

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь – Февраль 2024



# ГЕОТЕКТОНИКА



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



НАУКА

— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

---

## Номер 1, 2024

---

Палеомагнетизм фанерозойских толщ центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

*Д. В. Коваленко, В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский* 3

Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомографии и сейсмичности

*С. Ю. Соколов, В. Г. Трифонов* 28

Цифровые модели глубинного строения земной коры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана

*А. А. Черных, И. В. Яковенко, М. С. Корнева, В. Ю. Глебовский* 48

Роль современных геодинамических процессов в формировании рельефа дна и побережья Белого моря

*А. Е. Рыбалко, В. А. Щербаков, М. Ю. Токарев, А. А. Кудинов, П. Ю. Беляев,  
Т. Ю. Репкина, Н. Е. Зарецкая, Я. Е. Терехина, В. В. Иванова, В. И. Сличенков* 71

Многоярусная тектоника и математическое моделирование геодинамической обстановки формирования Ферганской депрессии (Узбекистан)

*И. У. Атабеков, Ю. М. Садыков, Ж. К. Мамарахимов* 88

---

Правила предоставления статей в журнал “Геотектоника”

99



# Contents

---

## Volume 58, No. 1, 2024

---

Paleomagnetism of the Phanerozoic Sequences of the Central Part  
of the Central Asian Fold Belt

*D. V. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky* 3

Arc Tectonic Elements and the Upper Mantle Structure of the Central and Southeastern Asia:  
Seismic Tomography and Seismicity Data

*S. Yu. Sokolov, V. G. Trifonov* 28

Digital Models of the Deep Structure of the Earth's Crust in the Eurasian Basin  
of the Arctic Ocean

*A. A. Chernykh, L. V. Yakovenko, M. S. Korneva, V. Yu. Glebovsky* 48

The Influence of Modern Geodynamic Processes on the Formation of the Coastal Relief  
and Seabed of the White Sea

*A. E. Rybalko, V. A. Shcherbakov, M. Yu. Tokarev, A. A. Kudinov, P. Yu. Belyaev,  
T. Yu. Repkina, N. E. Zaretskaya, Ya. E. Terekhina, V. V. Ivanova, V. I. Slichenkov* 71

The Layered Tectonics and Mathematical Modeling of Geodynamic Setting  
of the Fergana Depression (Uzbekistan)

*I. U. Atabekov, Yu. M. Sadykov, J. K. Mamarakhimov* 88

---

УДК 550.858.5

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2024 г. Д. В. Коваленко<sup>1</sup>, \*, В. В. Ярмолук<sup>1</sup>, А. М. Козловский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., д. 35, 119017 Москва, Россия

\*e.mail: kovmit@yandex.ru

Поступила в редакцию 6.03.2023 г.

После доработки 2.08.2023 г.

После повторной доработки 15.10.2023 г.

Принята в печать 12.02.24 г.

Проведено обобщение палеомагнитных данных по Туве, Монголии и Восточному Китаю, которое показало, что на территории центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяются районы с различными палеомагнитными характеристиками, это — районы, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, Монголо-Охотский подвижный пояс, западной и восточной частей Южной Монголии и Восточного Китая. Районы, находящиеся севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, входили в структуру Сибирского континента с ордовика и испытывали аналогичное с Сибирским континентом перемещение. Районы западной части Южной Монголии входили в структуру Сибирского континента с позднего карбона. Геологические комплексы восточной части Южной Монголии и блоки Восточного Китая в среднем палеозое и раннем мезозое находились в близком к Северо-Китайскому блоку широтном интервале и испытывали близкие с ним широтные перемещения и аналогичные вращения.

Большая разница между палеоширотами разновозрастных толщ на западе и востоке Монголии и Восточного Китая к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса предполагает существование тектонической границы вдоль меридиана 107° в.д., которая разделила блоки, сформированные на палеоширотах, близких к Сибири и Северному Китаю. К западу от меридиана 107° в.д. палеошироты формирования позднекарбон–пермских толщ близки к палеоширотам Сибири, к востоку от меридиана — к палеоширотам Северного Китая. Ширина Монголо-Охотского океана в позднем палеозое–раннем мезозое составляла 30°–40° по широте (~3000–4000 км). Южное ограничение Монголо-Охотского океана было сегментированным и состояло из террейнов различного генезиса и строения. Закрывание сегментов Монголо-Охотского океана происходило в результате коллизии террейнов с Сибирским континентом в период от позднего карбона (на западе) до юры (на востоке).

**Ключевые слова:** намагнитченность, палеоширота, тектоническое совмещение, склонение, наклонение, модельный возраст, аккреция, коллизия

DOI: 10.31857/S0016853X24010014, EDN: HMLHJU

### ВВЕДЕНИЕ

В центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) — Монголия, Тува, Забайкалье и Восточный Китай — в течение более чем двух десятилетий проводились систематические исследования с применением палеомагнитного метода [12, 15, 36, 49, 64, 65, 76].

Zhao et al. [93] в 1990 г. были опубликованы первые палеомагнитные определения для Внутренней Монголии, которые показали, что палеошироты формирования позднепермских, юрских и третичных толщ статистически не отличаются от палеоширот Северо-Китайского блока.

В.А. Кравчинский с соавт. [55, 56] в 2000 г. показали, что блоки Амурского террейна в дево-

не–юре также располагались на близких к Северо-Китайскому блоку палеоширотах. Были предложены тектонические реконструкции относительного положения Амурского террейна, Сибирского континента и Северо-Китайского блока для позднего палеозоя и мезозоя, и было предположено юрское закрытие Монголо-Охотского океана [55].

Позднее для толщ Внутренней Монголии были опубликованы новые палеомагнитные данные и основанные на них палеомагнитные реконструкции, различающиеся в деталях [41, 51, 58, 63].

Однако палеозойские толщи территории Монголии формировались на разных палеоширотах —

близких к Северо-Китайскому блоку и к Сибирскому континенту [12, 38, 63, 64, 91].

Интерпретация палеомагнитных данных по Центрально-Азиатскому складчатому поясу, объяснение их различий имеет ключевое значение для понимания геодинамических процессов, протекавших при закрытии Монголо-Охотского океана.

В настоящей работе мы обобщили и проанализировали результаты палеомагнитных исследований в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), которые были проведены в 1990–2023 гг., на основе совместного анализа палеомагнитных и геологических данных рассмотрены особенности геологического строения и палеомагнетизма ЦАСП на территории Монголии, Тувы, Забайкалья и Восточного Китая.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центральная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) объединяет территории Монголии, Тувы (Россия), Забайкальского края России и Северо-Восточного Китая, геологическое строение которых определяют аккреционные комплексы разновозрастных и разнородных террейнов и перекрывающие их толщи. Одной из основных структур центральной части ЦАСП является Монголо-Охотский подвижный пояс, который образовался в результате закрытия Монголо-Охотской ветви Палеоазиатского океана, существовавшей в палеозое–мезозое [10, 25] (рис. 1).

В структуре центральной части Монголо-Охотского подвижного пояса выделяются Хангайский, Хэнтейский и Агинский сегменты, в которых распространены палеозойские и мезозойские турбидитовые, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Закрытие Монголо-Охотского океана в западной части произошло не позднее перми, в восточной части — в юре [10, 25, 35, 71].

В северной части ЦАСП, севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, в основном развиты раннекаледонские структуры, которые были сформированы в позднем кембрии–раннем палеозое в результате тектонического совмещения микроконтинентов и поздневендских–раннепалеозойских надсубдукционных и океанических комплексов [1, 74] (см. рис. 1).

Южнее Монголо-Охотского подвижного пояса распространены ранне-среднепалеозойские складчатые структуры, объединенные в Центрально-Монгольскую складчатую систему каледонид

[3, 4, 74] (см. рис. 1). Они также подразделяются на Эрендабанский, Идермегский, Тацыингольский, Долиноозерский и Гоби-Алтайский террейны сложного строения, включающие блоки с докембрийским основанием [16, 19, 31, 32, 37].

