пологого рассланцевания, наблюдаемого в Мейерской надвиговой зоне (рис. 8). Мошность зоны брекчирования не менее 5-6 км, в нее внедрялись поздние гранитные магмы, в частности – поздне-посткинематический крупный Тервуский плутон, который вместе с жильной фацией имеет U-Pb возраст по циркону 1.86-1.85 млрд лет [2]. Пока нет возможности полностью охарактеризовать кинематику движений в Тервуской зоне брекчирования в силу отсутствия на сегодняшний день надежных кинематических и других структурных маркеров, но

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 6. Схематическое деление пород Мейерской надвиговой зоны на основе *PT*-оценок по гранат-биотитовым и гранат-двуслюдяным минеральным парагенезисам.

По полученным данным: (а) – геотермометрии, (б) – геобарометрии.

Показано: (точки) место отбора образцов и их номера.

известно, что в данной зоне, среди глыбовых брекчий разного состава, залеченных двуполевошпатовыми гранитами, интенсивное развитие имеет кварц-муковитовая, местами кварц-хлоритовая минерализация. Эта минерализация сопоставима с той, что мы наблюдаем в пределах Мейерской надвиговой зоны: она также наложена на гранулитовые парагенезисы. Таким образом, с формированием Мейерской надвиговой зоны близкие по фациальной принадлежности минеральные преобразования гранулитов наблюдаются и в Тервуской зоне брекчирования.

• По имеющимся геохронологическим оценкам время гранулитового метаморфизма ограничивается в Приладожье достаточно узким интервалам 1885—1875 млн лет по данным U—Pb, LS—Pb методов датирования циркона, монацита и силлиманита [2, 6]. В районе сместителя Мейерской надвиговой зоны (и нигде более в этом регионе) найдены свидетельства декомпрессионного замещения гранулитового граната минеральным парагенезисом ортопироксена и плагиоклаза. В описываемом гранат-роговообманко-гиперстеновом гнейсе кристаллы граната окружены реакционными каймами гиперстен-плагиоклазового и частично амфибол-плагиоклазового симплектита, замещающего гранат. Железистость граната на краях зерен несколько повышенная, чем в их ядрах. Гиперстен в симплектитовых каймах также отличается повышенной железистостью (52%) в сравнении с гиперстеном матрикса (50%). Состав плагиоклаза в симплектитовой кайме - 88-89% an, в матриксе - 83% an; включения плагиоклаза в гранате еще более кислые – до 69% an. Расчеты показали, что равновесие симплектитовой каймы с кромкой граната соответствовало температуре около 720°С при давлении 4.2 кбар. Эти параметры ниже по сравнению с расчетными на пике метаморфизма, поэтому возникновение гиперстен- и амфибол-плагиоклазовых кайм связывается с небольшим декомпрессионным остыванием высокотемпературных пород. Такие условия, вероятнее всего, создавались при подъеме высокотемпературного аллохтонного блока.

Позднейшие эндогенные события в свекофеннской части Приладожья знаменуются появлением посттектонических гранитных даек и пегматитовых жил, U–Pb возраст которых не древнее 1859—1858 млн лет [6].

Геодинамические обстановки формирования пород

Лосвекофеннская сталия. Самые древние породы Северного Приладожья представлены архейскими гранито-гнейсами и плагиогнейсами фундамента Карельского кратона. На этих породах в раннеятулийское время началось накопление кремнистых и карбонатных отложений протоплатформенного чехла. Нижнеятулийский чехол имеет широкое развитие к северу от Мейерской надвиговой зоны; он образует лишь маломощные выходы в обрамлении архейских ядер гранитогнейсовых куполов. Начиная с позднего ятулия, 2.12-2.10 млрд лет назад, стадия стабильного развития архейского Карельского кратона прервалась и на его юго-западной окраине сформировались вулканические покровы и дайковые поля низкокалиевых толеитов палеопротерозойской сортавальской серии. Согласно данным [9, 10, 28], их составы соответствуют внутриплитным толеитам. Эти вулканиты могут рассматриваться как свидетельство обстановки растяжения, предшествовавшего формированию будущей активной окраины древнего континента.

Начальная свекофеннская стадия (до 1.90 млрд лет). Начальная (доорогенная) стадия развития Свекофеннского подвижного пояса характеризовалась становлением комплексов активной окраины: островных дуг, окраинных морей, фронтальных впадин. Самым ранним событием было формирование офиолитовых комплексов Оутокумпу и Иормуа 1.97-1.96 млрд лет назад [23], аллохтонное залегание которых описано в Восточной Финляндии. В свекофеннской части Приладожья офиолиты достоверно не известны: к древнейшим свекофеннским образованиям (рис. 9) здесь относятся метатурбидиты ладожской и лахденпохской серий, которые сформировались в калевии 1.91-1.89 млрд лет назад [11, 13]. В обеих сериях присутствуют метаморфизованные вулканические породы [6]. Составы этих вулканитов, в отличие от составов сортавальской серии, соот-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 7. РТ-тренд для пород автохтонного и аллохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны. Показано: (точки) усредненные значения *РТ*-определений пород.

ветствуют известково-щелочному и щелочному ряду островных дуг.

Ранне- и синорогенная стадии (1.89-1.87 млрд лет). Это главный этап развития, определивший основные особенности состава и структуры Северного Приладожья. Закрытие осадочных бассейнов и интенсивное горизонтальное сжатие сопровождалось внедрением гранитоидов и метаморфизмом. К докульминационной фазе этой стадии относятся тектонические и метаморфические преобразования, предшествовавшие становлению эндербитового комплекса 1.89-1.88 млрд лет назад (см. рис. 9). К ним, в частности, относятся ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов в эндербитах. В кульминационную фазу предполагается становление гипотетической гипербазит-базитовой интрузии в низах коры Южного домена Приладожья [4]. Эта интрузия, образовавшаяся из мантийных источников, дает начало зарождению эндербитовым и затем диоритовым и тоналитовым интрузиям в средней части земной коры. Этот магматизм обеспечивает тепловой поток на обширной территории Южного домена. Петрохимические характеристики эндербитоидов и диоритов отвечают низкокалиевой высококальшиевой магме известково-щелочного ряда І-типа, формирующейся в зонах магматических дуг. Эндербитоиды и породы габбро-диорит-тоналитового комплекса образуют единый породный ряд известковощелочной серии. Гранитоиды І-типа (с чертами М-типа в случае эндербитоидов) при переходе от эндербитоидов к габбро-диорит-тоналитам ха-



Рис. 8. Схематическое отображение положения Мейерской надвиговой зоны и Тервуской зоны брекчирования в области сочленения Северного и Южного доменов Приладожья. Обозначено: Мейерская надвиговая зона (серый однородный); Тервуская зона брекчирования (серый градационный).

Сокращение: КК – Карельский кратон.

1 - Карельский кратон; 2 - палеопротерозойские породы окраины Карельского кратона; 3 - палеопротерозойскиепороды Свекофеннского подвижного пояса; 4 – граниты рапакиви; 5 – рифейский чехол

рактеризуются обогащением литофильными элементами и легкими редкими землями [4]. Эти геохимические характеристики согласуются с моделью эволюции магматических расплавов в обстановке возрастающей зрелости магматической дуги на краю континента (типа магматических дуг Западно-Тихоокеанской активной окраины).

Барометрия по углекислотным флюидным включениям в указанных магматических породах показала, что режим глубинности в процессе их формирования существенно не менялся: для эндербитов диапазон давления составляет 4.7–5.1 кбар, для диоритов и тоналитов 4.5-5 кбар [4]. Судя по обилию оптически видимых включений в диоритах, кристаллизация этих пород и в особенности тоналитов протекала в условиях большей флюидонасыщенности по сравнению с эндербитами [4].

К концу кульминационной фазы температура и давление метаморфизма снижаются примерно

до 650°С и 4.5 кбар, что свидетельствует о подъеме пород до уровня ~17 км. Снижение температуры и давления протекало параллельно при относительно одинаковом геотермическом градиенте, который в среднем оставался близким к 38°С/км. Понижение температуры и давления в дальнейшем свидетельствует о выжимании пород вверх в результате продолжавшегося латерального сжатия и вызванной этим эрозии кровли.

Поздняя орогенная стадия (1.86 млрд лет). Переход от синорогенной к позднеорогенной стадии развития ознаменовался сменой пликативных деформаций и пластического сдвигового течения преимущественно разрывными деформациями со снижением температуры метаморфизма (см. рис. 9). Все эти явления можно связать с остыванием при подъеме пород, обнаженных сегодня на поверхности, при продолжавшемся режиме горизонтального сжатия. При надвигании новообразован-



Рис. 9. Эндогенная эволюция пород в зоне сочленения палеопротерозойской и архейской коры в Северном Приладожье. Показано развитие пород палеопротерозойского блока, надвинутого на окраину Карельского континента (штрих-линия красным в направлении против часовой стрелки); продолжение развития пород палеопротерозойского блока в Мейерской надвиговой зоне в аллохтонном (штрих-линия фиолетовым) и автохтонном (штрих-линия оранжевым) блоках. *I* – мантия; *2* – кристаллический комплекс архейской континентальной коры; *3* – островодужный комплекс палеопротерозойской коры; *4* – архей – раннепротерозойский аккреционно-коллизионный комплекс в шовной зоне; *5* – нижне коровый гипотетический базитовый магматический резервуар; *6* – зона интенсивного плавления нижней коры; *7* – полученные усредненные *PT*-оценки для пород Мейерской надвиговой зоны для блоков: *a* – аллохтонного, *6* – автохтонного; *8* – предполагаемые для допиковых стадий *PT*-оценки по данным геотермобарометрии, по [2, 5].

ной свекофеннской континентальной коры на окраину древнего архейского Карельского континента, в зоне сместителя, проходящей в районе Мейери, образовалась субщиротная мощная сдвиговая зона, полого погружающаяся на юг в современных координатах. Комплементарно, в тылу надвинутой пластины сформировались крутопадающие зоны растяжения также субширотного простирания, одним из выражений которых может быть Тервуская зона растяжения и брекчирования. Зона растяжения послужила каналом для внедрения поздних магм Тервуского плутона и комагматов [2].

Заключительная орогенная стадия (1.85 млрд лет). Надвигание пород Свекофеннского подвижного пояса на древний кратон привело к увеличению мощности коры и перераспределению температуры по вертикали. Подъем разогретых до ~500°С пород на уровень около 10 км подтверждает быструю, опережающую остывание, эрозию кровли надвигавшейся тектонической пластины, что привело к росту геотермического градиента в верхней части коры как минимум до 45–50°С. Одновременно с этим в автохтонном блоке замедляется остывание пород при некотором возрастании общего давления (см. рис. 9). Эти явления фиксируются при геотермобарометрии по безмусковитовым гранат-биотитовым парагенезисам, выявившей повышенные температуры и давления в породах в Мейерской надвиговой зоны.

С возрастающим развитием хрупко-пластичных сдвиговых деформаций и появлением дислокационных поверхностей увеличивается флюидопроницаемость пород Мейерской надвиговой зоны, что способствует интенсивному замещению ранних минеральных парагенезисов поздними. Появление мусковитовых парагенезисов отвечает заключительной стадии развития Мейерской на-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

двиговой зоны. Судя по фиксируемым давлениям минералообразования, на этой стадии происходит скачкообразный подъем современной эрозионной поверхности до уровня глубин 3–6 км (см. рис. 9).

Таким образом, формирование Мейерской надвиговой зоны характеризуется стадийностью. Согласно результатам геотермобарометрии и петрографическим данным, скачкообразная смена *PT*-режимов формирования биотитовых и мусковитовых минеральных парагенезисов указывает на дискретно меняющиеся глубины минералообразования от 10–15 км до 3–6 км.

выводы

 Надвигание палеопротерозойской новообразованной континентальной коры Свекофеннского подвижного пояса на окраину архейского Карельского континента по субширотной в современных координатах мощной сдвиговой зоне сопровождалось многостадийной интенсивной структурно-метаморфической переработкой метаморфических и интрузивных пород.

2. Нами выявлена связь формирования Мейерской надвиговой зоны с появлением биотитовых и мусковитовых минеральных парагенезисов низкотемпературной амфиболитовой фации, замещающих ранние минеральные парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма 1.86—1.85 млрд лет назад.

3. Стадийность развития Мейерской надвиговой зоны выражена в том, что гранат-биотитовые парагенезисы сформировались при относительно повышенном до 3–5 кбар давлении. Последующее понижение давления до 1–3 кбар и образование мусковитовых парагенезисов подтверждены петрографическим анализом, указывающим на наложенный характер мусковита, который вместе с кварцем и поздним плагиоклазом сформировался после завершения гранат-биотитового парагенезиса.

4. Поздняя стадия эволюции Мейерской надвиговой зоны характеризуется снижением температуры пород до $500-600^{\circ}$ С на фоне сопряженного уменьшения давления до 1-2 кбар и подъема пород с глубины от 10-15 км до 3-6 км, обнаженных на современном эрозионном срезе.

Благодарности. Авторы искренне признательны В.В. Балаганскому (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия) за ознакомление с рукописью статьи и предложенные ценные рекомендации. Авторы благодарны Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) за набор геотермобарометров в его программе PTQuick [31]. Авторы благодарны рецензенту А.А. Щипанскому (ГИН РАН, г. Москва, Россия), С.Ю. Колодяжному (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью. Финансирование. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Под ред. Н.Г. Судовикова – Л.: Наука, 1970. 227 с.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья. Под ред. В.А. Глебовицкого – СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- 5. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). – Под ред. Н.В. Шарова – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
- Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- 8. *Морозов Ю.А*. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–28.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 152 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 321 с.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
- 12. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. № 6. С. 20–33.
- Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokarelides, Finland. – In: Precambrian tectonic illustrated, Ed. by Kröner A., Greiling R., (Springer, Shtutgart, Germany, 1984). P. 147–171.

- 15. *Brun J.-P.* The claster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability of the Proterozoic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47. No. 3. P. 441–449.
- Brun J.-P., Gapais D., Le Theoff B. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. No. 3–4. P. 283–304.
- 17. *Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. No. 373. 137 p.
- Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. J. 1949. Vol. 104. Part 4. P. 461–476.
- Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. Vol. 66. P. 113–117.
- Fossen H. Structural geology. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, GB, 2016). P. 524.
- Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield / Geol. Rundschau. 1982. Vol. 71. No. 1. P. 158– 70.
- Gaal G. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Schield / Precambrian Research. 1990. Vol. 46. No. 1–2. P.83–114.
- Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. No. 1. P. 15–25.
- Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland / J. Research USGS. 1975. Vol. 3. P. 631–645.