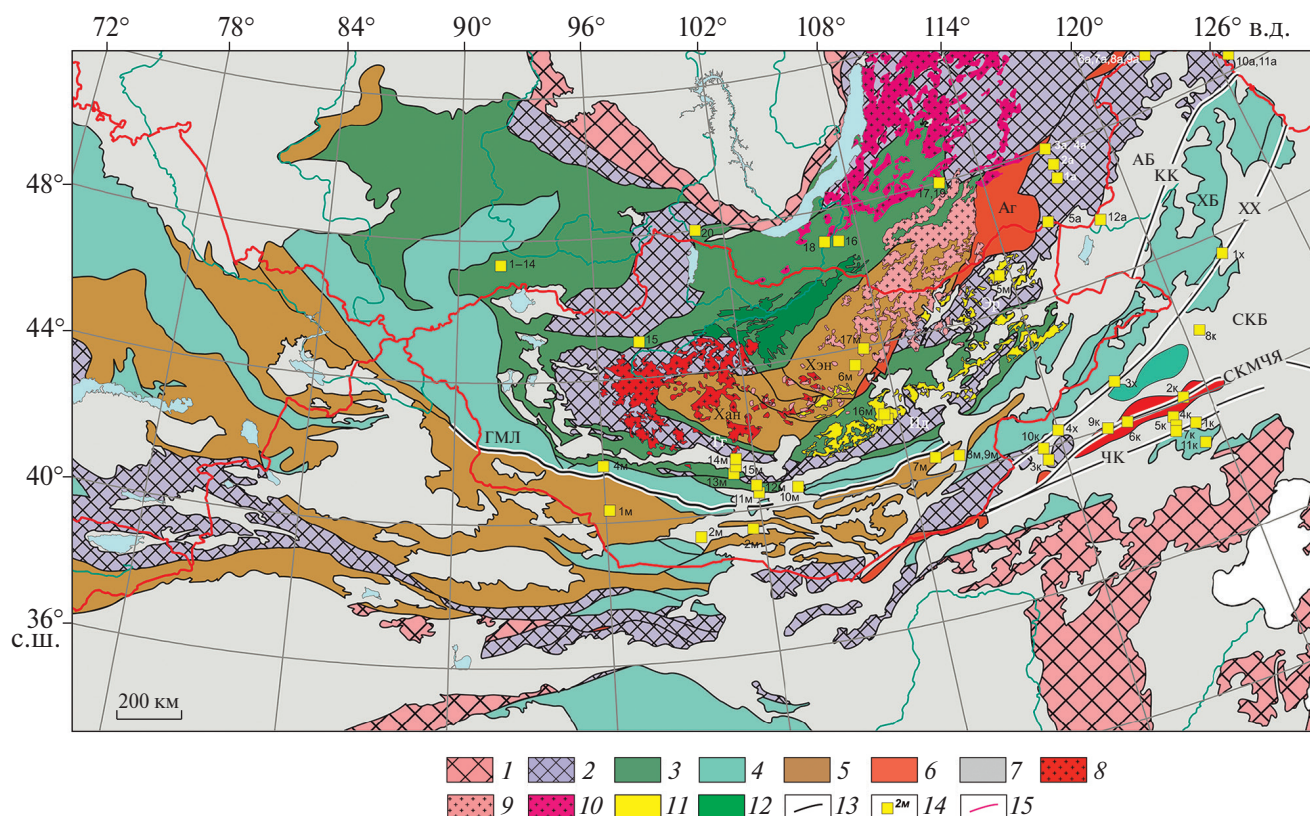
Центрально-Монгольская система каледонид с юга ограничена Главным монгольским линейментом, который отделяет ее от области развития средне-позднепалеозойских (герцинских) структур (см. рис. 1). В пределах герцинид выделяются: Заалтайская зона, сложенная фрагментами палеозойских аккреционных и надсубдукционных систем; Южно-Гобийская зона, представляющая собой блок с древним континентальным основанием, и Солонкерская зона, отвечающая позднепермской–раннетриасовой сuture закрывшегося Палео-Азиатского океана [27].

Докембрийские блоки, участвующие в строении ЦАСП, каледониды и герциниды характеризуются различными Nd модельными возрастами гранитоидов. Для микроконтинентов модельные возрасты — древнее 1-го млрд лет, для каледонид они группируются преимущественно в интервале 800–900 млн лет, для герцинид — ~600 млн лет. Чехольным комплексом для складчатых структур каледонид и герцинид юга России и Монголии служат различно деформированные разновозрастные фанерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи [1, 74].

Восточнее Монголии на юго-востоке России и северо-востоке Китая к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса выделяются Аргунский, Хинганский и Сонгляо-Ксилингхотский геологические блоки, границы которых проходят по сутурам Ксинлин–Ксигвиту, Хейхе–Хегеньшань и Солонкер–Ксар–Морон–Чангчун–Янцзы и разлому Чифенг–Кайван [60] (см. рис. 1).

В основании Аргунского блока присутствуют гранитоиды с возрастом 700–1800 млн лет, неопротерозойские метаосадки и метагранитоиды, а также позднедокембрийские толщи, в которых хондалиты фиксируют Пан-Африканское метаморфическое событие [5]. Чехол на территории Внутренней Монголии в основном сложен додевонскими осадками, на территории России он включает силурийские, девонские, карбоновые осадочные и вулканогенные формации, перекрытые юрско-меловыми вулканогенными и осадочными толщами [56, 60].

Хинганский блок в основном состоит из палеозойских гранитоидов и осадков, перекрытых большим объемом мезозойских вулканических



**Рис. 1.** Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Обозначено: ГМЛ — главный монгольский линеймент. Геологические блоки: АБ — Аргунский, ХБ — Хинганский, СКБ — Сонгляо–Ксилинхотский, Эр — Эрендабанский, Ид — Идермегский, Тц — Тацингольский; сuture: КК — Ксинлин–Ксигвиту, ХХ — Хейхе–Хегеньшань, СКМЧЯ — Солонкер–Ксар–Морон–Чангчун–Янцзы, ЧК — Чифенг–Кайван; сегменты Монголо–Охотского подвижного пояса: Хан — Хангайский; Хэн — Хэнтейский; Аг — Агинский.

1 — фундамент древних кратонов; 2 — микроконтиненты с довендским фундаментом; 3–7 — складчатые области: 3 — венд–раннепалеозойские (ранние каледониды), 4 — ранне–среднепалеозойские (поздние каледониды), 5 — средне–позднепалеозойские (герциниды), 6 — позднепалеозойские–раннемезозойские (индосиниды), 7 — PZ–MZ–CZ — осадочный и вулканогенный платформенный чехол; 8–10 — гранитные батолиты: 8 — Хангайский, 9 — Хэнтейский, 10 — Ангаро–Витимский; 11–12 — вулканический пояс: 11 — Северогобийский, 12 — Селенгинский; 13 — сuture; 14 — район проведения палеомагнитных исследований; 15 — государственная граница

пород и интродуцированных мезозойскими гранитами [60, 81]. Современные геохронологические исследования показали [60], что в структуре присутствуют метаморфические сланцы, образованные по основным магматическим породам с возрастом формирования  $506 \pm 3$  млн лет, риолитам с возрастом 356 млн лет, осадкам с возрастом 485, 439–480 и 391–416 млн лет и мезозойские гранитоиды с возрастом 164–167 млн лет.

В связи с большим количеством фанерозойских геохронологических датировок в ряде работ предполагается, что докембрийского основания в Хинганском блоке не имеется или оно присутствует в виде ограниченных блоков [59, 60, 94]. Изучение Nd-модельных возрастов фанерозойских гранитов всего Северо-Восточного Китая

показало, что Nd-модельные возрасты пород оснований Хинганского и Сонгляо–Ксилинхотского блоков очень близки [80]. С учетом этих данных было высказано предположение, что Хинганский блок — это коллаж надсубдукционных террейнов, который развивался вдоль западной окраины блока Сонгляо–Ксилинхот, или что Хинганский блок был обособлен от блока Сонгляо–Ксилинхот в результате окраинно-континентального рифтинга [60].

Структура Сонгляо–Ксилинхотского блока перекрыта толщами мезозойских осадков мощностью 10 км. Современные геохронологические исследования детритовых цирконов из магматических и осадочных пород показали, что основание блоков включает [60]:



- докембрийские метадiorиты (839 млн лет);
- метагаббро (1793 млн лет);
- гнейсы (1516, 1390 млн лет);
- слюдяные кварциты (1180 млн лет);
- метаосадки (1026, 1005 млн лет);
- неопротерозойские толщи метапесчаников с возрастaми 757 и 843 млн лет.