- 25. *Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85. P. 881–892.
- 26. *Holdaway M.J.* Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.
- 27. *Park A.F.* Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokarelides at the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. No. 10. P. 725–729.
- Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelisvaara – Tohmajarvi district, eastern Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1991. Vol. 357. 35 p.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva L.Y. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. S.K. Saxena (ed.), (Advanc. Phys. Geochem. 1983. Vol. 3), P. 199–239.
- 30. *Simonen A*. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1980. Vol. 304. pp.58.
- PTQuick. http://dimadd.ru/ru/Program/ptquick (Accessed December 8, 2020).
- 32. Wegmann C.E. Uber die tektonik der jungeren Faltung in Ostfinnland // Fennia, 1928. Vol. 50. No. 16. P. 1–22.
- Wu C.M. Revised empirical garnet-biotite-muscoviteplagioclase geobarometer in metapelites // J. Metamorph. Geol. 2015. Vol. 33. P. 167–176.
- Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotiteplagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in mediumto high-grade metapelites // J. Petrol. 2006. Vol. 45. No. 9. P. 1907–1921.

Evolution of the Meyeri Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, North-West Russia): *PT*-Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions

Sh. K. Baltybaev^{a, b, *}, E. S. Vivdich^c

 ^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, bld. 2 Makarova embr., 190034 St. Petersburg, Russia
^bSt. Petersburg State University, bld. 7 Universitetskaya embr., 199034 St. Petersburg, Russia
^cSt. Petersburg State Mining University, bld. 2, VO, 21-line, 199106 St. Petersburg, Russia

*e-mail: s.k.baltybaev@ipgg.ru

The thermodynamic regimes are characterized in the thrust zone of the Paleoproterozoic continental crust of the Svecofennian mobile belt to the margin of the Archean Karelian continent along the sublatitudinal in modern coordinates powerful strike-slip zone in the Northern Ladoga region. According to its rocks and structural features, the Meyeri thrust zone is divided into northern and southern parts, which are considered as allochthonous and autochthonous blocks. The autochthonous block belongs to the Northern domain and is distinguished by the presence of gneiss domes with Archean rocks in the cores, which are absent to the south, in the allochthonous block, where only Paleoproterozoic rocks are developed. During the formation of the thrust zone, biotite and muscovite mineral parageneses of the low-temperature amphibolite facies appear, replacing the early mineral parageneses of the high-temperature amphibolite and granulite facies 1.85 Ga ago. The staging of the development of the thrust is expressed in the first formation of garnet-biotite parageneses at a relatively high pressure of 3-5 kbar, and then quartz-muscovite ones, with a pressure decrease to 1-3 kbar. At the final stage of the evolution of the thrust zone, the *PT*-trend is characterized by a decrease of temperature to $500-600^{\circ}$ C and pressure during the rise of the rocks exposed on the modern erosional level from a depth of 10-15 km to 3-6 km.

Keywords: thrust zone, Paleoproterozoic, Archaean, PT-parameters, parageneses, geothermobarometry, modeling

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ–ПАЛЕОГЕНЕ

© 2021 г. В. Д. Чехович^{1,} *, С. А. Паланджян¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия *e-mail: vadimchekhovich@mail.ru Поступила в редакцию 20.09.2020 г. После доработки 03.03.2021 г. Принята к публикации 26.05.2021 г.

Рассмотрены позднемеловые—палеогеновые надсубдукционные системы активной окраины Северо-Восточной Азии с целью определения реперных объектов для анализа геодинамического развития обширного пространства от Чукотки до Японии. Показана пространственная непрерывность в течение позднемелового времени Немуро—Олюторской надсубдукционной системы, отделявшей океаническую литосферу Пацифики от области активной окраины Северо-Восточной Азии. Предпринята попытка распространить разработанную ранее модель геодинамического развития Камчатско-Олюторского сегмента активной окраины на Немуро—Малокурильский сегмент. Показано существование торцового ограничения этого сегмента Хидака—Сахалинской трансформной системой, отделявшей в позднем мелу и палеогене область субдукции океанической плиты Изанаги под азиатский континент от области поглощения океанической коры под Немуро—Малокурильской дугой. Установлено различие в геодинамическом развитии Камчатско-Олюторского и Немуро— Малокурильского сегментов активной окраины Северо-Восточной Азии.

Ключевые слова: геодинамика, Восточный Сихоте-Алинь, Сахалин, Немуро-Малокурильская островная дуга, Охотоморский континентальный блок, океаническая плита Изанаги, Хидака–Сахалинская трансформная система

DOI: 10.31857/S0016853X21040056

введение

Активная окраина Северо-Востока Азии в течение всего фанерозоя представляла собой огромный по размерам сегмент Тихоокеанского подвижного пояса, в пределах которого сосуществовали и сменялись в пространстве и во времени обстановки спрединга, субдукции и латерального скольжения малых плит, образованных как молодой океанической литосферой, так и фрагментами континентов и захваченной (траппированной) коры Пацифики. Уникальная особенность активной окраины — напряженное геодинамическое развитие, контрастирующее с гораздо более устойчивой тектоникой сопредельных литосферных плит окраин Азии и Пацифики.

Тектонические эпохи среднего-позднего мела и кайнозоя сформировали складчатые области мезозоид, поздних мезозоид и кайнозоид Северо-Востока Азии [19, 20, 25, 57], история развития которых даже в крупных обобщающих работах [10, 57] разделена по отдельным складчатым системам или включающим их регионам. По северному сегменту кайнозоид Северо-Востока Азии были проведены локальные исследования и разработана модель позднемеловой—кайнозойской геодинамики Южно-Корякского, Камчатского и Охотоморского регионов [4, 5, 28, 34, 35]. Эти работы, однако, имели региональную направленность и не охватывали всей области активной окраины Северо-Восточной Азии от Восточной Чукотки до Японии.

В настоящей работе приведены результаты экстраполяции разработанной ранее модели позднемеловой-кайнозойской геодинамики Южно-Корякского и Камчатско-Охотоморского регионов на продолжающую их к югу обширную область Сахалина, Восточного Сихотэ-Алиня, Хоккайдо и Курильских островов. Основой этой геодинамической модели развития субдукционных систем в позднем мелу и палеогене является следование принципу актуализма при интерпретации восточной вергентности зон субдукции. Для позднемеловых и палеогеновых субдукционных систем Южно-Корякского (Олюторского) и Камчатского регионов именно такая полярность зон субдукции доказывается структурными, петролого-геохимическими и изотопными данными [12, 29, 30, 33, 34].

В нашем исследовании мы провели обзор данных, опубликованных за последние десятилетия, по геологическому изучению и тектоническому анализу наиболее представительных объектов в пределах исследуемого региона, включающего Курильские острова, Хоккайдо, Сахалин и Восточный Сихотэ-Алинь. Целью нашей статьи является региональный анализ особенностей геодинамических обстановок развития активной окраины крайнего северо-востока Азии в позднемеловое—палеогеновое время, результаты этого анализа могут иметь значение для разработки детальных исследований палеогеодинамики формирования западного складчатого обрамления Пацифики.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Положение восточной границы Евразийского континента к началу позднего мела

Для реконструкции позднемеловой-кайнозойской геодинамики северо-восточной активной окраины Евразии необходимо определить положение и конфигурацию северо-восточной окраины континента в начале позднего мела. К концу раннемелового времени завершились как процессы закрытия Южно-Анюйского и Монголо-Охотского океанических бассейнов [10, 20, 57, 71, 77], так и аккреционные процессы в пределах Пенжинско-Анадырской окраины (Удско-Мургальский террейн) и в Приморье (Самаркинский. Таухинский, Киселевский террейны) [31, 50]. Окончательное становление континентальной коры в Охотско-Чукотской области произошло в середине альба, а в Сихотэ-Алине – в альб-раннесенманское время [10, 20, 31, 50]. Также в конце раннего мела соединились крупные блоки на востоке Китайского кратона [71], частью континентальной окраины которого была и Япония до раскрытия Японского моря в миоцене [73].

О положении границ континентальной коры Евразии уверенно можно судить по картине распространения Охотско-Чукотского и Восточно– Сихотэ-Алинского окраинно-континентальных вулканических поясов, разделенных Шантарским континентальным выступом, который является элементом структуры Монголо-Охотского складчатого пояса. Очевидно, что в начале позднего мела была сформирована единая непрерывная континентальная граница от Чукотки до шельфовой области северного Китая.

Не менее важным является и установление границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки. Как показано в работе [13], между современными Евразийской и Североамериканской плитами располагается малая литосферная плита Берингия, формирование которой началось около пяти миллионов лет тому назад. Для настоящего исследования необходимо определить положение границы между континентами до образования Берингии. Среди ранее представленных моделей были и те, которые включали Охотоморскую область и Камчатку в состав Северо-Американской литосферной плиты [43]. Однако расчеты А.В. Ландера показали, что почти от начала позднего мела (90-85 млн лет тому назад) перемещение к югу Северо-Американского континента происходило ускорено по сравнению с движением Евразийского [13]. С использованием геофизического метода совместного анализа аномалий гравитационного и магнитного полей (определение аномалий D-функции) в фундаменте Берингова моря было определено возможное положение трансформной границы между континентами Евразии и Северной Америки для позднемелового-палеогенового времени [35]. Это открытие позволяет существенно упростить определение положения и конфигурации границы Евразийского континента в начале позднего мела, поскольку все его части принадлежали единой литосферной плите. Палеомагнитные данные не противоречат этому заключению [37, 74].

Реперные надсубдукционные комплексы позднемелового-палеогенового этапа развития активной окраины Северо-Восточной Азии

Важную информацию об этапах геодинамического развития складчатых систем представляют данные по обстановкам формирования вулканических дуг, фрагменты которых обильны в Чукотско-Японском пространстве. Среди позднемеловых—кайнозойских надсубдукционных комплексов в зависимости от их палеотектонической позиции относительно Евразийского континента можно выделить три типа (рис. 1):

 окраинно-континентальные комплексы, представленные вулканическими поясами непосредственно на Азиатском континенте;

 перемещенные надсубдукционные комплексы, формировавшиеся в пределах шельфовых окраин континентальных блоков, изолированных от Евразии в прошлом и впоследствии перемещенных в пределы основных континентальных пространств в виде островодужных террейнов;

 – экзотические комплексы внутриокеанических островных дуг, формировавшиеся вдали от континентальной окраины, но впоследствии аккретированные к континенту.

Окраинно-континентальные вулканические пояса

Позднемеловой Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается от Удской губы на юго-западе до Чукотки на северо-востоке и располагается на разнородном фундаменте мезозоид [31, 32]. Структуры фундамента перекрыты терригенными толщами, верхние горизонты разре-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 1. Схема размещения реперных надсубдукционных комплексов северо-восточной активной окраины Евразии. Обозначены (цифры) надсубдукционные комплексы: 1 – ОЧВП, 2 – Восточно-Сихоте-Алиньский, 3 – Беринговского шельфа, 4 – Японский, 5 – Западно-Камчатский, 6 – Эссовеемский, 7 – Восточно-Сахалинский, 8 – Олюторский, 9 – Валагинский, 10 – Кроноцкий, 11 – Говено-Карагинский, 12 – Немуро-Малокурильский хребта Витязь. *1–3* – окраинно-континентальные пояса: *1* – Охотско-Чукотский; *2* – Восточно-Сихоте-Алиньский и Беринговского шельфа; *3* – Японский; *4* – перемещенные: *а* – Западно-Камчатский и Эссовеемский, *б* – Восточно-Сахалинский; *5* – *6* – экзотические внутриокеанические комплексы: *5* – экзотические: *а* – Олюторский и Валагинский, *б* – Кроноцкий и Говено-Карагинский, *6* – внутриокеанические: Немуро-Малокурильский и подводного хребта Витязь; *7* – зоны субдукции: *8* – разломы, сдвиги; *9* – позднепеловой – палеогеновый трансформный разлом; *10* – Монголо-Охотская сутура

за датируются ранним-средним альбом, маркирующим и нижнюю возрастную границу ОЧВП [32]. Согласно изотопно-геохронологическим и палеоботаническим данным, развитие надсубдукционного этапа завершилось в среднем кампане [1, 32].

Позднемеловой—эоценовый Беринговский вулканический пояс является продолжением Охотско-Чукотского пояса в области Беринговоморского шельфа, соединяющего Евразийский и Северо-Американский континенты. В отличие от ОЧВП, формирование этого пояса продолжалось вплоть до заложения новой Алеутской зоны субдукции в среднем эоцене [39, 61]. Границей Беринговского пояса с ОЧВП, вероятно, служил начавший формироваться в позднем мелу трансформный разлом, разделявший континенты Евразии и Северной Америки [35].

Позднемеловой—палеоценовый Сихотэ-Алинский вулканический пояс протягивается с севера на юг от структур Монголо-Охотского складчатого пояса до Ханкайского блока Северо-Китайского кратона. Позднемеловые вулканиты этого пояса по геохимическим особенностям надсубдукционные [15, 33, 53], они формируют основную площадь пояса и, видимо, часть шельфовой зоны Приморья. Геодинамическая обстановка формирования палеоценового вулканизма Сихотэ-Алинского пояса пока не получила однозначного решения [44, 48, 64, 78].

Перемещенные надсубдукционные комплексы

Представлены террейном Западно-Камчатской дуги [3, 29] и сохранившимися в центральной Корякии фрагментами Эссовеемской дуги [34]. Эти островные дуги формировались в пределах южного борта Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна пулл-апартного поисхождения, субдукция литосферы которого, как предполагается, и привела к образованию Охотско-Чукотского вулканического пояса [18]. Есть основания считать, что рассматриваемые вулканические дуги были заложены на окраинах блоков континентальной коры. Формирование Западно-Камчатской дуги на утолщенной коре обосновано петролого-геохимическими характеристиками вулканитов [29]. В группу перемещенных надсубдукционных комплексов, видимо, следует включить и позднемеловую-палеогеновую Восточно-Сахалинскую дугу [9, 23, 24, 27, 59]. Считается, что зона субдукции Восточно-Сахалинской дуги имела западную полярность [9, 24]. Наиболее полно образования этой дуги развиты на западе Восточно-Сахалинских гор [24]. Недавно опубликованы результаты определения возраста обломочных цирконов из вулканогенных толш на западе Восточно-Сахалинских гор, которые показали пики датировок в 72-79 млн лет и 50 млн лет (кампан и нижний эоцен) [8]. Повышенная щелочность пород вулканогенного комплекса и другие петролого-геохимические данные свидетельствуют о генерации островной дуги на коре увеличенной мощности, которая, возможно, формировала восточную окраину Поронайского микроконтинентального блока [9]. Существование редко упоминаемого Поронайского микроконтинентального блока полтверждают результаты U–Pb датирования зерен цирконов из современных и миоценовых отложений в пределах Поронайской депрессии [79] – установлен пик докембрийских значений возраста цирконов, существенно превышающий остальные датировки.

Экзотические надсубдукционные комплексы внутриокеанических дуг

Представлены террейнами внутриокеанических островных дуг, образующих границу современной активной окраины северо-восточной Азии. В систему этих террейнов входят позднемеловые Олюторский и Валагинский, позднемеловые – палеогеновые Немуро-Малокурильский, Кроноцкий (или Восточных полуостровов Камчатки) и Говенско-Карагинский.

Олюторский и Валагинский террейны. Данные террейны являются крупными фрагментами позднемеловой Ачайваам-Валагинской дуги, выделенной М.Н. Шапиро [2, 21, 36]; они обнажены в Олюторской тектонической зоне Корякского нагорья и в зоне Восточных хребтов Камчатки. Верхнемеловые надсубдукционные комплексы формировались в тыловой части островной дуги [30]. Они представлены преимущественно вулканогенными образованиями – толеитовыми и известково-щелочными базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами, их туфами и туфобрекчиями, пикритами, а также кремнисто-вулканигенными толщами. В современной структуре надсубдукционные комплексы слагают Олюторский и Валагинский террейны. Граница между ними совпа-

ной. По данным палеомагнитных исследований, в позднемеловое время внутриокеаническая островная дуга находилась на значительном удалении от восточной окраины Азиатского континента [2, 11].

дет с трансформной Озерновско-Паланской зо-

Говенско-Карагинский террейн. Террейн сложен позднемеловыми и палеогеновыми кремнистовулканогенными и туфо-лавовыми образованиями островодужной природы при существенной роли в составе палеогеновых толщ щелочных пород. Положение в современной структуре этого террейна необычно, поскольку он как бы "вдвинут" в раму окружающих его с севера и востока образований Олюторского террейна. Непосредственной северной его границей служит Корфо-Хаилинская зона нарушений в пределах Ильпинско-Пахачинского прогиба [34]. Восточным ограничением структур террейна служит Апукский разлом, к западу от которого располагаются верхнемеловые вулканогенные толщи Олюторского террейна [35]. Говенско-Карагинский террейн встраивался в уже созданную структуру Олюторской окраины в среднем миоцене, хотя окончательное его размещение завершилось в конце миоцена.

Террейн Восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий). Террейн примыкает с востока к позднемеловому Валагинскому террейну Восточных хребтов полуострова Камчатка. Его крупные фрагменты расположены на трех полуостровах – п-ов Камчатский мыс, п-ов Кроноцкий и п-ов Шипунский. Можно предполагать, что шельфовые зоны между полуостровами также составляют части этого террейна. Несмотря на то, что строение каждого из полуостровов своеобразно, они объединены в один террейн, поскольку особенности их геологического развития весьма сходны. Прежде всего, для них характерно непрерывное с позднего мела по поздний эоцен развитие, свойственное фронтальным частям внутриокеанической островной дуги [12]. Во-вторых, для них характерны два периода тектонической перестройки. Первый приурочен к раннему палеоцену, с чем связаны региональные несогласия между маастрихт-датскими и палеогеновыми образованиями. Второй период проявлен в позднем миоцене, когда произошла аккреция пассивной дуги к Камчатке. С востока террейн Восточных полуостровов Камчатки граничит с океанскими структурами глубоководного Курило-Камчатского желоба и, соответственно, с Тихоокеанской литосферной плитой.

Немуро-Малокурильский террейн. Террейн включает также подводный хребет Витязь и, таким образом, протягивается от шельфовой зоны южного края Камчатки к восточной части Хоккайдо (к зоне Немуро) [34, 73]. Террейн сложен островодужными комплексами позднего мела палеогена [6-8, 46, 56, 60]. Гряда Малых Курил – подводного хребта Витязь отделена от современной дуги Больших Курильских островов между-

91

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 4 2021

говым прогибом, образование которого, видимо, обязано разлому, рассекающему все комплексы земной коры и уходяшему в мантию. Последние летальные исследования верхнемеловых-палеогеновых вулканических толщ на полуострове Немуро, также как и ранее опубликованные данные по Малым Курилам, показали, что эти вулканиты обладают всеми признаками формирования в пределах внутриокеанической островной дуги [46]. Сейсмические исследования пояса Немуро на Хоккайдо также установили, что по скоростным характеристикам земная кора пояса соответствует коре внутриокеанической дуги [51]. Немуро-Малокурильский островодужный террейн, по данным палеомагнитных исследований. формировался на существенном удалении от Евразийского континента [38]. Для данного островодужного террейна, также как для террейна Восточных полуостровов Камчатки, характерны два этапа тектонических перестроек. Первый этап деформаций проявился в маастрихт-датское время, второй этап как раз связан с аккрецией пассивной дуги к Охотоморскому континентальному блоку.

СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПАЛЕОПАЦИФИКИ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Позднемеловые внутриокеанические дуги группировались в протяженную Немуро-Олюторскую надсубдукционную зону [34, 70], отгородившую Палеопацифику от области активной окраины континента. Решающее значение для реконструкции геодинамического развития активной окраины в позднемеловое время имеет датирование комплексов пород надсубдукционной зоны, а именно установление предконьякского возраста нижних горизонтов вулканогенно-кремнистых толщ Олюторского и Кроноцкого террейнов [2, 5], а также габброидов острова Шикотан (Малые Курилы) [6-8]. Эти данные определяют доконьякское время начала субдукционных процессов в Немуро-Олюторской островодужной системе. Главным следствием турон-коньякской датировки нижней возрастной границы террейнов внутриокеанической природы является вывод о синхронном развитии в течение значительного интервала позднемелового времени субдукционных процессов как на континентальной окраине (Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский вулкано-плутонические пояса), так и в удаленных от континента внутриокеанических островных дугах [34].

В позднемеловое время удаленная от Евразийского континента внутриокеаническая надсубдукционная зона Немуро–Малокурильской островной дуги не имела продолжение к юго-западу. Остается неясным механизм ее тектонического сопряжения с субдукционной системой окраины континента, которая до открытия Японского моря в миоцене была представлена континентальными комплексами Японии.

Торцовые ограничения Немуро-Олюторской субдукционной системы

Позднемеловая Немуро-Олюторская внутриокеаническая субдукционная зона, будучи удаленной в своей основной части от континентальной окраины Евразии, тем не менее, должна была быть встроена в общую систему геодинамики подвижного пояса, хотя бы в силу синхронности развития субдукционных процессов. Основные сегменты Немуро-Олюторской системы - Олюторская, Восточно-Камчатская и Немуро-Малокурильская островные дуги – разделялись трансформными разломами [26, 34]. На северо-востоке фланговая Олюторская часть этой системы в позднемеловое время торцово ограничивалась трансформным разломом, существовавшим между плитами Изанаги и Кула, который, по всей вилимости, соединялся с трансформным разломом. разделявшим Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты в интервале времени от 80-90 млн лет тому назад до начала формирования малой литосферной плиты Берингия в миоцене [35].

Сложнее обстоит дело на юго-западе Немуро-Олюторской субдукционной зоны. Японскими коллегами установлено, что Японская зона субдукции до раскрытия Японского окраинного бассейна (20-18 млн лет тому назад) на протяжении 100 млн лет не меняла своего положения у окраины Евразийского континента и что к этой окраине не были акретированы террейны внутриокеанических островных дуг [47]. Следовательно, в позднем мелу зона субдукции у окраины континента не могла быть прямым продолжением внутриокеанической Немуро-Малокурильской дуги. Из этого обстоятельства вытекает заключение о трансформном разломе типа дуга-дуга как наиболее вероятном механизме сочленения окраинноконтинентальной (Японской) зоны субдукции с юго-западным окончанием Немуро-Олюторской дуги, аналогично геодинамической обстановке на северо-восточном окончании последней. Поскольку западное окончание Немуро-Малокурильского террейна локализовано на востоке о. Хоккайдо [46, 51], геологические данные по механизму сочленения внутриокеанической и окраинно-континетальной дуг следует искать в строении этого острова.

Особенности строения о. Хоккайдо и природа тектонического пояса Хидака

На протяжении нескольких десятилетий традиционно в пределах Хоккайдо выделяется семь субмеридионально ориентированных тектониче-



Рис. 2. Тектоническая схема о. Хоккайдо (по данным [74, 75]). *1* – плиоцен–современные вулканиты; *2–8* – тектонические пояса: *2* – Кетаме-Ошима, *3* – Ребун-Кобато, *4* – Сорачи-Йесо, *5* – Индонапу, *6* – Хидака, *7* – Токоро, *8* – Немуро от сдвига Кашиюмбитес: *a* – к северу, *6* – к югу; *9–10* – тектонические комплексы: *9* – аллохтонный метаморфический комплекс Камуикотан; *10* – метаморфический комплекс пояса Хидака; *11* – главный надвиг Хидака; *12* – зона субдукции Тихоокеанской плиты; *13* – сдвиг Кашиюмбитес

ских поясов, разделенных разломами. Однако позднемеловую-палеогеновую геодинамику определяют, с одной стороны, тектонические пояса Западного Хоккайдо, которые являются частью донеогеновой Японской вулканической дуги, а с другой стороны – самая восточная часть острова (пояс Немуро), представляющий собой западное ограничение Курильской островной дуги. Между упомянутыми поясами западного Хоккайдо и Курильской дуги располагается зона Хидака, не принадлежащая по геологическому строению ни Японской, ни Курильской дугам. В современной структуре образования зоны Хидака характеризуются западной вергентностью складчатых и разрывных нарушений и надвинуты на породные комплексы восточной части донеогеновой Японской вулканической дуги (рис. 2).

Пояс Немуро выделяется на востоке о. Хоккайдо, южная его половина принадлежит западному окончанию Немуро-Малокурильского островодужного террейна. Северная часть пояса Немуро представляет собой непосредственное продолжение современной островной дуги Больших Курильских островов, фундамент которой может считаться фрагментом Охотоморского континентального блока. Здесь развиты только неогеновые осадочные отложения и плиоцен—со-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

временные вулканиты Японской вулканической дуги. Западнее к поясу Немуро по неогеновому сдвигу Абашири примыкает пояс Токоро [73], чужеродный как по отношению к Немуро-Малокурильскому островодужному террейну, так и к Курильской современной островной дуге [54]. В пределах пояса Токоро выделяются два комплекса — Никоро и Сарома. Комплекс Никоро сложен гиалокластитами с линзами и горизонтами кремней, яшм, известняков и лавами щелочных базальтов, а также толеитовыми базальтами, датируемыми поздней юрой—ранним мелом; весь этот комплекс был сформирован непосредственно в спрединговом центре, испытавшем воздействие плюма [73].

Непосредственно на базальтах комплекса Никоро несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегает верхнемеловой — палеогеновый комплекс Сарома [54]. Примечательно, что в составе валунных конгломератов комплекса Сарома подавляющим преимуществом (до 80%) пользуются андезиты, до 20% составляют породы повышенной щелочности (трахиты, монцонитпорфиры, монцогаббро). Выше конгломератов залегает толща алевролитов, аргиллитов и песчаников турбидитового характера. Обломочная фракция песчаников преиущественно состоит из вулканических пород среднего состава известково-щелочной серии. Важно отметить, что среди обломочных цирконов из песчаников отсутствуют цирконы с докембрийскими значениями возраста, тогда как в смежном на западе поясе Хидака в одновозрастных песчаниках установлены докембрийские цирконы [73].

Непосредственно западнее пояса Токоро выделяется наиболее сложно построенный пояс Хидака. Северная и южная половины этого пояса отличаются по своему строению. В северной половине распространены только образования супергруппы Хидака, сложенной пелагическими аргиллитами, тонкозернистыми песчаниками и кремнистыми породами верхнего мела и, в основном, палеоцена и раннего эоцена [54]. В аргиллитах встречаются экзотические обломки яшм альба-сеномана. Обращает внимание присутствие протяженных меридионально ориентированных тел зеленокаменных пород, соответствующих по составу базальтам N-MORB, которые, как считается, изливались непосредственно во время осадконакопления (*in situ greenstone*) [54, 76]. В южной части пояса Хидака также распространены осалочные толши, аналогичные супергруппе Хидака. выделяемые там как группа Наканогава, однако эти толщи не содержат тел базальтов N-MORB. Формирование группы Наканогава по U-Pb определениям возраста цирконов датируется в 60-48.8 млн лет, что, видимо, соответствует возрасту верхней части супергруппы Хидака [55].

В южной половине пояса Хидака восточнее площади, сложенной осадочными толщами группы Наканогава, распространен метаморфический комплекс Хидака [67]. Метаморфический комплекс подразделяется на верхнюю и нижнюю части. Верхняя часть представлена биотит-мусковитовыми гнейсами и сланцами на западе и метаосадочными породами на востоке, которые постепенно сменяются неметаморфизованными осадочными отложениями группы Наканогава [73]. Принято считать, что протолитом метаморфических пород верхней части служили породы группы Наканогава [69]. Нижняя (западная) часть метаморфического комплекса сложена амфиболитами и амфибол-биотитовыми гнейсами, протолитом которых были базальты MORB-типа с прослоями граувакк [67]. В амфиболит-гнейсовом комплексе присутствуют в виде ксенолитов гранатовые и ортопироксеновые гранулиты [73]. Возраст гранулитов по U/Pb датировке цирконов определяется в 20-17 млн лет. Цирконы округлой формы имеют мезоархейский, палеопротерозойский, палеозойский, мезозойский и палеогеновый возраст [69]. Амфиболит-гнейсовый комплекс вмещает большое количество S-типа гранит-тоналитовых интрузивных тел, внедрение которых происходило с конца позднего мела до первой половины эоцена [67]. Установлено, что текстуры высокотемпературных милонитов в тоналитовых телах, а также дуплекс-структуры формировались в режиме меридионально ориентированного сжатия вдоль коровых срывов, которые могли распространяться до границы кора—мантия. Субгоризонтальные движения были переходными к правосторонним сдвигам [67]. Определено время двух этапов метаморфизма пород пояса Хидака, проявившихся 51–41 млн лет и 20– 17 млн лет назад [69]. Второй этап метаморфизма связывается с процессами раскрытия Японского и Курильского тыловодужных бассейнов [69].