Приведенные данные послужили основанием исследователям предположить, что в структуре блока присутствует докембрийское основание [86].

Перекрывающий комплексы основания вулканогенно-осадочный чехол блока сложен палеозойскими и мезозойскими породами [79]. В блоке установлены два этапа внедрения гранитоидов — в раннем палеозое и позднем триасе—средней юре [81].

Nd-модельные возрастa гранитоидов южной части Сонгляо—Ксилингхотского блока отличаются от модельных возрастa пород его северной части и близки к модельным возрастa пород Северо-Китайского блока [79, 80]. Есть мнение, что основание южной части Сонгляо—Ксилингхотского блока аналогично основанию Северо-Китайского блока [60].

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

### *Методы исследования*

В данной работе проводится анализ палеомагнитных данных по центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), полученных для фанерозойских толщ вулканогенно-осадочных чехлов, которые перекрывают и запечатывают покровно-складчатые структуры каледонид и герцинид Монголии, Тувы, Забайкальского края России и структуры складчатых оснований блоков на территории Северо-Восточного Китая (см. рис. 1, табл. 1).

Все приведенные палеомагнитные данные получены с применением современных методик, которые включают полную чистку и компонентный анализ намагниченности образцов. Изученные толщи датированы либо по комплексам макро- и микрофауны и флоры, либо методами абсолютной геохронологии (см. табл. 1).

Первичная природа направлений намагниченности, по которым были рассчитаны палеомагнитные полюсы, имеет различное обоснование. Для большинства толщ были использованы разнообразные палеомагнитные тесты (обращения, складки, галек, контактов). Эти палеомагнит-

ные определения мы рассматриваем как наиболее надежные. Для других толщ использование палеомагнитных тестов было невозможно, но, тем не менее, авторы рассматривают выделенные направления намагниченности как близкие к первичным. Мы используем те из них, которые были получены без методических погрешностей, и только в том случае, если эти направления намагниченности значимо отличаются от возможных направлений полей перемагничивания. В частности, на территории Монголии, Восточного Китая и Тарима было широко распространено позднекарбон—пермское и третичное перемагничивание пород [14, 93].

Из анализа были исключены палеомагнитные данные по гранитному массиву Хан-Богд Южной Монголии [13]. Большинство палеомагнитных направлений были получены по роговикам экзоконтакта и для закалочных зон гранитов при предположении, что гранитный массив не был деформирован. Если граниты были даже незначительно деформированы, то палеомагнитные данные были искажены.

Мы не использовали палеомагнитные данные по Южной Монголии, опубликованные в работе [44]. Вся обсуждаемая в статье намагниченность — вторичная, и ее использование возможно для анализа деформаций пород, но не для расчета палеоширот и палеомагнитных полюсов.

Направления намагниченности, рассчитанные для триасовых пород Селенгинского вулканического пояса, протягивающегося к северу от Монголо-Охотского подвижного пояса, резко отличаются от ожидаемого Сибирского направления намагниченности и совпадают по наклонению с ожидаемым направлением для Северо-Китайского блока [63]. Для пород проведен неполный компонентный анализ. Для большинства образцов выполнено 3—4 нагрева. Интерпретировать данные сложно, так как в статье направления намагниченности приведены только в древней системе координат. Из 6-ти исследованных блоков андезитов и туффилов направления 5-ти имеют обратную полярность, 1-го блока — прямую полярность. Средние направления намагниченности блоков статистически не совпадают в древней системе координат, в том числе — по наклонениям. Разброс средних наклонений намагниченности составляет от 34° до 69°. Подчеркнем также, что палеомагнитные данные [63] противоречат геологическим данным [6], свидетельствующим о том, что магматизм пермо—триасового Селенгинского

**Таблица 1.** Палеомагнитные данные по фанерозойским толщам Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП)

| Номер<br>объекта<br>палеомаг-<br>нитного<br>исследо-<br>вания                                         | Возраст                        | Палеомагнитный<br>полюс |                      |                     | Палео-<br>широта<br>(°) | Сравнение с Сибир-<br>ским континентом            |                         | Сравнение с Се-<br>веро-Китайским<br>блоком |                         | Палеомаг-<br>нитные<br>тесты/<br>(ссылки) |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------------------------|----------------------|---------------------|-------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------------|-------------------------|-------------------------------------------|
|                                                                                                       |                                | $\Lambda(^{\circ})^{*}$ | $\Phi(^{\circ})^{*}$ | $A95(^{\circ})^{*}$ |                         | $F \pm \Delta F$<br>(°)                           | $R \pm \Delta R$<br>(°) | $F \pm \Delta F$<br>(°)                     | $R \pm \Delta R$<br>(°) |                                           |
| Толщи, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса<br>(точка 51° с.ш., 91° в.д.)        |                                |                         |                      |                     |                         |                                                   |                         |                                             |                         |                                           |
| 1                                                                                                     | O <sub>1-2</sub>               | 127                     | −41                  | 5.4                 | 4–12° ю.ш.              | 4 ± 11                                            | 5 ± 12                  | —                                           | —                       | F+/( [53] )                               |
| 2                                                                                                     | S                              | 146.8                   | 5.1                  | 5.3                 | 21–31° с.ш.             | −16 ± 6                                           | −33 ± 7                 | —                                           | —                       | F+, R+/<br>( [15] )                       |
| 3                                                                                                     | S <sub>2</sub>                 | 100                     | −17.5                | 3.6                 | —                       | −10 ± 6                                           | 25 ± 6                  | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 4                                                                                                     | S <sub>2</sub>                 | 113                     | −10                  | 7.9                 | —                       | −15 ± 7                                           | 9.1 ± 9.6               | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 5                                                                                                     | S <sub>2</sub>                 | 142                     | 3.2                  | 15.6                | —                       | −16 ± 13                                          | −26 ± 18                | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 6                                                                                                     | S <sub>2</sub>                 | 80.4                    | −13.7                | 6.3                 | —                       | −13 ± 6                                           | 44 ± 8                  | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 7                                                                                                     | S <sub>2</sub> –D <sub>1</sub> | 63.7                    | −13.3                | 5.8                 | —                       | −9 ± 6                                            | 61 ± 8                  | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 8                                                                                                     | S <sub>2</sub> –D <sub>1</sub> | 113.1                   | −12                  | 8                   | —                       | −14 ± 8                                           | 8 ± 10                  | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 9                                                                                                     | D <sub>1</sub>                 | 99.6                    | −9                   | 10.34               | —                       | 4 ± 10                                            | 25 ± 15                 | —                                           | —                       | −/( [36] )                                |
| 9а (сред-<br>нее по<br>накло-<br>нениям<br>3–9)                                                       | S <sub>2</sub> –D <sub>1</sub> | —                       | —                    | —                   | 22–27° с.ш.             | −14 ± 4                                           | —                       | —                                           | —                       | Fn+, R+/<br>( [36] )                      |
| 10                                                                                                    | D <sub>2</sub>                 | 106                     | −13                  | 7                   | 19–30° с.ш.             | −11 ± 8                                           | 19 ± 12                 | —                                           | —                       | F+, R+/<br>( [15] )                       |
| 11                                                                                                    | D <sub>2</sub>                 | 35.8                    | 0.6                  | 7.1                 | —                       | —                                                 | 96 ± 12                 | —                                           | —                       | F±/( [15] )                               |
| 12                                                                                                    | D <sub>3</sub> <sup>1</sup>    | 139.8                   | 3.7                  | 9.3                 | 21–36° с.ш.             | 3 ± 9                                             | 13 ± 13                 | —                                           | —                       | Fn+/( [15] )                              |
| 13                                                                                                    | D <sub>3</sub> <sup>2</sup>    | 135                     | 48.3                 | 13.9                | 50–76° с.ш.             | Палео-<br>маг-<br>нитный<br>полюс не<br>определен | —                       | —                                           | —                       | F+/( [15] )                               |
| 14                                                                                                    | C <sub>1</sub>                 | 138                     | 55                   | 7                   | 55–69° с.ш.             | 2 ± 5                                             | −80 ± 19                | —                                           | —                       | F+/( [53] )                               |
| 15                                                                                                    | 260                            | 127.1                   | 58.4                 | 11                  | 62–80° с.ш.             | −7 ± 5                                            | −6 ± 26                 | —                                           | —                       | F+/( [13] )                               |
| 16                                                                                                    | P <sub>2</sub>                 | 151                     | 53,1                 | 9                   | 43–71° с.ш.             | 0 ± 7.5                                           | −17 ± 24                | —                                           | —                       | F+/( [55] )                               |
| 17                                                                                                    | J <sub>3</sub>                 | 161                     | 64.4                 | 7                   | 39–63° с.ш.             | −3.3 ± 7                                          | 21 ± 17                 | —                                           | —                       | Тесты<br>не проводи-<br>лись/( [21] )     |
| 18                                                                                                    | 155                            | 166.8                   | 63.6                 | 8.5                 | 42–59° с.ш.             | 6 ± 5                                             | 14 ± 14                 | —                                           | —                       | C+/( [23] )                               |
| 19                                                                                                    | 155                            | 161                     | 64.4                 | 7                   | 46–60° с.ш.             | 4 ± 4.3                                           | 14 ± 13                 | —                                           | —                       | R+/( [55] )                               |
| 20                                                                                                    | 19.9                           | 186.5                   | 69.8                 | 9.3                 | 38–54° с.ш.             | 5.6 ± 5.5                                         | 20 ± 12.7               | —                                           | —                       | R±/( [49] )                               |
| Толщи внутренней части Монголо-Охотского подвижного пояса<br>Монголия (точка 44° с.ш., 104° в.д.)     |                                |                         |                      |                     |                         |                                                   |                         |                                             |                         |                                           |
| 6 м                                                                                                   | 315                            | 356                     | 43.5                 | 2.9                 | 16–21° с.ш.             | 36 ± 5                                            | −159 ± 14               | 2 ± 15                                      | 15 ± 19                 | F+, P/<br>( [64] )                        |
| 17 м                                                                                                  | P <sub>1</sub>                 | 335.1                   | 44.8                 | 11.6                | 2–19° с.ш.              | 64 ± 14                                           | −89 ± 60                | 12 ± 13                                     | 20 ± 12                 | Тесты<br>не проводи-<br>лись/( [63] )     |
| Толщи, расположенные южнее Монголо-Охотского подвижного пояса<br>Монголия (точка 44° с.ш., 104° в.д.) |                                |                         |                      |                     |                         |                                                   |                         |                                             |                         |                                           |
| 1 м                                                                                                   | 330                            | 272                     | 80.5                 | 5.5                 | 30–41° с.ш.             | 16 ± 6                                            | −109 ± 15               | −40 ± 8                                     | 85 ± 8                  | Fn+/( [38] )                              |
| 2 м                                                                                                   | 316                            | 154.5                   | 32.2                 | 7.8                 | 43–57° с.ш.             | 3 ± 6                                             | −23 ± 17                | −31 ± 16                                    | 152 ± 21                | F+/( [12] )                               |
| 4 м                                                                                                   | 285                            | 95                      | 71                   | 8.7                 | 54–70° с.ш.             | 5 ± 5                                             | −108 ± 24               | −36 ± 5                                     | 40 ± 16                 | F+/( [12] )                               |

Продолжение Табл. 1

| Номер<br>объекта<br>палеомаг-<br>нитного<br>исследо-<br>вания                                   | Возраст                                   | Палеомагнитный<br>полюс |                    |                   | Палео-<br>широта<br>(°) | Сравнение с Сибир-<br>ским континентом |                         | Сравнение с Се-<br>веро-Китайским<br>блоком |                         | Палеомаг-<br>нитные<br>тесты/<br>(ссылки) |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------|--------------------|-------------------|-------------------------|----------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------------|-------------------------|-------------------------------------------|
|                                                                                                 |                                           | $\Lambda(^{\circ})^*$   | $\Phi(^{\circ})^*$ | $A95(^{\circ})^*$ |                         | $F \pm \Delta F$<br>(°)                | $R \pm \Delta R$<br>(°) | $F \pm \Delta F$<br>(°)                     | $R \pm \Delta R$<br>(°) |                                           |
| 5 м                                                                                             | 283                                       | 76.8                    | -14.9              | 5.7               | 21–31° с.ш.             | $37 \pm 5$                             | $108 \pm 19$            | $-5 \pm 5$                                  | $-105 \pm 7$            | F+, P/<br>([91])                          |
| 7 м                                                                                             | 331                                       | 320                     | 46                 | 2                 | 4–7° с.ш.               | $59 \pm 5$                             | $-136 \pm 14$           | $3 \pm 7$                                   | $58 \pm 7$              | F+, R+, P/<br>([64])                      |
| 8 м                                                                                             | 130                                       | 194.7                   | 74.6               | 2.9               | 40–44° с.ш.             | $-1 \pm 4$                             | $-0.6 \pm 8$            | $-0.3 \pm 3$                                | $10 \pm 6$              | F+, R+/<br>([65])                         |
| 9 м                                                                                             | 155                                       | 232.5                   | 74.7               | 3.7               | 31–37° с.ш.             | $18 \pm 4$                             | $-6 \pm 9$              | $-7 \pm 10$                                 | $-6 \pm 14$             | F+, R+/<br>([65])                         |
| 10 м                                                                                            | Прим<br>95                                | 195                     | 84.7               | 6.6               | 37–50° с.ш.             | $2 \pm 5$                              | $-4 \pm 12$             | $-5 \pm 8$                                  | $-15 \pm 14$            | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([50])       |
| 11 м                                                                                            | 118-98                                    | 159                     | 80.5               | 5.7               | 43–54° с.ш.             | $-2 \pm 3$                             | $-4 \pm 8$              | $-5 \pm 4$                                  | $1 \pm 9$               | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([50])       |
| 12 м                                                                                            | 124-92                                    | 158.4                   | 80.8               | 2.5               | 47–51° с.ш.             | $-2 \pm 4$                             | $-0.5 \pm 9$            | $-5 \pm 3$                                  | $0.4 \pm 6$             | F+/( [76] )                               |
| 13 м                                                                                            | 39.4                                      | 202.6                   | 72                 | 7.3               | 33–46° с.ш.             | $8 \pm 5$                              | $12 \pm 10$             | $3 \pm 5$                                   | $20 \pm 9$              | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([49])       |
| 14 м                                                                                            | 29.8                                      | 275.6                   | 81.9               | 4.1               | 32–40° с.ш.             | $11 \pm 3$                             | $-10 \pm 6$             | $6 \pm 3$                                   | $-2 \pm 6$              | R+/( [49] )                               |
| 15 м                                                                                            | 12.7                                      | 178.0                   | 71.6               | 16.3              | 33–62° с.ш.             | $1 \pm 9$                              | $19 \pm 20$             | $-2 \pm 9$                                  | $22 \pm 20$             | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([49])       |
| 16 м                                                                                            | C <sub>3</sub>                            | 320.1                   | 37.5               | 10.4              | 10° ю.ш. –<br>5° с.ш.   | $74 \pm 13$                            | $-140 \pm 18$           | $34 \pm 22$                                 | $40 \pm 20$             | R±/( [63] )                               |
| 18 м                                                                                            | K                                         | 252.8                   | 86.9               | 21.4              | 26–63° с.ш.             | $-20 \pm 27$                           | $0 \pm 13$              | $-9 \pm 26$                                 | $1 \pm 13$              | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([63])       |
| <i>Внутренняя Монголия и Восточное Забайкалье</i><br>Аргунский блок (точка 51° с.ш., 123° в.д.) |                                           |                         |                    |                   |                         |                                        |                         |                                             |                         |                                           |
| 1a                                                                                              | P <sub>2</sub>                            | 183.9                   | 8.3                | 12                | 16–35° с.ш.             | $40 \pm 10$                            | $40 \pm 20$             | $-8 \pm 10$                                 | $145 \pm 14$            | R±/( [55] )                               |
| 2a                                                                                              | J <sub>2–3</sub>                          | 261.8                   | 68.6               | 4.1               | 30–37° с.ш.             | $25 \pm 4$                             | $1 \pm 11$              | $6 \pm 8$                                   | $-11 \pm 15$            | R±/( [55] )                               |
| 3a                                                                                              | J <sub>3</sub>                            | 275.9                   | 73.3               | 6.3               | 31–41° с.ш.             | $14 \pm 5$                             | $-17 \pm 11$            | $3 \pm 9$                                   | $-19 \pm 16$            | F±/( [41] )                               |
| 4a                                                                                              | 125–133                                   | 61.8                    | 86.8               | 7.3               | 46–60° с.ш.             | $1 \pm 4$                              | $-23 \pm 11$            | $-1 \pm 4$                                  | $-17 \pm 12$            | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([41])       |
| 5a                                                                                              | 120                                       | 322.4                   | 70.8               | 5.2               | 28–38° с.ш.             | $18 \pm 4$                             | $27 \pm 7$              | $16 \pm 4$                                  | $-21 \pm 8$             | F+/( [41] )                               |
| 6a                                                                                              | D <sub>1</sub><br>417–395                 | 6.3                     | 21.6               | 7.5               | -4–7° с.ш.              | $54 \pm 10$                            | $116 \pm 12$            | $34 \pm 12$                                 | $-37 \pm 13$            | R+/( [56] )                               |
| 7a                                                                                              | D <sub>1</sub> –D <sub>2</sub><br>395–381 | 345.3                   | 26.3               | 9                 | -11 –<br>-3° с.ш.       | $65 \pm 11$                            | $135 \pm 14$            | $45 \pm 13$                                 | $-18 \pm 14$            | R+/( [56] )                               |
| 8a                                                                                              | D <sub>2</sub> –D <sub>3</sub><br>381–372 | 12.9                    | 24.6               | 12.1              | -1–16° с.ш.             | $51 \pm 14$                            | $155 \pm 17$            | $23 \pm 16$                                 | $-40 \pm 17$            | Тесты<br>не проводи-<br>лись/([56])       |
| 9a                                                                                              | D <sub>3</sub><br>372–363                 | 352.4                   | 40.5               | 12.3              | 3–21° с.ш.              | $43 \pm 13$                            | $178 \pm 17$            | $15 \pm 15$                                 | $-17 \pm 17$            | F+/( [56] )                               |
| 10a                                                                                             | C <sub>1</sub><br>363–333                 | 31.6                    | 39.8               | 12.5              | 21–40° с.ш.             | $29 \pm 10$                            | $86 \pm 20$             | $-55 \pm 12$                                | $8 \pm 16$              | F+/( [56] )                               |