Образования пояса Хидака по Главному налвигу Хилака надвинуты на смежный с запала тектонический комплекс Индонаппу (северо-восточную окраину Японской вулканической дуги), в зоне надвига расположены маломошные серпентинитовые протрузии [73]. Комплекс Индонаппу рассматривается как фрагмент аккреционной призмы, в составе которой участвуют раннемеловые, позднемеловые и палеоценовые образования [68]. К западу от аккреционной призмы Индонаппу расположен преддуговой бассейн Сорачи–Иесо [63]. Формирование последнего началось в юрское время на океанической коре, а основное накопление осалочных толш относится к меловому периоду, оно продолжилось и в палеоцене. К западу от бассейна Сорачи-Йесо располагается зона ранне-среднемеловой островной дуги Ребун-Кобато [73]. Ее образования на западе граничат с поясом Кетами-Ошима, различные комплексы которого формируют не только западную прибрежную часть о. Хоккайдо, но и северную часть о. Хонсю. Пояс Кетами-Ошима имеет длительную аккреционную историю, начиная с позднего карбона. Все эти тектонические пояса входят в состав Японской вулканической дуги и формируют последовательный ранне-позднемеловой латеральный ряд, в котором полностью отсутствуют проявления позднемелового вулканизма [73].

Основной целью анализа строения о. Хоккайдо было выяснение природы тектонического пояса Хидака, поскольку в современной структуре он является коллизионным образованием, расположенным между современной Курильской островодужной системой и комплексом структур, составляющих ансамбль северной части Японской окраинно-континентальной вулканической дуги. В структурном отношении в целом пояс Хидака представляется как мощная правосдиговая зона вдоль серии региональных разломов, обусловивших многократное сдваивание разрезов еще до их смятия. Считается, что серия этих сдвигов продолжается на Сахалине [49]. Осадочные толщи в поясе Хидака (группы Наконагава) настолько сильно деформированы при сдвиговых перемещениях, что в самых последних исследованиях была признана невозможность установления какой-либо стратиграфической последовательности [55]. Представляется, что современные данные по строению пояса Хидака подтверждают выводы Жоливье [49], согласно которым пояс Хидака в позднем мелу и первой половине палеогена представлял собой протяженную меридионально ориентированную правосдвиговую зону, претерпевшую смятие в раннем миоцене при раскрытии Японского и Курильского окраинных бассейнов.

Трансформные системы и природа пояса Хидака

Основной причиной возникновения трансформных систем признается изменение направления перемещения океанических плит [52]. Наиболее характерными примерами трансформных систем в океане служат трансформные микроблоки в восточных частях разломов Мендосино и Молокаи [52]. В работах по Тихому океану, в частности, по разломам Бланко, Сикейрос и Ороско, показано, что при развитии трансформных систем могут возникать условия для генерации базальтов MORB-типа [42]. Трансформные системы могут возникать и в краевых частях континентов, наиболее показательной является Калифорнийская система.

Геологические данные по строению тектонического пояса Хидака приводят нас к выводу о том, что в течение позднемелового и раннепалеогенового времени этот пояс мог представлять собой часть трансформной системы типа дуга-дуга. Заложение трансформной системы Хидака относится к началу позднего мела, когда север-северо-восточное перемещение плиты Изанаги происходило параллельно окраине Азиатского континента. Трансформный разлом, смещавший спрединговый хребет Изанаги-Пацифик, ограничил нормальное развитие ранне-поднемеловой субдукционной системы северной Японии (аккреционная зона Индонаппу, преддуговой бассейн Сорачи-Йесо, дуга Ребун-Кобато), чем и объясняется полное отсутствие признаков позднемелового надсубдукционного вулканизма. Дальнейшим толчком к формированию трансформной системы было изменение направления движения плиты Изанаги на меридиональное (~90 млн лет тому назад), а затем (85-80 млн лет тому назад) на северо-западное, которое сохранялось и в палеогене после поглощения в зоне субдукции спредингового хребта 60-50 млн лет тому назад [62] Можно предположить, что базальты MORB-типа в супергруппе Хидака, имеющие такой же возраст, как осадочные толщи группы Наканогава (60-48.8 млн лет), были связаны с поглощением спредингового хребта вдоль Хидака-Сахалинской трансформной системы [62, 66]. Возможно, что непосредственным продолжением трансформной системы Хидака является серия кайнозойских продольных сдвигов Сахалина, наследующих более древние структуры, так же как и разлом вдоль Западного Сахалина, уходящий в

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

мантию глубже 70 км и прослеженный в океане южнее Хоккайдо [58]. Финальным аккордом превращения трансформной системы Хидака в современную сложно построенную надвиговую структуру явилась торцовая коллизия западной части Немуро-Малокурильской дуги с восточной частью Японской дуги, произошедшая во время практически одновременного раскрытия Японского и Курильского окраинных бассейнов. Принципиальный результат столкновения Японской и Курильсой вулканических дуг наиболее отчетливо показан на схеме, отражающей результаты сейсмических исследований после крупного землетрясения в зоне Хидака в 2018 г. [45] (рис. 3).

ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ–ПАЛЕОГЕНЕ Геодинамическая модель эволюции

Немуро-Малокурильской дуги

Модель геодинамической эволюции Восточно-Камчатской-Олюторской системы опубликована более 10 лет тому назад [34]. Немуро-Малокурильская позлнемеловая островная луга составляла единую систему с Восточно-Камчатско-Олюторской (Ачайваям-Валагинской) дугой. Как Ачайваям-Валагинская, так и Немуро-Малокурильская дуги испытали раскол в результате субдукции спредингового хребта Изанаги-Пацифик, однако последствия раскола Немуро-Малокурильской дуги [7] оказались иными, нежели для Ачайваям-Валагинской дуги [7, 34]. События раскола и последующего геодинамического развития Немуро-Малокурильской дуги удалось расшифровать, используя фактические данные и выводы из работы Б.Г. Голионко [7] и результаты анализа современного строения юго-восточного склона подводного хребта Витязь [22]. На острове Шикотан восстановление структуры дуги после ее раскола фиксируется мощной продольной надвиговой зоной, по которой структурно-формационные комплексы юго-восточной части острова надвинуты на комплексы северной его части. С этим периодом деформаций связано формирование мощных хаотических комплексов [7], предварявшееся излияниями шошонитовых лав, проявленных как в центральных частях всех островов Малокурильской гряды, так и в поясе Немуро на о. Хоккайдо [6, 7, 46]. Анализ современной морфоструктуры центральной части подводного хребта Витязь [22] показал, что здесь в желоб погружается океаническое поднятие, возвышающееся более чем на 2000 м над дном океана (рис. 4). Процесс погружения этого поднятия в зону субдукции приводит к частичному разрушению тихоокеанского склона хребта Витязь и сильнейшим землетрясениям [22]. На основании этих данных нами разработана модель геодинамики Немуро–Малокурильской дуги, вплоть до ее аккреции к Охотоморскому континентальному бло-



Рис. 3. Схема преобразования трансформного блока Хидака в коллизионную зону дуга-дуга (по данным [46], с изменениями).

1 – северо-восток Японской дуги; 2 – Курильская дуга; 3 – трансформный блок Хидака, преобразованный в коллизионную зону; 4 – местоположение сильных землетрясений в коллизионной зоне Хидака; 5 – предполагаемые разломы Хидака–Сахалинской трансформной системы

ку (рис. 5). В соответствии с нашей моделью при расколе, индикатором которого является формирование шикотанских офиолитов интрадугового генезиса [6], раскрылся лишь небольшой по размеру бассейн, разделившй ремнантную и фронтальную дуги. Зона субдукции фронтальной дуги была заклинена океаническим поднятием, что привело к включению фронтальной дуги в состав Тихоокеанской плиты. В результате этого процесса под бывшую ремнантную дугу стала субдуцировать кора междугового бассейна, полное поглощение которой привело к столкновению разъединенных частей дуги с формированием мощной надвиговой зоны и хаотических комплексов. Восстановленный Немуро-Малокурильский ансамбль вошел в состав Тихоокеанской плиты и по мере субдукции океанической коры приближался к Охотоморской континентальной окраине вплоть до столкновения с ней. Вероятно, перемещение в сторону Охотоморского блока началось несколько раньше тридцати одного миллиона лет тому назад, когда в зоне Больших Курил, являвшихся южной окраиной Охотоморского блока, отмечены первые надсубдукционные магматические проявления [40].

Геодинамическое развитие области Восточный Сихотэ-Алинь—Сахалин—Малокурильская дуга в позднем мелу—палеогене

Данная тема представляется камнем преткновения для палеотектонических построений, что отразилось в разработке палеогеодинамических реконструкций для указанного времени отдельно для каждого из регионов. Геодинамика Камчатско–Олюторского сегмента рассмотрена во многих публикациях [16, 26, 28, 30, 34, 35]. В нашей работе предпринята попытка рассмотреть вариант геодинамического развития области от Немуро-Малокурильской позднемеловой внутриокеанической дуги на юго-востоке к надсубдукционным образованиям позднемелового-палеоценового Сихотэ-Алиньского пояса и позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островной дуги на северо-западе.

Субмеридионально ориентированные позднемеловые субдукционные системы Восточного Сихотэ-Алиня и Восточного Сахалина практически ортогональны по отношению к субдукционным системам Охотско-Чукотского пояса, к Западно-Камчатской и Эссовеемской островным дугам и, видимо, представляют самостоятельную геодинамическую субпровинцию. Если для пояса Восточного Сихотэ-Алиня доказана возможность субдукции океанической литосферы плиты Изанаги [15, 53, 64], то в случае Восточно-Сахалинской островной дуги, отгороженной в позднем мелу от Пацифики Немуро-Олюторской дугой, субдуцировала, скорее всего, кора раскрывавшегося задугового бассейна. Проанализируем латеральные ряды надсубдукционных структур для основных этапов развития между Охотоморским континентальным блоком. Поронайским микроконтинентальным блоком Сахалина и восточной окраиной Азиатского континента. Не затрагивая дискуссионные темы относительно времени завершения формирования дуги Ребун-Кобато и времени окончательного становления Немуро-Малокурильской зоны субдукции, рассмотрим развитие геодинамической обстановки активной окраины в наиболее показательные интервалы



Рис. 4. Коллизия океанического поднятия с подводным хребтом Витязь (по данным [21], с изменениями и дополнениями).

1 — плиоцен современные островодужные комплексы дуги Больших Курильских островов; 2 — глубины в пределах акватории Тихого океана: a - 0.1-2 км, $\delta - 2-4$ км, e - 4-5 км, (океаническое поднятие), e - 5-6 км, (ложе Тихого океана), ∂ — больше 6 км (Курильский глубоководный желоб); 3 — ось междуговой впадины вдоль разлома, разделяющего дуги Больших и Малых Курильских островов; 4 — позднемеловая-палеогеновая островная дуга Малых Курильских островов — подводного хребта Витязь; 5 — Курильская новообразованная тыловодужная впадина; 6 — Охотоморский континентальный блок; 7 — эпицентры землетрясений M > 7

времени — коньяк—раннекампанский и палеоценовый (рис. 6, а, б).

Начавшееся в предконьякское время развитие Восточно-Сахалинской островной дуги продолжалось синхронно с формированием Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса. Эти две надсубдукционные структуры были разделены Хоккайдо–Сахалинской трансформной системой, к западу от которой под Сихотэ-Алиньской окраиной поглощалась океаническая кора плиты Изанаги, а к востоку – кора тылового бассейна Немуро–Малокурильской внутриокеанической дуги.

Субдуцировавшая под Восточно-Сахалинскую позднемеловую—палеогеновую островную дугу [8, 24, 59] литосфера может быть представлена отгороженной Немуро—Малокурильской островной дугой частью океанической плиты Палеопацифики, вероятно обрамлявшей Охотоморский блок не только с юга, но и с запада. Это предположение подтверждается фактом присутствия верхнеюрских и нижнемеловых пород океанической природы в хаотических комплексах Восточного Сахалина [23]. Однако имеющиеся данные не противоречат раскрытию в тылу Немуро-Малокурильской островной дуги окраинного бассейна, разделявшего Охотоморский континентальным блок и Поронайский микроконтинент. Для объяснения очень сложно построенной зоны Восточного Сахалина, с нашей точки зрения, гипотеза раскрытия окраинного бассейна более предпочтительна, с учетом длительного существования сдвиговой зоны центрального Хоккайдо и Сахалина, развитие которой и могло обусловить меридиональное раскрытие бассейна с океанической корой по типу пулл-апарт.

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 5. Палеогеодинамическая эволюция Немуро-Малокурильской островной дуги. Обозначено (римские цифры): I – поздний мел, II – поздний мел–палеоцен, III – палеоцен–ранний эоцен, IV – эоцен, V – олигоцен, VI – миоцен.

I – континентальная кора; 2 – океаническая кора Палеопацифики; 3 – плита Изанаги; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – океаническое поднятие; 6 – островные дуги: a – активная, δ – ремнантная; 7 – новообразованная кора Курильской впадины

Латеральный ряд палеоценовых надсубдукционных структур формировался на заключительном этапе развития активной окраины северо-восточной Евразии, датируемом первой половиной палеогена. В это время сохранялась активность надсубдукционных структур Сихотэ-Алиньского вулканического пояса и Восточно-Сахалинской островной дуги. Под восточной окраиной континента в палеоцене, возможно, стала поглощаться не океаническая плита Изанаги, а Тихоокеанская плита. При этом субдукция спредингового хребта Изанаги-Тихоокеанская могла повлиять на возникновение специфических петролого-геохимических характеристик палеоценовых вулканитов восточного Сихоте-Алиня [33, 53]. После завершения надсубдукционного вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня в раннем эоцене, между окраиной континента (Приморье) и западными структурами Сахалина вдоль Хоккайдо-Западно-Сахалинского разлома начинается формирование базальных эоценовых отложений бассейна Татарского пролива [17]. Активность Восточно-Сахалинской островной дуги сохранялась вплоть до раннего эоцена, о чем свидетельствуют U/Pb датировки цирконов (50 млн лет) на западе Восточно-Сахалинских гор [80]. Вероятно, завершение субдукционных процессов было вызвано резким изменением геодинамической ситуации в связи с заклиниванием зоны субдукции Немуро-Малокурильской дуги океаническим поднятием и ее включением в состав Тихоокеанской плиты. Изменение общей геодинамической обстановки привело к значительной активизации сдвиговых перемещений, охвативших весь Сахалин и продолжающихся поныне [14].

Анализ фактического материала по позднемеловым и позднемеловым—палеогеновым надсубдукционным образованиям активной окраины северо-восточной Евразии позволил распространить общие результаты исследования геодинамики Камчатско-Олюторского сегмента [4, 5, 28, 34] на Охотоморскую область, включая Сахалин и Восточный Сихотэ-Алинь. Позднемеловая Немуро–Олюторская система состояла из Олюторско–Камчатского и Немуро–Малокурильского сегментов, разделенных трансформными разломами, и отделяла северо-восточную активную окраину Евразии от плиты Изанаги [41, 70]. Раз-

Рис. 6. Палеогеодинамические реконструкции региона исследования на (а) коньяк-ранний кампан, (б) поздний танет-ранний ипр (океаническое пространство реконструировано по данным [63, 67, 77]).