Окончание Табл. 1

| Номер объекта палеомагнитного исследования         | Возраст              | Палеомагнитный полюс  |                    |                   | Палео-широта (°) | Сравнение с Сибирским континентом |                             | Сравнение с Северо-Китайским блоком |                             | Палеомагнитные тесты/ (ссылки) |
|----------------------------------------------------|----------------------|-----------------------|--------------------|-------------------|------------------|-----------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|
|                                                    |                      | $\Lambda(^{\circ})^*$ | $\Phi(^{\circ})^*$ | $A95(^{\circ})^*$ |                  | $F \pm \Delta F (^{\circ})$       | $R \pm \Delta R (^{\circ})$ | $F \pm \Delta F (^{\circ})$         | $R \pm \Delta R (^{\circ})$ |                                |
| 11a                                                | $J_{2-3}$<br>178–157 | 37.9                  | 46                 | 11.2              | 28–47° с.ш.      | $22 \pm 8$                        | $-76 \pm 17$                | $3 \pm 11$                          | $-88 \pm 20$                | F+/(56)                        |
| 12a                                                | $J_3$                | 254.8                 | 73                 | 7.8               | 32–45° с.ш.      | $13 \pm 6$                        | $-9 \pm 12$                 | $6 \pm 9$                           | $-13 \pm 17$                | F+, R+/(93)                    |
| Хинганский блок (точка 45° с.ш., 121° в.д.)        |                      |                       |                    |                   |                  |                                   |                             |                                     |                             |                                |
| 1х                                                 | $J_3$                | 224.6                 | 62.4               | 4.9               | 29–38° с.ш.      | $12 \pm 6$                        | $10 \pm 10$                 | $-0.3 \pm 9$                        | $8 \pm 15$                  | R+/(93)                        |
| 3х                                                 | 320–296              | 212.8                 | 63.3               | 3.8               | 36–42° с.ш.      | $18 \pm 5$                        | $-102 \pm 18$               | $-30 \pm 3$                         | $73 \pm 5$                  | F+/(88)                        |
| 4х                                                 | 300–280              | 184                   | 51.5               | 6.6               | 43–55° с.ш.      | $20 \pm 5$                        | $-91 \pm 41$                | $-38 \pm 4$                         | $95 \pm 9$                  | F+/(88)                        |
| Сонгляо-Ксилинхот блок (точка 45° с.ш., 121° в.д.) |                      |                       |                    |                   |                  |                                   |                             |                                     |                             |                                |
| 1к                                                 | $P_2$                | 341.7                 | 51.9               | 6.8               | 9–17° с.ш.       | $55 \pm 7$                        | $-76 \pm 14$                | $3 \pm 7$                           | $13 \pm 8$                  | R+/(93)                        |
| 2к                                                 | $C_3$                | 338.1                 | 32.6               | 4.4               | –8 –<br>–2° с.ш. | $86 \pm 6$                        | $-168 \pm 18$               | $30 \pm 18$                         | $22 \pm 19$                 | F+/(93)                        |
| 3к                                                 | $D_3$                | 349.1                 | 46.8               | 20                | –3–28° с.ш.      | $47 \pm 21$                       | $-171 \pm 24$               | $8 \pm 23$                          | $-12 \pm 25$                | R+/(90)                        |
| 4к                                                 | $P_2$                | 3.7                   | 48.7               | 6.9               | 14–24° с.ш.      | $46 \pm 7$                        | $-90 \pm 14$                | $-6 \pm 7$                          | $-1 \pm 8$                  | F+, R+/(90)                    |
| 5к                                                 | 250                  | 350.6                 | 64.2               | 5.7               | 21–31° с.ш.      | $36 \pm 5$                        | $-74 \pm 13$                | $-6 \pm 7$                          | $8 \pm 9$                   | F+/(8)                         |
| 6к                                                 | 280                  | 246.1                 | 41.6               | 7.5               | 4–15° с.ш.       | $68 \pm 10$                       | $35 \pm 140$                | $9 \pm 8$                           | $76 \pm 9$                  | F+, P+/(87)                    |
| 7к                                                 | 265                  | 342                   | 57.4               | 4.3               | 15–21° с.ш.      | $54 \pm 8$                        | $-25 \pm 140$               | $-5 \pm 5$                          | $15 \pm 6$                  | F+/(66)                        |
| 8к                                                 | 313–292              | 102.4                 | –12.8              | 5.4               | 26–35° с.ш.      | $27 \pm 6$                        | $64 \pm 18$                 | $-29 \pm 18$                        | $-106 \pm 20$               | F+, R+/(89)                    |
| 9к                                                 | 281–286              | 17.6                  | 38.4               | 4                 | 15–21° с.ш.      | $53 \pm 5$                        | $158 \pm 4$                 | $-5 \pm 5$                          | $-16 \pm 5$                 | R+/(67)                        |
| 10к                                                | $C_3-P_1$            | 334.4                 | 58.8               | 5.2               | 13–21° с.ш.      | $55 \pm 6$                        | $-166 \pm 41$               | $-11 \pm 18$                        | $34 \pm 20$                 | F+/(58)                        |
| 11к                                                | $C_3$                | 355                   | 53.1               | 4.8               | 15–23° с.ш.      | $42 \pm 6$                        | $-168 \pm 18$               | $-14 \pm 18$                        | $21 \pm 20$                 | F+/(58)                        |

Примечание. \* — Координаты палеомагнитных полюсов:  $\Lambda(^{\circ})$  — долгота,  $\Phi(^{\circ})$  — широта,  $A95(^{\circ})$  — круг доверия; сравнение с Сибирскими и Северо-Китайскими палеомагнитными полюсами:  $F = I$  — ожидаемое,  $I$  — измеренное;  $R = D$  — измеренное,  $D$  — ожидаемое;  $\Delta R$ ,  $\Delta F$  — погрешности расчета разностей (по [39,42]); F+ — положительный тест складки, Fp+ — положительный тест складки по наклонению; R+ — положительный тест обращения, R± — группы направлений разной полярности, при этом тест обращения неопределенный; C+ — положительный тест галек; для определения объекта №11: F± — намагниченность включает 80% доскладчатой и 20% синскладчатой намагниченности (определение используется только для оценки вращений толщ вокруг вертикальной оси); P — проведено петромагнитное исследование носителей намагниченности.

пояса сшивает структуры северного обрамления Монголо-Охотского подвижного пояса с краевой частью Сибирского континента, объединяя их в единую структуру. Поэтому, палеомагнитные данные по Селенгинскому вулканическому поясу были нами отбракованы.

Остальные палеомагнитные данные были взяты нами для проведения анализа (см. табл. 1).

В статье использована траектория кажущейся миграции магнитного полюса (ТКМП) для Сибирского континента, опубликованная в работе [24]. Для Северо-Китайского блока использованы ТКМП, приведенные в [51, 82], а также палео-

магнитные определения для указанных блоков [65, 84], опубликованные после издания работ [51, 82]. Для сравнения палеомагнитных полюсов Центрально-Азиатского складчатого пояса с траекторией кажущейся миграции магнитного полюса Сибирского континента и Северо-Китайского блока использовались методы, изложенные в [39, 42].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ палеомагнитных данных показал, что в рассматриваемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса выявлена зональность



в распределении направлений первичных компонент намагниченности пород (см. табл. 1). По результатам анализа было выделено четыре зоны:

- территории севернее Монголо-Охотского подвижного пояса (Республика Тыва (Россия), Забайкальский край России, северная часть Монголии);
- Монголо-Охотский подвижный пояс;
- западная часть Южной Монголии;
- восточная часть Южной Монголии и Северо-Восточный Китай.

*Палеомагнетизм геологических толщ севернее Монголо-Охотского подвижного пояса*

Большинство направлений первичных компонент намагниченности пород, расположенных севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, близки по наклонению и склонению к ожидаемым сибирским направлениям намагниченности, рассчитанным из соответствующих по возрасту палеомагнитных полюсов Сибирского континента [24] (см. табл. 1, рис. 2).

Палеошироты формирования толщ статистически совпадают с ожидаемыми сибирскими палеоширотами для ордовикского периода, начала позднего девона, раннего карбона и поздней перми [12, 15, 53]. Палеошироты силурийских и среднедевонских толщ статистически отличаются от ожидаемых сибирских палеоширот, но достаточно близки к ним [15, 36, 53]. Возможно, что отличия девонских палеоширот связаны с тем, что ранне-среднедевонский палеомагнитный полюс Сибирского континента рассчитан по метакронной намагниченности [24]. Также мы не исключаем незначительное отличие по возрасту компонент намагниченности, выделенных в толщах Тувы, и компонент, по которым рассчитывались палеомагнитные полюсы Сибирского континента. Кривые широтного перемещения этих районов отличаются незначительно и, по-видимому, Сибирь, Тува и часть Монголии к северу от Монго-

ло-Охотского пояса, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело в составе Сибирского континента (см. рис. 2).

В этом случае каледонские структуры, вероятно, образовывались на южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента в результате аккреции к ней докембрийских микроконтинентов и террейнов венд–кембрийских надсубдукционных систем. Тем не менее, в работе [29] на основе биостратиграфических данных рассматривается предположение, что раннепалеозойские толщ Тувы могли накапливаться на удалении от Сибирского континента, поэтому палеомагнитные и биостратиграфические данные по раннему палеозою Тувы нуждаются в дальнейшем подтверждении.

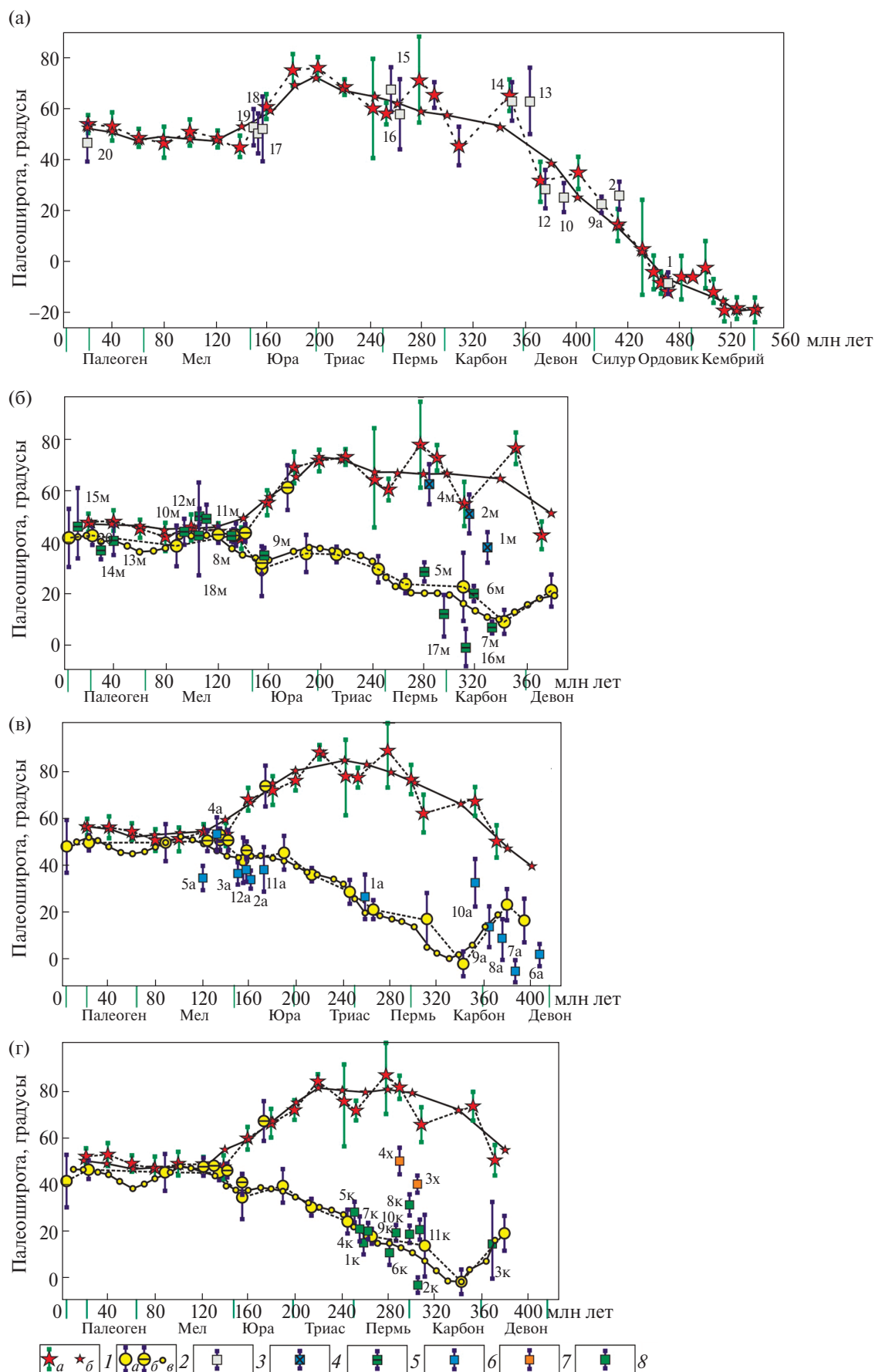
Максимальный угол отклонения склонений намагниченности большинства исследованных толщ от “ожидаемых” сибирских склонений составляет  $15^{\circ}$ – $20^{\circ}$  против или по часовой стрелке (см. табл. 1, рис. 3, рис. 4).