Показаны (цифры) островные дуги: 1 – Валагинская и Олюторская; 2 – Немуро-Малокурильская; 3 – Восточно-Сахалинская; 4 – Западно-Камчатская; 5 – Эссовеемская; 6 – Кроноцко-Говенская.

^{1 -} спрединговые хребты; 2 - зоны субдукции: a - под окраины континента, $\delta -$ под островные дуги; 3 - окраинноконтинентальные вулканические пояса; 4 - океанические поднятия; 5 - континентальные блоки; 6 - Монголо-Охотская сутура; 7 - ремнантные островные дуги; 8 - окраины континентальных блоков: a - коллизионные, $\delta -$ пассивные; 9 - завершившие развитие окраинно-континентальные вулканические пояса; 10 - флишевые комплексы шельфов и континентальных склонов; 11 - положение Гавайской горячей точки в реконструируемое время; 12 - современное положение Гавайской горячей точки; 13 - разломы: a - установленные, $\delta -$ предполагаемые; 14 - направление перемещения океанических плит



работанная нами геодинамическая модель для Олюторско—Камчатского сегмента активной окраины исходит из факта синхронности раскрытия Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна пулл-апартной природы и заложения Ачайваям—Валагинской внутриокенической дуги [34]. Завершение развития этой области активной окраины в конце кампана привело к закрытию Пенжинско-Анадырского бассейна, чему способствовал спрединг в тыловом бассейне Ачайваям-Валагинской дуги, с последующей разновременной аккрецией ремнантной и фронтальной частей расколотой Ачайваям–Валагинской внутриокенической дуги.

Немуро-Малокурильская субдукционная система на своем юго-западном фланге должна была сопрягаться с Японской окраинно-континентальной системой. Геологические данные по Центральному Хоккайдо позволяют считать, что подобное сопряжение было торцовым и происходило по трансформной системе Хидака, продолжающейся на Сахалине. В тылу Немуро-Малокурильской субдукционной системы располагались континентальные блоки – Охотоморский и Поронайский, разделенные, вероятно, как реликтами океанической коры Палеопацифики, так и новообразованной окраинноморской корой тылового бассейна. Формированию последнего способствовали перемещения по сдвигам, создававшие условия для раскрытия субмеридионально ориентированного бассейна типа пулл-апарт. Субдукция коры окраинного моря вблизи восточной окраины Поронайского микроконтинента привела к образованию Восточно-Сахалинской островной дуги. Трансформная система Хидака разделила северо-восточную область активной окраины Евразии на две геодинамические субпровинции. На востоке Немуро-Малокурильская зона субдукции блокировала перемещение океанических плит Пацифики, создавая условия для тыловодужного развития. Западнее транформной границы располагалась область свободного перемещения океанической плиты, где в течение 100 млн лет не прекращалось поглощение океанической коры под континентальной окраиной с формированием Японского субдукционного орогена [47], а в позднем мелу и палеоцене привело к формированию Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса.

выводы

1. Внутриокеаническая Немуро-Олюторская надсубдукционная система, отделявшая в позднем мелу и палеогене океанические плиты Пацифики от активной континентальной окраины северо-восточной Азии, была разделена на Камчатско-Олюторский и Немуро-Малокурильский сегменты. Позднемеловая—палеогеновая геодинамика активной окраины Немуро-Мадокурильского сегмента (Курильских островов, Хоккайдо, Сахалина и Восточного Сихотэ-Алиня) имеет некоторые региональные отличия от Камчатско– Олюторского сегмента, хотя в целом сохраняется единая структурная направленность развития активной окраины.

2. В Камчатско-Олюторском сегменте в результате расширения тылового бассейна произошло закрытие Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна [17], тогда как в Немуро-Малокурильском сегменте раскрытие тылового бассейна привело к образованию ортогональной по отношению к островной дуге надсубдукционной системы Восточного Сахалина, что контролировалось субмеридиональной Хидака-Сахалинской трансформной системой.

3. Согласно разработанной оригинальной модели геодинамической эволюции позднемеловой Немуро—Малокурильской дуги, ее формирование было прервано заклиниванием зоны субдукциии океаническим вулканическим поднятием.

4. Обосновано существование трансформной системы Хидака, отделявшей в позднем мелу и палеогене зону субдукции Немуро—Малокурильской внутриокеанической дуги от зоны субдукции под азиатскую континентальную окраину. Перемещение прекратившей свою активность внутриокеанической дуги вдоль трансформной системы Хидака обусловило ее коллизию с окраинно-континентальной дугой.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность Б.Г. Голионко (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за предоставление оригинальных материалов по геологии Малых Курил; большая благодарность Л.Ф Сергачевой (ГИН РАН, г. Москва, Россия), обеспечившей техническое исполнение рисунков. Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН, проф., д. г.-м. н. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Базовое финансирование сотрудников осуществлялось за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078. Поддержка РФФИ по проекту № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–190.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: Наука, 1993. 272 с.
- 3. Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В. Первое совместное местонахождение коньяк-сантонских радиолярий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 77–81.

- Геология западной части Беринговоморья. Под ред. С.М. Тильмана – М.: Наука, 1990. 158 с.
- 5. *Геология юга Корякского нагорья /* Под ред. Н.А. Богданова. М.: Наука, 1987. 168 с
- 6. *Говоров Г.И*. Геодинамика Малокурильской островодужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 521–524.
- 7. Голионко Б.Г. Строение и геологическое развитие южной части Курильской островной дуги в позднем мелу-миоцене, в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты. – Автореф. дис. ... к. г. м.-н. – (ИОАН РАН, г. Москва, 1992), 27 с.
- Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // ДАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 70–73.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. – (ДГИ, г. Владивосток, 2006), 35 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника плит территории СССР. Под ред. Л.П. Зоненшайна М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. – Под ред. Н.А. Богданова – М.: Научный мир, 2003. 255 с.
- 12. Коваленко Д.В., Ставрова О.О. Пространственное распределение и геодинамические типы источников позднемеловых—раннепалеоценовых магматических комплексов Камчатки (палеомагнитные и изотопно-геохимические данные) // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 221–224.
- 13. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Ха-Илинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия?. – В кн.: Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. – Гос. прогр. "Исследование изменений природной среды и климата". – М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.
- Ломтев В.Л., Жердева О.А. К сейсмотектонике Сахалина: новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 3. С. 56–68.
- Мартынов А.И., Голозубов В.В., Мартьянов Ю.А., Касаткин С.А.Латеральная зональность Восточно-Сихоте-Алиньского вулканического пояса в позднем мелу // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 84–101.
- 16. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Нечаюк А.Е. Геологическое строение и динамика формирования осадочных бассейнов Татарского пролива и Западного Сахалина. – Автореф. дис. ... к. г.-м. н. – ДГИ РАН г. Владивосток, 2017. 99 с.
- Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 125–133.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000. –

Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина – М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
- Печерский Д.М., Шапиро М.Н.Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 31–51.
- 22. Прошкина З.Н.Структура и сейсмичность зоны тектонической деструкции фронтального склона Центральных Курил по геофизическим данным. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. ДГИ РАН, г. Владивосток, 2018. 132 с.
- Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 371).
- 24. Рождественский В.С. Микроплита Сахалин–Хоккайдо. – Объяснительная записка к Тектонической карте Охотского моря масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Боганова, В.Е. Хаина. М.: ИЛРАН, 2000. С. 60–71.
- 25. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. – Под ред. Н.А. Богданова – М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. 2008. Вып. 577).
- Степашко А.А., Леснов Ф.П. Состав, возраст и генезис перидотитов Сахалина // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 488–500.
- 28. Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73-86.
- Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна М.: Научный Мир, 2005. С. 121–162.
- 30. Сухов А.Н., Цуканов Н.В. Беляцкий Б.В. Рукавишникова Д.Д. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинскойпалеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. С. 20–34.
- Тихомиров П.Л., Правикова Н.В., Бычкова Я.В. Чукотский сегмент Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулканических поясов: геодинамическая природа и вопросы возраста // Геология и геофизика. 2019. Т. 61. № 4. С. 468–488.
- 32. *Филатова Н.И*. Периокеанические вулканогенные пояса. М. Недра, 1988. 263 с.
- 33. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: Геохимические индикаторы смены геодинамических режимов. – Иркутск: ДВО РАН, 2012. 28 с.
- 34. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37-62.

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

- 35. Чехович В.Д., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Сдвиговая система в земной коре Берингова моря – реликт границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит // Геотеконика. 2014. № 4. С. 3–22.
- 36. Шапиро М.Н.Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
- Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A., Kodama K. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 190. P. 1439–1454.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S. Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. № 1–2. P. 19–28.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust. – In: Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California – Ed. by D.W. Scholl, A. Grantz, J.D. Vedder, (Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6). P. 73– 102.
- 40. De Grave J., Zhimulev F.I., Glorie S., Kuznetsov G.V., Evans N., Vanhaecke F., Mc Innes B. Late Palaeogene emplacement and late Neogene Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir Island) constrained by multi-method thermochronometry // Geoscience Frontiers. 2016. Vol. 7. P. 211–220.
- 41. Domeier I., Shephard G.E., Jakob J., Gaina C., Doubrovine V., Torsvik T.H. Intraoceanicsubduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous–Paleocene // Science Advances. 2017. Vol. 3. № 11. P. 23–38.
- Embley R., Wilson D.S. Morphology of the Blanco Transform Fault Zone–NE Pacific: Implications for its tectonic evolution // Marin. Geophys. Res. 1992. Vol. 14. P. 25–45.
- 43. Gaina C., Roest W., Müller R. Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 197. № 3–4. P. 273–286.
- 44. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogenegranitoid suites of the Sikhote-Alin area(Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. Vol. 261. P. 250–261.
- 45. Hua Y., Zhao D., Xu Y., Xu L. Arc-arc collision caused the 2018 Eastern Iburi earthquake (M 6.7) in Hokkaido, Japan // Sci. Rep. 2019. № 9(13914). P. 1–31.
- 46. *Ikeda Y., Goto M.* Late Cretaceous to early Paleogene fore- arc magmatism and subduction initiation in the Paleo-Kuril arc-trench system, eastern Hokkaido, Japan // J. Geodynam. 2018. Vol. 122. P. 41–53.
- 47. Isozaki Y., Aoki K., NakamaT., Yanai S. Corrigendum to "New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands" // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. № 4. P. 709–737.
- 48. Jahn B., Valui G., Kruk N., V.Gonevchuk V., Usuki M., Wu T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd– Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 872– 918.

- 49. Jolivet L., Houchon P. Crustal-scale strike-slip deformation in Hokkaido, Northern Japan // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. № 5. P. 509–522.
- Khanchuk A.I., Kemkin U.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 120. P. 117–138.
- Kurashimo E., Iwasaki T., Hirata N., Ito T., Kaneda Y. Crustal structure of the southwestern margin of the Kuril arc sited in the Eastern part of Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/reflection experiments // Earth Planets Space. 2007. Vol. 59. P. 375–380.
- Li S., Suo Y., Li X., Liu B., Xu L. Microplate tectonics: New insights from micro-blocks in the global oceans, continental margins and deep mantle // Earth-Sci. Rev. 2018. Vol. 185. P. 1029–1064.
- 53. Martynov Y.A., Khancuk A.I., Grebennikova A.V., Chazhin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 358–371.
- Nara K., Ueda H., Acutsu Y. Cretaceous tectonic setting of the Okhotsk sea floor inferred from the age and composition of sedimentary crust in the Tokoro Belt, Hokkaido, Japan, – AGU Fall Meeting (Sci. Conf.) 9– 13 Dec. 2019, San Fracisco, California, USA.
- 55. Nanayama F, Yamasaki F, Iwano H., Danhara T., Hiraya T. Zircon U–Pb ages of sedimentary complexes in the Hidaka Belt: New age data of the northern and southern areas of the Paleogene Nakanogawa Groupe, Central Hokkaido, Northern Japan // J. Geol. Soc. Japan. 2020. Vol. 125. № 6. P. 421–438.
- 56. *Naruse H*. Cretaceous to Paleocene depositional history of North-Pacific subduction zone: Reconstruction from the Nemuro Group, Eastern Hokkaido, Northern Japan // Cretaceous Research. 2003. Vol. 24. № 1. P. 55–71.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic Terrane Map. – (U.S. Departm. Interior. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. No. 94 94-714. 1994). pp. 127.
- Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Ancient subduction zone in Sakhalin Island // Tectonophysics. 2013. Vol. 600. P. 217–225.
- Shibata K. Isotopic ages of alkali rocks from the Nemuro Group in Hokkaido, Japan: Late Cretaceous time-scale points // Chem. Geol. 1986. Vol. 59. P. 163– 169.
- Sdrolias M., Muller D. Controls on back-arc basin formation // Geochem. Geophys. Geosystem. 2006. Vol. 7. № 4. P. 1–40.
- 62. Seton M., Flament N., Whitteiker J., Muller D., Gurnis M., Bower D.J. Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 years ago // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. № 6. P. 1732–1740.
- 63. Takashima R., Kawabe F., Nishi H., Moriya K., Wani R., Ando H. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // Cretaceous Research. 2004. Vol. 25. P. 365–390.

- 64. Tang J., Xu W., Niu Y., Wang F., Ge W., Sorokin A.A., Chekryzhov I.Y. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–Paleocene granitoids inthe Sikhote-AlinOrogenic Belt: Petrogenesis and implications for the obliquesubduction of the paleo-Pacific plate // Lithos. 2016. Vol. 266–267. P. 292–2012.
- 65. *Tarduno J.A., Bunge H.P., Sleep N., Hansen U.* The bend Hawaiian-Emperor hotspot track: Inheriting-mantle wind // Science. 2009. Vol. 324. № 6. P. 50–53.
- Thorkelson D.J. Subduction of diverging plate and the principles of slab window formation // Tectonophysics. 1996. Vol. 255. P. 47–63.
- 67. *Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T.* Tectonic evolution of lower crustal rock in en exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, North Japan // Island Arc. 1994. Vol. 3. P. 182–198.
- Ueda H., Kawamura M., Niida K. Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Idonnappu Zone, southern central Hokkaido, Japan // Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 237–257.
- 69. Usuki T., Kaiden H., Misawa K., Shirashi K. Sensitive high-resolution ion microprobe U–Pb ages of the Latest Oligocene–Early Miocene rift-related Hidaka hightemperature metamorphism in Hokkaido, Northern Japan // Island Arc. 2006. Vol. 15. № 5. P. 503–516.
- Vaes B., Van Hisbergen D.J.J., Boshman L.M. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plates reorganization // Tectonics. 2019. Vol. 38. P. 1367–1413.
- Van der Voo R., van Hisbergen D.J.J., Domeuer M., Spakman W., Torsvik T.H. Latest Jurrasic-earliest Cretaceous closure of the Mongolo-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological and tomographic analysis // Am. Geol. Space Pap. 2015. Vol. 513. P. 589–606.
- Watanabe Y. Pull-apart vein system of the Toyoha deposit: The most productive Ag–Pb–Zn vein-type deposit in Japan // Mining Geology. 1990. Vol. 40. № 4. P. 269–278.