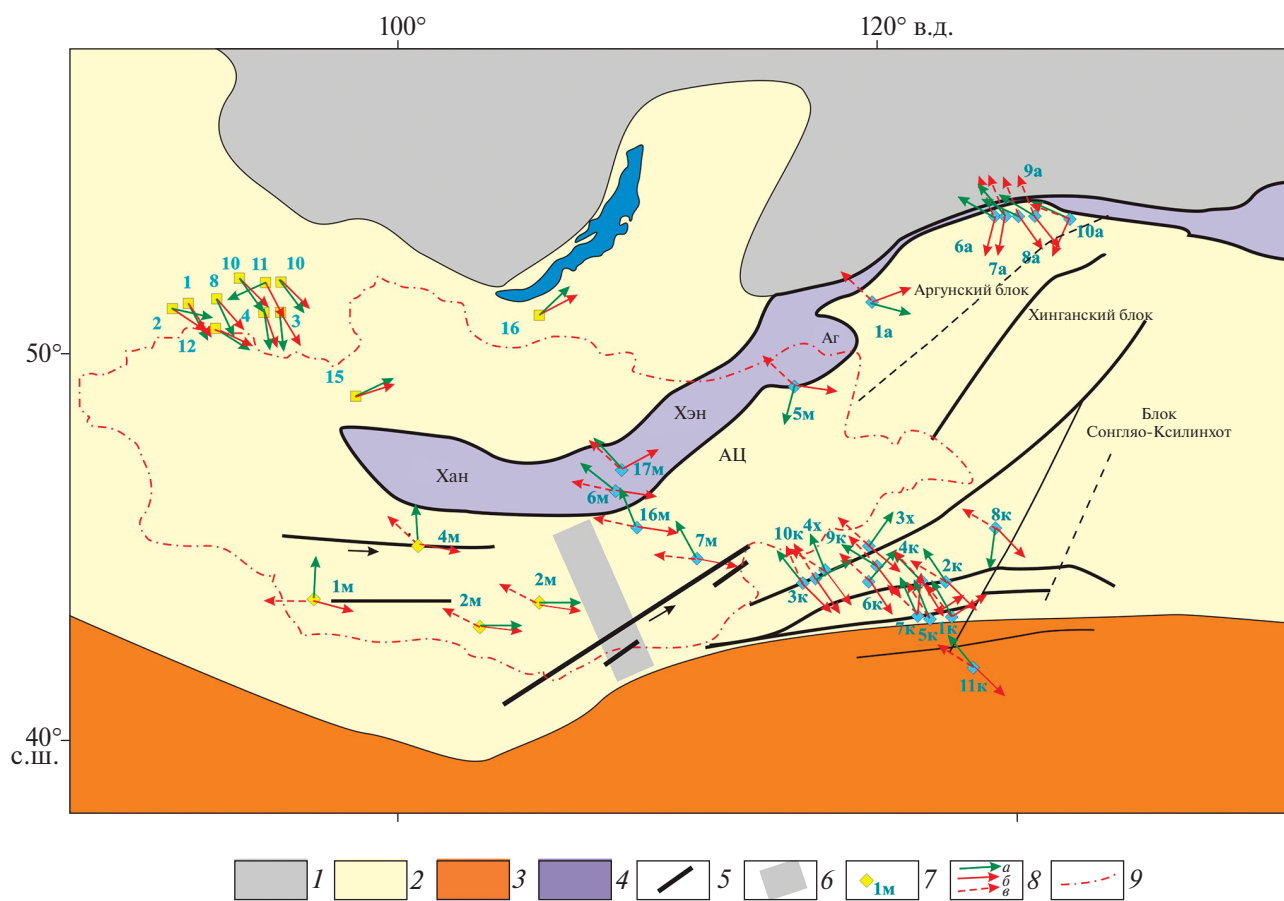
Такие незначительные различия в склонениях намагниченности могут быть объяснены слабым вращением геологических блоков при уплотнении геологической структуры. Толщ отдельных блоков в Туве сильно развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибирского континента — это среднедевонские и некоторые силурийские толщ [15, 36] (см. табл. 1, объект 11). В частности, аномальные склонения намагниченности среднедевонских толщ отличаются от сибирских склонений более чем на  $80^{\circ}$ :  $R=95.5$ ,  $\Delta R=12$  [39, 42] (см. табл. 1, объект 11). Эти породы интенсивно деформированы, залегание пластов субвертикальное. Их выходы обособлены разломами от блоков, в пределах которых среднедевонские толщ обладают склонениями намагниченности, слабо отличающимися от сибирских склонений. Полагаем, что аномальные склонения намагниченности были вызваны вращением толщ вокруг вертикальной оси, которые связаны со сдвиговыми перемещениями.

**Рис. 2.** Широтное положение фанерозойских геологических толщ Сибирского континента, центральной части (Тува, юг и юго-восток Байкальского края России, Монголия, Восточный Китай) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и Северо-Китайского блока.

На шкале показаны (стрелки зеленым) границы геологических систем. Цифры на диаграммах — номер объекта палеомагнитного исследования (см. табл. 1).

1–2 — палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов: 1 — Сибирского континента: а — без использования сплайн модели, б — с использованием сплайн модели (по [24]), 2 — Северо-Китайского блока: а–б — без использования сплайн-модели (а — по [51, 82], б — по [65, 84]), в — с использованием сплайн модели [51, 82]; 3–8 — палеошироты с доверительными интервалами толщ расположенных на территории: 3 — севернее Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП), 4 — западной части Южной Монголии, 5 — восточной части Южной Монголии, 6–8 — блоков Восточного Китая, 6 — Аргунского блока, 7 — Хингайского блока, 8 — Сонглио–Ксилнхотского блока





**Рис. 3.** Распределение склонений намагниченности палеозойских толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Сегменты Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП): Хан — Хангайский, Хэн — Хэнтейский, Аг — Агинский сегменты; сutura: АЦ — Ада-Цагская.

Цифры на схеме — номер объекта палеомагнитного исследования (см. табл. 1).

1 — Сибирский континент; 2 — Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП); 3 — Северо-Китайский блок; 4 — Монголо-Охотский подвижный пояс (МОПП); 5 — разломы; 6 — предполагаемая тектоническая граница между западными и восточными блоками Южной Монголии; 7 — районы исследования толщ; 8 — склонения намагниченности исследованных толщ, рассчитанные: а — для данных толщ, б — из палеомагнитных полюсов Сибирского континента, в — из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока; 9 — государственная граница

Учитывая то, что среднедевонские толщи перекрыты слабо деформированными и не испытывавшими вращения в горизонтальной плоскости раннекарбонowymi толщами, время сдвиговых деформаций можно оценить как позднедевонское [53]. Близкие возрасты деформаций отмечаются и западнее в Телецкой зоне Горного Алтая [2]. Возможно, эти деформации связаны с аккреционными процессами в Монгольском Алтае, которые протекали на границе девона и карбона 370–356 млн лет назад [20].

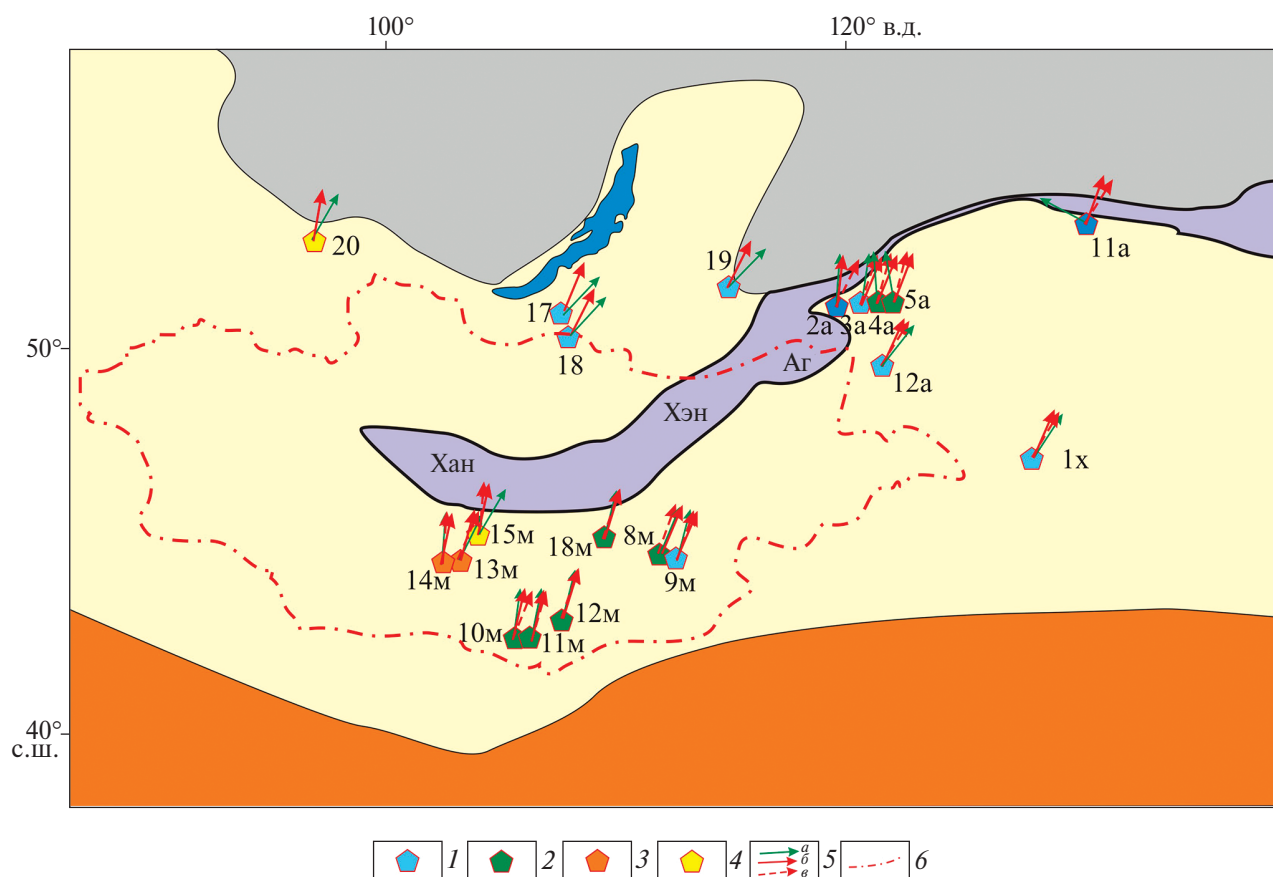
#### Палеомагнетизм геологических толщ МОПП