- 73. Wallis S.R., Yamaoka K., Mori H., Ishiwatari A., Miyazaki K., Ueda H. The basement geology of Japan from A to Z // Island Arc. 2020. Vol. 2. P. 3–31.
- 74. Weaver R., Roberts A., Flecker R., Macdonald D.I.M., Fot'yanova L.M. Geodynamic implication of paleomagnetic data from Tertiary sediments from Sakhalin (Russia) // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 108. № B2. P. 20–66.
- Wright N.M., Seton M., Wiliams S.E., Muller R.D. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // Earth Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 138– 173.
- 76. Yamasaki T., Nanayama F. Three types greenston from the Hidaka belt, Hokkaido, Japan: Insight into geodynamic setting of northeastern margin of the Eurasian plate in the Paleogene // J. Mineral. Petrol. Sci. J-STAGE Adv. Publ. 2020. Vol. 29. P. 1–15.
- 77. Zhang L., Wang T., Guo L., Yang Q., Zhang J., Tong Y. Timing and evolution of Jurasic–Cretaceous granitoid magmatism on the Mongol-Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implication for transition from contractional crustal thickening and geodynamic setting // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 97. Part B. P. 365–392.
- Zhao P., Jahn B.M., Xu B. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin orogenic belt (Russian Far East): Implications for the regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 146. P. 383–401.
- 79. Zhao P., Li J., Alexandrov I., Ivin V., Jahn B. Involvement of old crust materials during formation of the Sakhalin island (Russian Far East) and its paleogeographic implication: Constraints from detrital zircon ages of modern river sand and Miocene sandstone // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 146. P. 412–430.
- Zhao P., Li J., Alexandrov I., Jahn B., Ivin V. Timing of Okhotsk sea plate collision with Eurasia plate: Zircon U-Pb age constraints from Sakhalin island, Russia Far East // J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth. 2018. Vol. 123. P. 8279–8293.

Geodynamics of the Active Margin of Norheastern Asia in the Late Cretaceous-Paleogene

V. D. Chekhovich^{*a*, *}, S. A. Palandzhyan^{*a*}

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7 Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia *e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Late Cretaceous to Paleogene supra-subduction systems of the active margin of the Northereastern Asia are considered in order to determine key objects for the analysis of the geodynamic evolution of vast territory from Chukotka Peninsula (Russia) to the northeastern islands of Japan. The Nemuro-Olyutorsky supra-subduction system separating the Pacific oceanic lithosphere from the active margin of Northereastern Asia is shown to be continuous during the Late Cretaceous. The previously developed model of the geodynamic evolution of the Kamchatka–Olyutorsky segment was applied for the Nemuro-Lesser Kuril segment of the active margin. The latter is assumed to be terminated at an end joint along the Hidaka-Sakhalin transform system separating subdution areas of the Izanagi oceanic plate beneath Asia and another oceanic plate beneath the Nemuro–Lesser Kuril arc in the Late Cretaceous–Paleogene. The difference in the geodynamic evolution of the Kamchatka–Olyutorsky and Nemuro–Lesser Kuril segments of the active margin of northereastern Asia is shown.

Keywords: geodynamics, East Sikhote-Alin, Sakhalin isl., Nemuro–Malokurilskaya island arc, Sea of Okhotsk continental block, Izanagi oceanic plate, Khidaka–Sakhalin transform system

УДК 550.348.436

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ: 3D ИЗОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ *S*-ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2021 г. А. И. Филиппова^{1, *}, О. А. Соловей²

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), д. 4, Калужское ш., 108840 г. Троицк, Москва, Россия ²Институт земной коры СО РАН, д. 128, ул. Лермонтова, 664033 Иркутск, Россия *e-mail: aleirk@mail.ru Поступила в редакцию 11.05.2021 г. После доработки 28.06.2021 г. Принята к публикации 07.07.2021 г.

В работе представлены результаты исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Юго-Восточной Азии, выполненного по представительной выборке дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея (около 6500 сейсмических трасс) в диапазоне периодов колебаний 10-250 с. Расчеты распределений групповых скоростей на отдельных периодах и оценки разрешения результатов картирования выполнены с помощью метода двумерной томографии для случая сферической поверхности. На основании полученных данных построены локальные дисперсионные кривые и выполнена их инверсия в одномерные скоростные разрезы скоростей *S*-волн до глубины 500 км. Построенная таким образом трехмерная изотропная модель распределения скоростей S-волн в коре и мантии рассматриваемой территории характеризуется более высоким или в отдельных случаях сопоставим горизонтальным разрешением по сравнению с предыдущими поверхностно-волновыми исследованиями. Полученные результаты показывают, что глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин, однако наиболее контрастные вариации скоростей *S*-волн приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, где выявленные скоростные неоднородности тесно связаны с геологическим строением рассматриваемой области. Анализ построенной нами модели позволяет проследить различия в глубинном строении окраинных морей на востоке Азии и сделать выводы о геодинамических процессах, протекающих в отдельных регионах, глубинное строение которых ранее было определено неоднозначно.

Ключевые слова: поверхностно-волновая томография, групповые скорости, волны Рэлея, скорости *S*-волн, верхняя мантия, литосфера, Юго-Восточная Азия **DOI:** 10.31857/S0016853X21040068

введение

Глубинное строение Юго-Восточной Азии и ее отдельных регионов неоднократно исследовалось с помощью различных данных и методов их инверсии, включая глубинное сейсмическое зондирование, методы функций приемника, сейсмическую томографию, основанную на объемных и поверхностных волнах [13, 14, 16, 17, 27–29, 35, 38, 39, 42, 49, 60, 62, 68, 70, 71, 73–75, 77, 78] (рис. 1). Однако имеющиеся модели строения земной коры и верхней мантии зачастую различаются между собой даже в относительно крупномасштабных деталях. В некоторых поверхностно-волновых моделях в явном виде не выделяется Таримский бассейн из-за их невысокого горизонтального разрешения [61, 52, 70]. Результаты одних исследований свидетельствуют о том, что высокие скорости *S*-волн наблюдаются в верхней мантии на глубинах более 100 км под всем плато Тибет [50, 52], в то время как по данным других работ, область высоких скоростей охватывает только часть плато южнее 32° с.ш. [12, 20, 21, 39]. Нет единого мнения и о мощности литосферы под восточной частью Китайско-Корейской платформы. Ее различные оценки варьируют от 80–100 км [11, 41] до 120 км [34]. Таким образом, учитывая, что данные по глубинному строению являются основой геодинамических и тектонических реконструкций, для повышения их надежности и разрешения неоднозначностей глубинного строения ре-



Рис. 1. Область исследования и положение сейсмических профилей А–А', Б–Б', вдоль которых построены 2D разрезы скоростей *S*-волн.

гиона необходимо проведение дальнейших исследований [1, 22, 55].

В данной работе мы провели изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии (до глубины 500 км) Юго-Восточной Азии (6°-42° с.ш., 66°-132° в.д.) методом поверхностноволновой томографии на основании представительной выборки дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея в диапазоне периодов колебаний 10-250 с. Полученная 3D изотропная модель распределения скоростей S-волн характеризуется более высоким или, в отдельных случаях, сопоставимым горизонтальным разрешением по сравнению с результатами предыдущих исследований [13, 16, 39, 50, 52, 53, 70]. Целью нашей статьи является исследование геодинамических процессов, происходящих в верхней мантии, с использованием разработанной нами модели и уточнение глубинного строения структур.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходными данными для исследования служили записи волн Рэлея, зарегистрированные на каналах LHZ цифровых широкополосных сейсмических станций постоянных и временны́х сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, KZ, KN, TW, RM, Y2 (коды сетей соответствуют международному стандарту) (рис. 2). Для анализа было отобрано 229 землетрясений с $M_w \ge 5.4$, произошедших в 1991–2014 гг. (см. рис. 2). Для каждого

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

сейсмического события обрабатывались только сейсмограммы с высоким отношением сигнал/ шум. Диапазон эпицентральных расстояний составил 1000—16000 км.

Дисперсионные кривые групповых скоростей фундаментальных мод волн Рэлея рассчитывались с помощью метода спектрально-временно́го анализа (СВАН) вдоль трасс, соединяющих эпицентр и сейсмическую станцию, в диапазоне периодов 10–250 с, по [3]. Показан пример обработки землетрясения 17 марта 2012 г. ($M_w = 5.5$), произошедшего на хребте Карлсберг (Индийский океан), зарегистрированного на станции Талая (TLY, юг Восточной Сибири) (рис. 3). В результате дисперсионные кривые волн Рэлея были рассчитаны для ~6500 трасс. Приведено распределение количества трасс в зависимости от периода (табл. 1).

Для построения распределений групповых скоростей волн Рэлея использован метод двумерной томографии, разработанный для сферической поверхности [7, 8, 69]. Исходя из характера дисперсионной кривой, вычисления проводились отдельно для каждого периода колебаний с шагом 5, 10 и 25 с для диапазонов периодов 10–30, 30–100 и 100–250 с соответственно (см. рис. 3). Всего, таким образом, было построено 18 карт распределений групповых скоростей. Для оценки горизонтального разрешения полученных результатов для каждой из карт рассчитывался эффек-

ФИЛИППОВА, СОЛОВЕЙ



Рис. 2. Положение эпицентров землетрясений и сейсмических станций, используемых для анализа. Показана (контур черным) область исследования. *I* – эпицентр землетрясения; *2* – сейсмическая станция



Рис. 3. Обработка землетрясения 17 марта 2012 г. ($M_w = 5.5$), произошедшего на хребте Карлсберг (Индийский океан), записанного на вертикальной (LHZ) компоненте станции TLY.

(а)–(б) – СВАН-диаграммы сигналов (дисперсионная кривая групповой скорости (черным)): (а) – исходный, (б) – отфильтрованный; (в) – сейсмограмма события: до (кривая черным), после (кривая серым) фильтрации; (г) – полученная дисперсионная кривая групповой скорости в сравнении с дисперсионной кривой, соответствующей модели PREM (по данным [18]). тивный радиус осреднения (R) [7, 8, 69]. Данный параметр главным образом зависит от плотности покрытия области исследований сейсмическими трассами и их взаимного расположения. При этом значения эффективного радиуса осреднения, как было показано ранее, примерно совпадают с размерами хорошо воспроизводимых неоднородностей в тестах "шахматной доски" [8].

Распределения групповых скоростей волн Рэлея на отдельных периодах позволяют получить общие представления о крупномасштабных скоростных неоднородностях коры и верхней мантии. При этом при интерпретации полученных карт следует принимать во внимание чувствительность групповых скоростей волн Рэлея на различных периодах к вариациям скоростного разреза среды [8, 53]. Так, в пределах континентальной части исследуемой области карты для периодов менее 50 с характеризуют строение коры. На 50 с характер дисперсии определяется как влиянием коры, так и верхней части мантии, и приближенно отражает вариации мощности коры под различными регионами. Неоднородности мантийной части литосферы и астеносферы проявлены на картах для периодов до 150 с, с увеличением периода на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывают влияние подастеносферные слои верхней мантии и в меньшей степени – нижняя мантия. Исходя из того, что максимальный период групповых скоростей волн Рэлея, рассматриваемый в данной работе, составляет 250 с, глубинность метода приблизительно составляет 500 км [8, 53].

Для определения глубин залегания выявленных скоростных неоднородностей на основании полученных распределений групповых скоростей волн Рэлея была построена трехмерная модель распределения скоростей *S*-волн в коре и мантии исследуемой территории. Для этого были построены локальные дисперсионные кривые в узлах сетки 300×300 км, что приблизительно сопоставимо с наилучшим разрешением результатов картирования (рис. 4). Проведена инверсия локальных дисперсионных кривых в одномерные скоростные разрезы *S*-волн.

Минимизация невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей осуществлялась методом сопряженных градиентов [8]. Варьируемыми параметрами служили скорости *S*-волн в слоях коры и мантии и мощности слоев коры. Начальная модель среды состояла из 2 или 3 слоев коры с постоянными значениями скоростей *S*-волн внутри слоя и 11 слоев мантии, внутри которых скорости линейно изменяются с глубиной. Выбор двуслойной или трехслойной модели коры осуществлялся на основании априорных представлений о ее мощности, — если мощность коры составляла

Таблица 1. Количество используемых трасс (N) и средние групповые скорости $(U_{\rm cp})$ на отдельных периодах (T)

<i>T</i> , c	N	$U_{\rm cp}$, км/с	<i>T</i> , c	N	$U_{\rm cp}$, км/с
10	3208	2.70	80	6324	3.77
15	4794	2.81	90	6266	3.75
20	5928	3.00	100	6205	3.75
25	6320	3.19	125	5976	3.73
30	6434	3.34	150	5791	3.70
40	6522	3.49	175	5511	3.68
50	6507	3.67	200	5175	3.66
60	6447	3.73	225	3967	3.65
70	6381	3.76	250	3849	3.65

≤50 км, использовалась модель коры с двумя слоями, если мощность коры ≥50 км, то использовалась модель с тремя слоями. В качестве начальных приближений для коры служили данные, полученные в работах [9, 35, 80], а для мантии использовалась модель PREM [18]. Устойчивость проводимой таким образом процедуры инверсии показана в работе [56].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В соответствии с методикой оценки наилучшее разрешение результатов картирования наблюдается в той части области исследования и в том интервале периодов, для которых количество сейсмических трасс максимально (см. табл. 1). Таримский бассейн, плато Тибет с его горным обрамлением, Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, расположенные на севере и северо-востоке Юго-Восточной Азии, а также шельфы Восточно-Китайского моря и Желтого моря, характеризуются минимальными значениями эффективного радиуса осреднения (250-350 км) в диапазоне периодов 15-175 с (см. рис. 4). С увеличением периода до 250 с радиус осреднения возрастает примерно до 400 км в горном обрамлении Тибета и платформенных областях Китая и до 400—500 км в окраинных морях на востоке Азии. На юге и юго-западе области исследования наблюдается ухудшение разрешения результатов картирования во всем диапазоне периодов. Так, для Адаманского моря и на полуострова Индокитай значения эффективного радиуса осреднения возрастают до величин 450-550 км, в Бенгальском заливе и Филиппинском море – до 450-650 и достигают 750 и более км в Южно-Китайском и Аравийском морях и на юге Индийской плиты. В качестве допустимого разрешения авторами была выбрана граница R = 1000 км [5, 70].

Основные особенности полученных распределений групповых скоростей волн Рэлея сводятся к следующему (рис. 5). Для периодов от 50 до 150 с минимальные значения групповых скоростей

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 4. Карты распределений эффективного радиуса осреднения (*R*, км) (по данным [6]). (а)–(г) – периоды: (а) – 50 с; (б) – 100 с; (в) – 150 с; (г) – 200 с.

приурочены к плато Тибет и его высокогорному обрамлению. Максимальные значения скоростей поверхностных волн во всем диапазоне анализируемых периодов наблюдаются под стабильными структурами области исследования: юго-восточной частью Южно-Китайской платформы, югом Китайско-Корейской платформы, Индийской плитой. Кроме того, высокие значения скоростей для T = 50 - 125 с наблюдаются под Андаманским, Филиппинским и Аравийским морями, а также в Бенгальском заливе. Однако с увеличением периода до 150 с локальный максимум скоростей сохраняется лишь под юго-западной частью Бенгальского залива. На картах для T > 50 с относительно невысокие скорости поверхностных волн наблюдаются для Желтого моря, северной части Восточно-Китайского и южной части Южно-Китайского морей, при этом северная часть последнего характеризуется локальным максимумом скоростей.

На периодах более 150 с вариации групповых скоростей волн Рэлея менее контрастны и не превышают величин $\pm 3\%$, что свидетельствует о более однородной структуре мантии на глубинах более 250 км под исследуемым регионом (см. рис. 5). Связь между распределением скоростных неоднородностей и геологическим строением не но-

сит ярко выраженного характера, как на меньших периодах. Ранее аналогичные тенденции были выявлены в поверхностно-волновых исследованиях различных регионов Земли [2, 5, 33, 57].

Построенная в данной работе трехмерная изотропная модель распределения скоростей S-волн до глубины 500 км представлена в виде карт вариаций скоростей относительно средних значений на отдельных глубинах и двумерных скоростных разрезов (рис. 6, рис. 7) вдоль профилей, пересекающих различные тектонические провинции исследуемой территории (см. рис. 1). Глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин (см. рис. 6, см. рис. 7). Наиболее контрастные вариации скоростей приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, что ранее также было отмечено нами для территории Центральной Азии [2, 57]. С увеличением глубины вариашии скоростей S-волн становятся менее выраженными. То, что данная особенность не является следствием снижения чувствительности поверхностных волн к скоростной структуре, подтверждается многочисленными исследованиями по объемным волнам, в которых вариации скоростей Р-и S-волн на данных глубинах также как и в полученной модели не превышают $\pm 3\%$ [10, 28, 78].


Рис. 5. Вариации групповых скоростей волн Рэлея относительно средних значений ($\delta U/U_{cp}$, %) (по данным [6]). (a)–(г) – периоды: (a) – 50 с; (б) – 100 с; (в) – 150 с; (г) – 200 с. Приведены (над каждой картой) значения средних групповых скоростей.

Как и в случае с распределениями групповых скоростей волн Рэлея (см. рис. 5), минимальные скорости S-волн на глубине 50 км (рис. 6) приурочены к плато Тибет и его горному обрамлению, а с увеличением глубины минимум становится менее выраженным. Эта особенность полученного распределения связана с тем, что мощность коры под данной территорией может достигать 50 км на периферии [73] и 70 км в центральных областях [30, 35]. В диапазоне глубин 70-150 км пониженными скоростями характеризуются бассейны окраинных морей на востоке Азии и сопредельные прибрежные районы восточного Китая, а также полуостров Индокитай, что указывает на утонение литосферы под ними. Так, по данным предыдущих исследований мощность литосферы под полуостровом составляет около 50 км [34, 65].

Высокие скорости *S*-волн наблюдаются в мантии под стабильными структурами (см. рис. 6, см. рис. 7). Локальный максимум скоростей прослеживается в верхней мантии до глубин ~175 км под Таримским бассейном, что согласуется с результатами поверхностно-волновой томографии [39], характеризующейся высоким горизонтальным разрешением, и подтверждает оценки глубины границы литосфера-астеносфера из работы [65]. Отметим, что в некоторых поверхностно-волновых моделях рассматриваемая структура в явном виде не выделяется из-за их более низкого горизонтального разрешения [52, 61, 70]. В этом же диапазоне глубин высокие скорости S-волн наблюдаются под северной частью Индийской плиты, в то время как в южном направлении значения скоростей снижаются. Несмотря на существенное увеличение эффективного радиуса осреднения на юге исследуемой области (рис. 4), полученное нами распределение скоростей S-волн подтверждает результаты [44, 65], согласно которым литосфера утоняется от примерно 200-250 км на севере до 120-160 км на юге плиты.

Интересной особенностью построенной модели является ярко выраженный максимум скоростей *S*-волн на глубине 200 км под северо-западной частью плато Тибет, причем на меньших глубинах значения скоростей пониженные (см. рис. 6). Учитывая высокие скорости на глубинах 100–175 км

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021



Рис. 6. Вариации скоростей *S*-волн относительно средних значений ($\delta V_s / V_{s cp}, \%$). (а)–(е) – глубины: (а) – 50 км; (б) – 100 км; (в) – 150 км; (г) – 200 км; (д) – 300 км; (е) – 400 км. Приведены (над каждой картой) средние скорости *S*-волн.

под соседними (с юга) районами, данный максимум может быть связан с погружением мантийной части литосферы Индийской плиты под плато [40, 46]. Ранее аналогичные выводы были сделаны на основании анализа анизотропного распределения скоростей *P*-волн в коре и мантии Западного Тибета [74]. Схожий характер распределения скоростей *S*-волн по вертикали наблюдается под Памиром и Гиндукушем: минимум скоростей в верхней мантии приурочен к интервалу глубин до 100 км включительно; максимум наблюдается на глубинах 150–200 км (см. рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Построенная нами 3D изотропная модель распределения скоростей *S*-волн в верхней мантии Юго-Восточной Азии характеризуется более высоким горизонтальным разрешением по сравнению с существующими глобальными моделями, основанными на групповых и фазовых скоростях поверхностных волн [19, 43, 58]. При этом достигнутое нами разрешение, приблизительно сопоставимо, а для отдельных регионов превосходит модель [54]. Проведенные ранее региональные исследования мантии Азии, полученные по дан-



Рис. 7. 2D разрезы скоростей *S*-волн вдоль профилей А–А', Б–Б' (см. рис. 1).

ным поверхностных волн, также характеризуются более низкой или, в отдельных случаях, близкой разрешающей способностью [13, 16, 39, 50, 52, 53, 70]. Исключением является территория Китая и его окраинных морей, где была проведена поверхностно-волновая томография по сейсмическому шуму с разрешением по горизонтали примерно равным 100 км [60, 80]. Однако в этих работах диапазон анализируемых периодов существенно меньше, чем используемый при построении данной модели, и составляет всего 70 с, что дает возможность рассмотреть земную кору и верхнюю мантию до глубин, не превышающих 150 км. Горизонтальным разрешением от 2° до 4° характеризуется модель глубинного строения коры и верхней мантии до глубины 300 км под Южно-Китайским морем, основанная на данных о дис-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

персии групповых скоростей волн Рэлея в диапазоне периодов 10-150 с [62]. Более детальные по сравнению с нашими исследования распределения скоростей *S*-волн также были выполнены на юге Индийской плиты [14], но только до глубины 130 км.

Полученная в данной работе трехмерная изотропная модель распределения скоростей *S*-волн может быть использована для решения некоторых спорных вопросов современной геодинамики рассматриваемого региона. Так, несмотря на многочисленные исследования глубинного строения, в настоящее время не существует единого мнения о механизме образования плато Тибет. Одни исследователи связывают его формирование с горизонтальным смещением литосферного блока по крупным сдвиговым разломам в результате Индо-Евразийской коллизии [45, 63, 64]. Согласно другим представлениям, ключевую роль в образовании плато играет однородное утолщение и сокращение литосферы Азии или ее погружение в южном направлении, а также погружение мантийной части литосферы Индийской плиты под плато [15, 23, 27, 40, 46]. Также был предлокомбинированный механизм, жен который предусматривает погружение как Индийской, так и Евразийской литосферных плит [26, 29]. Наши результаты показывают, что высокие скорости S-волн в мантии на глубинах 100-200 км наблюдаются только под южной частью плато, что свидетельствует в пользу гипотезы о погружении литосферы Индийской плиты в северном направлении (см. рис. 7, профиль А–А'). Эта зона высоких скоростей шире в западном Тибете, что согласуется с результатами томографии по Р-волнам [37] (см. рис. 6). Однако горизонтальное разрешение, достигнутое в данной работе, все же недостаточно для выявления мелкомасштабных деталей глубинного строения этой высокоскоростной зоны, связанных с фрагментацией литосферы Индийской плиты и полученных ранее разными методами [12, 17, 40, 48, 73] (см. рис. 4). Под северной частью плато Тибет наблюдаются низкие скорости S-волн в верхней мантии, что противоречит погружению литосферы Азии в южном направлении, которое ранее предполагалось на основе анализа данных функций приемника, но не было подтверждено в последующих исследованиях [27, 29, 59] (см. рис. 6, см. рис. 7). Эта низкоскоростная аномалия может быть связана либо с частичным плавлением материала мантии, либо с выдавливанием материала астеносферы в результате погружения Индийской плиты [21, 40].

В полученной модели также прослеживается неоднородное строение древних стабильных тектонических структур Юго-Восточной Азии. Например, высокие скорости S-волн в мантии во всем диапазоне исследуемых глубин наблюдаются только под западной частью Китайско-Корейской платформы, в то время как ее прибрежная восточная часть характеризуется пониженными скоростями (см. рис. 6, см. рис. 7, профиль Б-Б'). Кроме того, в восточном направлении уменьшается и мощность коры под рассматриваемой структурой с ~45 до ~30 км, что согласуется с данными разномасштабных моделей глубинного строения [30, 31, 35]. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о процессах утонении и деструкции литосферы под восточной частью платформы, которые начались в Мезозое и, вероятно, продолжаются и в настоящее время под влиянием субдукции Тихоокеанской литосферной плиты [41]. Это предположение подтверждается данными по мантийным ксенолитам и вариациями значений поверхностного теплового потока, который на западе платформы составляет

 $30-60 \text{ мBt/m}^2$ и увеличивается на востоке в среднем до 80 мBt/m² с локальными максимумами до >100 мBt/m² [4, 24, 51, 41, 72, 76].

Полученные результаты позволяют проследить различия в глубинном строении окраинных морей на востоке Азии. Так. верхняя мантия Восточно-Китайского моря характеризуется неоднородным по вертикали распределением скоростей S-волн (см. рис. 7, профиль Б-Б'). Пониженные значения скоростей наблюдаются от подошвы коры примерно до 80 км и в диапазоне глубин 120-200 км. Расположенный на глубинах 80-120 км слой со скоростями S-волн, достигающими значений 4.5 км/с, свидетельствует о том, что мощность литосферы под Восточно-Китайским морем составляет примерно 120 км. Это существенно выше оценок, характеризующихся более грубым горизонтальным разрешением, и хорошо согласуется с моделью, имеющей близкое горизонтальное разрешение [34, 62]. В мантии на глубинах более 300 км под рассматриваемым регионом скорости S-волн повышены, что также прослеживается и в распределении скоростей Р-волн и, наиболее вероятно, связано с субдукцией Филиппинской плиты [78]. Совершенно иной характер распределения скоростей S-волн наблюдается в мантии северной части Южно-Китайского моря (см. рис. 6). Здесь высокие значения скоростей приурочены к верхней мантии до глубины ~70 км, соответствующей положению границы литосфера-астеносфера, а с увеличением глубины наблюдаются низкие скорости S-волн. Полученные результаты позволяют более детально проследить особенности глубинного строения по сравнению с предыдущими моделями разного масштабного уровня и хорошо согласуются с данными последних поверхностно-волновых исследований [13, 31, 54, 58, 62]. Положение минимума скоростей на глубине 100 км, по [62], смещено к востоку относительно наших данных, которые, вероятно, более достоверны за счет более широкого диапазона анализируемых периодов. Выявленный высокоскоростной слой в верхних этажах мантии, прослеживающийся также под континентальной частью юго-восточного Китая, может являться свидетельством протекавших на этой территории в Мезозое процессов субдукции [36, 47, 62, 79]. Глубинное строение южной части Южно-Китайского моря определено менее надежно в связи с недостаточно высоким разрешением результатов картирования групповых скоростей волн Рэлея, что связано с уменьшением количества сейсмических трасс на юге исследуемой области (см. рис. 4). Так, несмотря на то, что пониженные значения скоростей S-волн для данной территории наблюдаются практически во всем интервале исследуемых глубин, мантийный плюм под о. Хайнань, диаметр которого оценивается от 80 до 160-300 км, на них в явном виде не выделяется [25, 32, 66, 67, 78] (см. рис. 6).

выводы

В результате проведенного исследования была построена трехмерная изотропная модель распределения скоростей *S*-волн в коре и мантии (до глубины 500 км) Юго-Восточной Азии, характеризующаяся более высоким или в отдельных случаях сопоставим горизонтальным разрешением по сравнению с предыдущими поверхностноволновыми моделями. Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин, однако наиболее контрастные вариации скоростей *S*-волн приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, где выявленные скоростные неоднородности тесно связаны с геологическим строением исследуемой области.

2. Высокие скорости *S*-волн в мантии на глубинах 100–200 км наблюдаются только под южной частью плато Тибет, что свидетельствует в пользу гипотезы о погружении литосферы Индийской плиты в северном направлении. Под северной частью плато наблюдаются низкие скорости *S*-волн в верхней мантии, что противоречит погружению литосферы Азии в южном направлении. Эта низкоскоростная аномалия может быть связана либо с частичным плавлением материала мантии, либо с выдавливанием материала астеносферы в результате погружения Индийской плиты.

3. Высокие скорости *S*-волн в мантии во всем диапазоне исследуемых глубин наблюдаются только под западной частью Китайско-Корейской платформы, в то время как ее прибрежная восточная часть характеризуется пониженными скоростями, что свидетельствует о процессах утонении и деструкции литосферы под данной территорией.

4. Разработанная нами 3D изотропная модель распределения скоростей *S*-волн позволяет проследить различия в глубинном строении окраинных морей. По модельным расчетам мощность литосферы под Восточно-Китайским морем составляет ~120 км, под Южно-Китайским морем сосставляет ~70 км.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за комментарии, которые позволили улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Наука, 1990. 328 с.
- Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной

Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1564–1575. https://doi.org/10.15372/GiG20141010

- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. – Под ред. В.И. Кейлис-Борока – М.: Наука, 1986. 278 с.
- 4. *Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- 5. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019. № 3. С. 58–70. https://doi.org/10.31857/S0002-33372019358-70

6. *Филиппова А.И., Соловей О.А.* Поверхностно-волновая томография Юго-Восточной Азии // Геофи-

- новая томография Юго-Восточной Азий // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 1. C. 50–60. https://doi.org./10.21455/GPB2021.1-5
- Яновская Т.Б. Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса–Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.
- Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. – СПб.: Наука, 2015. 167 с.
- Behera L., Sain K. Crustal velocity structure of the Indian Shield from deep seismic sounding and receiver function studies // J. Geol. Soc. India. 2006. Vol. 68. P. 989–992.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. B. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. B. 12. P. 30055–30078. https://doi.org/10.1029/98JB02467
- Chen L. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications // Lithos. 2010. Vol. 120. P. 96–115. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.007
- Ceylan S., Ni J., Chen J.Y., Zhang Q., Tilmann F., Sandvol E. Fragmented Indian plate and vertically coherent deformation beneath eastern Tibet // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. B11303. P. 11. https://doi.org/10.1029/2012JB009210
- 13. Corchete V. Crustal and upper mantle structure beneath the South China Sea and Indonesia // GSA Bull. 2020. https://doi.org/10.1130/B35641.1
- 14. Das R., Ashish, Saha G.K. Crust and shallow mantle structure of south India by inverting interpolated receiver function with surface wave dispersion // J. Asian Earth Sci. 2019. Vol. 176. P. 157–167. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.02.011
- Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. B. 14. P. 2625–2647.
- Dixit M., Singh A.P., Mishra O.P. Rayleigh wave group velocity tomography of Gujarat region, Western India and its implications to mantle dynamics // J. Seismol. 2017. Vol. 21. P. 809–823. https://doi.org/10.1007/s10950-016-9636-y

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2021

- Duan Y., Tian X., Liang X., Li W., Wu C., Zhou B., Iqbal J. Subduction of the Indian slab into the mantle transition zone revealed by receiver functions // Tectonophysics. 2017. Vol. 702. P. 61–69. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.025
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Int. 1981. Vol. 25. P. 297–356. https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7
- Ekström G. A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 187. P. 1668–1686. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x
- Feng M., An M. Lithosphere structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. B06317. https://doi.org/10.1029/2008JB005787
- Feng M., An M., Zhao W., Xu G., Mechie J., Zhao Y. Lithospheric structures of northeast Tibetan Plateau and their geodynamic implications // J. Geodynamics. 2011. Vol. 52. P. 432–442. https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.07.002
- Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // Tectonophysics. 2015. Vol. 658. P. 14–45. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.003
- Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. B. 7. P. 6115–6132.

https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115

- Hu S.B., He L.J., Wang J.Y. Heat flow in the continental area of China: a new data set // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 407–419. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00126-6
- Huang J. P- and S-wave tomography of the Hainan and surrounding regions: insight into the Hainan plume // Tectonophysics. 2014. Vol. 633. P. 176–192. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.007
- Jin Y., McNutt M.K., Zhu Y.-S. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. B5. P. 11275–11290. https://doi.org/10.1029/96JB00531
- Kind R., Yuan X., Saul J., Nelson D., Sobolev S.V., Mechie J., Zhao W., Kosarev G., Ni, J., Achauer U., Jiang M. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction // Science. 2002. Vol. 298. No. 5596. P. 1219–1221. https://doi.org/10.1126/science.1078115
- Koulakov I. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of world traveltime data // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. B04301. https://doi.org/10.1029/2010JB007938
- Kumar P., Yuan X., Kind R., Ni J. Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. B06308. https://doi.org/10.1029/2005JB003930

- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust // Geophys. Res. Abstr. EGU 2013–2658. 2013. Abstr. 15.
- Lebedev S., Nolet G. Upper mantle beneath southeast Asia from S velocity tomography // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. B1. P. 2048. https://doi.org/10.1029/2000JB000073
- 32. Lei J., Zhao D., Steinberger B., Wu B., Shen F., Li Z. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume // Phys. Earth Planet. Int. 2009. Vol. 173. P. 33–50. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.013
- 33. Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Villasenor A., Padgett C.A. New constraints on the Arctic crust and uppermost mantle: Surface wave group velocities, Pn, and Sn // Phys. Earth Planet. Inter. 2001. Vol. 123. P. 185–204.

https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00209-0

- Li T. The principal characteristics of the lithosphere of China // Geosci. Frontiers. 2010. Vol. 1. P. 45–56. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.08.005
- Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2006. Vol. 420. P. 239–252. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.026
- Li Z.X., Li X.H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic, South China: A flat-slab subduction model // Geology. 2007. Vol. 35. No. 2. P. 179–182. https://doi.org/10.1130/G23193a.1
- Li C., van der Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetian Plateau and Burma // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. P. 157–168. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.016
- Li Q., Rao R., Lu Z., Guan Y., Zhang Z., Li P., Wang H., He R., Karplus M. The thickness and crustal characteristics of the crust across Tibetan plateau from activesources seismic profiles // Earthq. Sci. 2009. Vol. 22. P. 21–31.

https://doi.org/10.1007/s11589-009-0021-6

 Li Y., Wu Q., Pan J., Zhang F., Yu D. An upper mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 377– 378. P. 367–377.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.033

- Liang X., Sandvol E., Chen Y.J., Hearn T., Ni J., Klemperer S., Shen Y., Tilmann F. A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 333–334. P. 101–111. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.036
- Liu J., Cai R., Pearson G., Scott J.M. Thinning and destruction of the lithospheric mantle root beneath the North China craton: a review // Earth Sci. Rev. 2019. Vol. 196. P. 102873. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.017
- Liu Zh., Tian X., Yuan X., Liang X., Chen Y., Zhu G., Zhang H., Li W., Tan P., Zhuo S., Wu Ch., Nie S., Wang G., Yu G., Zhou G. Complex structure of upper mantle beneath the Yadong-Gulu rift in Tibet revealed by S-to-P converted waves // Earth Planet. Sci. Lett. 2020.

Vol. 531. P. 115954.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115954

- 43. Ma Z., Masters G., Laske G., Pasvanos M. A comprehensive dispersion model of surface wave phase and group velocity for the globe // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 199. P. 113–135. https://doi.org/10.1093/gji/ggu246
- 44. Maurva S., Montagner J.-P., Kumar M.R., Stutzmann E., Kiselev S., Burgos G., Rao N.P., Srinagesh D. Imaging the lithospheric structure beneath the Indian continent // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. Vol. 121. P. 7450-7468.

https://doi.org/10.1002/2016JB012948

- 45. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419-426. https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419
- 46. Ni J., Barazangi M. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 1147–1163. https://doi.org/10.1029/JB089iB02p01147
- 47. Nissen S.S., Hayes D.E., Buhl P., Diebold J., Yao B.C., Zeng W.J., Chen Y.Q. Deep penetration seismic-soundings across the northern margin of the South China Sea // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. B11. P. 22407-22433. https://doi.org/10.1029/95JB01866
- 48. Nuun C., Roecker S.W., Priestlev K.P., Liang X., Gilligan A. Joint inversion of surface waves and teleseismic body waves across the Tibetan collision zone: The fate of subducted Indian lithosphere // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 198. P. 1526-1542.

https://doi.org/10.1093/gji/ggu193

49. Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Rai S.S., Prakasam K.S., Treussov A.V. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 307. Is. 3-4. P. 415-429.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.016

- 50. Pandey S., Yuan X., Debayle E., Priestley K., Kind R., Tilmann F., Li X. A 3D shear-wave velocity model of the upper mantle beneath China and the surrounding areas // Tectonophysics. 2014. Vol. 633. P. 193-210. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.011
- 51. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // Rev. Geophys. 1993. Vol. 3. № 1. P. 267-280. https://doi.org/10.1029/93RG01249
- 52. Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. B10304. https://doi.org/10.1029/2005JB004082
- 53. Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: group velocities // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 4839–4878. https://doi.org/10.1029/97JB02622
- 54. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transitional zone. Geophys // J. Int. 2013. Vol. 194. P. 417-449. https://doi.org/10.1093/gji/ggt095
- 55. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 4 2021

in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. P. 299-307. https://doi.org/10.1038/364299a0

- 56. Seredkina A. S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // Phys. Earth Planet. Int. 2019. Vol. 290. P. 76-86. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007
- 57. Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A. Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Phys. Earth Planet. Int. 2016. V. 261. P. 152–160. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011
- 58. Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model for the crust and upper mantle // Geophys. J. Inter. 2002. V. 151. No. 1. P. 88-105.

https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01742.x

- 59. Shen X., Yuan X., Liu M. Is the Asian lithosphere underthrusting beneath northeastern Tibetan Plateau? Insight from seismic receiver functions // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 428. P. 172-180. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.041
- 60. Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y.-H., Lin F.-C., Ning J., Wang W., Zheng Y., Zhou L. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion // Gephys. J. Int. 2016. Vol. 206. P. 954-979. https://doi.org/10.1093/gji/ggw175
- 61. Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K. Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithospheric thickness, shortening and extension // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 185 P. 1–29. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x
- 62. Tang O., Zheng C. Crust and upper mantle structure and its tectonic implications in the South China Sea and adjacent regions // J. Asian Earth Sci. 2013. Vol. 62. P. 510-525. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.037
- 63. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3425-3459. https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425
- 64. Tapponnier P., Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnau N., Wittlinger G., Jingsui Y. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // Science. 2001. Vol. 294. № 5547. P. 1671-1677. https://doi.org/10.1126/science.105978
- 65. Wan T., Zhao Q., Lu H., Wang Q., Sun C. Discussion on the special lithosphere type in Eastern China // Earth Sciences. 2016. Vol. 5. No. 1. P. 1-12. https://doi.org/10.11648/j.earth.20160501.11
- 66. Wei S., Chen Y. Seismic evidence of the Hainan mantle plume by receiver function analysis in southern China // Geophys. Res. Lett. 2016. Vol. 43. P. 8978-8985. https://doi.org/10.1002/2016GL069513
- 67. Xia S., Zhao D., Sun J., Huang H. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: new insights into the Hainan plume // Gondwana Res. 2016. Vol. 36. P. 33-43.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.003

68. Xin H., Zhang H., Kang M., He R., Gao L., Gao J. Highresolution lithospheric velocity structure of continental China by double-difference seismic travel-time tomography // Seismol. Res. Lett. 2018. Vol. 90. P. 229–241. https://doi.org/10.1785/0220180209

- 69. Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // Phys. Earth Planet. Int. 2000. Vol. 122. P. 19–32. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00184-9
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth Planet. Int. 2003. Vol. 138. P. 263–278. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7
- Zhang H., Teng J., Tian X., Zhang Z., Gao R., Liu J. Lithospheric thickness and upper-mantle deformation beneath the NE Tibetan Plateau inferred from S receiver functions and SKS splitting measurements // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 191. P. 1285–1294. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05667.x
- Zhang S.H., Zhao Y., Davis G.A., Ye H., Wu F. Temporal and spatial variations of Mesozoic magmatism and deformation in the North China Craton: implications for lithospheric thinning and decratonization // Earth Sci. Rev. 2014. Vol. 131. P. 49–87. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.12.004
- Zhang C., Guo Z., Chen Y. J. Lithospheric thickening controls the ongoing growth of northeastern Tibetan Plateau: Evidence from P and S receiver functions // Geophys. Res. Lett. 2020. Vol. 47. P. e2020GL088972. https://doi.org/10.1029/2020GL088972
- 74. Zhang H., Zhao D., Zhao J., Li Y. E., Liu H., Ding M., Jiang Y., Xu X. Upper mantle heterogeneity and radial anisotropy beneath the western Tibetan Plateau // Tec-

tonics. 2021. Vol. 40. P. e2020TC006403. https://doi.org/10.1029/2020TC006403

- Zhao D. Seismic imaging of Northwest Pacific and East Asia: new insight into volcanism, seismogenesis and geodynamics // Earth Sci. Rev. 2021. Vol. 214. P. 103507. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103507
- 76. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.Z. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited // Precambrian Research. 2005. Vol. 136. P. 177–202. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.002
- Zhao D., Yu Sh., Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 40. P. 689–709. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.11.013
- *Zhao D., Toyokuni G., Kurata K.* Deep mantle structure and origin of Cenozoic intraplate volcanoes in Indochina, Hainan and South China Sea // Gophys. J. Int. 2021. Vol. 225. P. 572–588. https://doi.org/10.1093/gji/ggaa605
- Zhou D., Sun Z., Chen H.Z., Xu H.H., Wang W.Y., Pang X., Cai D.S., Hu D.K. Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleo-Pacific interconnections // Island Arc. 2008. Vol. 17. No. 2. P. 186–207. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00611.x
- Zhou L., Xie J., Shen W., Zheng Y., Yang Y., Shi H., Ritzwoller M.H. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 189. P. 1565–1583. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x

Deep Velocity Structure of Southeast Asia from Rayleigh Wave Group Velocities: 3D Isotropic Model of S-Wave Velocity Distribution in the Upper Mantle

A. I. Filippova^{*a*, *}, O. A. Solovey^{*b*}

 ^aPushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, bld. 4, Kaluzhskoe sh., 108840 Troitsk, Moscow, Russia
^bInstitute of the Earth's Crust SB RAS, bld. 128, Lermontov str., 664033 Irkutsk, Russia
*e-mail: aleirk@mail.ru

We present the results of studying the deep velocity structure of the crust and upper mantle beneath Southeast Asia based on the data on a representative dataset of Rayleigh wave group velocity dispersion curves (about 6500 seismic paths) in the period range 10-250 s. Group velocity distributions at separate periods and estimates of their lateral resolution are calculated using a two-dimensional tomography method developed for a spherical surface. On the basis of the obtained data, local dispersion curves are constructed and inverted to one-dimensional *S*-wave velocity sections up to the 500 km depth. The thus constructed three-dimensional isotropic model of *S*-wave velocity distribution in the crust and upper mantle of the considered territory is characterized by higher or, in some cases, close lateral resolution in comparison with previous surface wave studies. The obtained depths. Nevertheless, the most contrast *S*-wave velocity variations relate to the crust and uppermost mantle up to the 250 km depth where they are closely correlated with geological structure of the considered area. Analysis of the constructed model allows us to trace differences in deep velocity structure of marginal seas at the east of Asia and draw conclusions about the geodynamic processes in some regions which structure has been previously determined ambiguously.

Keywords: surface wave tomography, group velocities, Rayleigh waves, *S*-wave velocities, upper mantle, lith-osphere, Southeast Asia