Из толщ восточной части Монголо-Охотского подвижного пояса имеются два палеомагнитных определения (см. табл. 1):

— первое определение получено для толщ серии Алтан-Ово (см. табл. 1: 6 м) [64];

— второе определение получено по раннепермским андезитам и туфам (см. табл. 1: 17 м), которые по координатам, приведенным в [63], также находятся в структуре Монголо-Охотского подвижного пояса.

Палеошироты толщи с возрастом 315 млн лет близки к палеоширотам Северо-Китайского блока при корректировке данных на занижение наклонения намагниченности [51, 64] (см. табл. 1: 6 м). Склонение намагниченности этой толщи также близко к ожидаемому северо-китайскому склонению, рассчитанному из позднекарбонowego палеомагнитного полюса для Северо-Китайского блока [51].



**Рис. 4.** Распределение склонений намагниченности мезозойских и кайнозойских толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

1–4 — исследованные толщи: 1 — юрские; 2 — меловые; 3 — палеогеновые; 4 — неогеновые; 5 — склонения намагниченности исследованных толщ, рассчитанные: а — для данных толщ, б — из палеомагнитных полюсов Сибирского континента, в — из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока; 6 — государственная граница

Раннепермское палеомагнитное определение статистически не отличается от ожидаемого северо-китайского направления по наклонению и незначительно отличается по склонению (см. табл. 1: 17 м). То есть, по палеомагнитным данным позднекарбоновые и раннепермские толщи Монголо-Охотского подвижного пояса были сформированы на тех же широтах, что и Северо-Китайский блок.

Исследованные толщи серии Алтан-Ово формировались одновременно с зарождением Ада-Цагской части Монголо-Охотского палеоокеана [97]. Они сложены большими объемами терригенных пород и включают пачки туфов [64]. Очевидно, что эти породы были сформированы рядом с источником терригенного сноса и вулканического материала, которым могла служить Ада-Цагская островная дуга, возникшая, судя по палеомагнитным данным, на близких к Северо-Китайскому блоку широтах. Тем не менее, толщи серии Алтан-Ово вместе с толщами серий

Горки, Сергилен и Оргич залегают в структуре южной вергентности, образование которой связывается с субдукцией на север под структуры Сибирского континента [68].

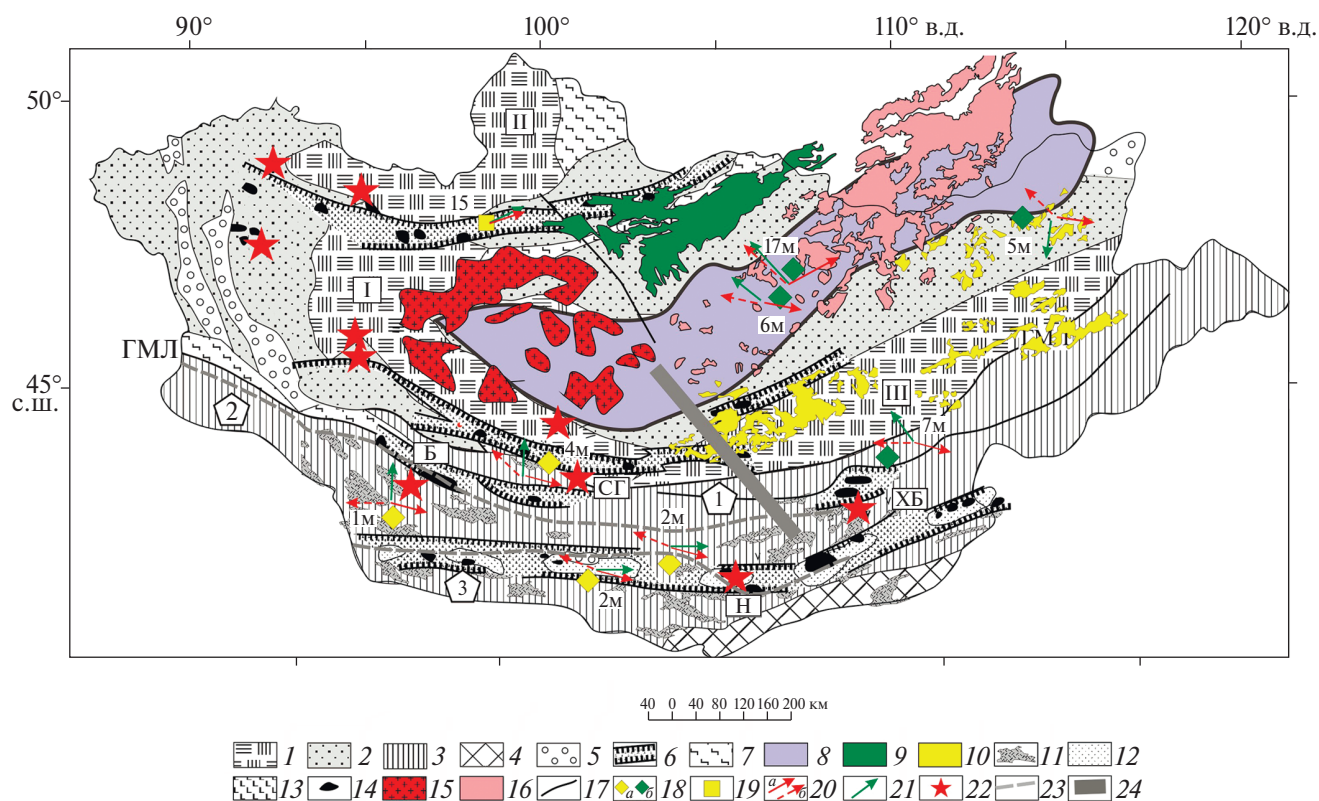
U–Pb датировки гранитоидов Хентэйского батолита (230–170 млн лет), которые в восточной Монголии прорывают как структуры Монголо-Охотского подвижного пояса, так и каледониды ее северного борта, показывают, что в Восточной Монголии геологические толщи пояса были совмещены с Сибирью в триасе [11].

#### *Палеомагнетизм геологических толщ южнее МОПП*

К югу от Монголо-Охотского подвижного пояса направления доскладчатой намагниченности можно разделить на две группы, которые плохо увязываются друг с другом (см. рис. 2).

**Первая группа направлений.** Исследованные толщи находятся западной части южной Монголии в следующих структурах:





**Рис. 5.** Положение фанерозойских толщ с доскладчатой (первичной) и пермской (вторичной) намагниченностью в структуре Южной и Северной Монголии.

Обозначено: ГМЛ — главный монгольский линеймент. Обозначения перемагненных толщ: Б —  $C_{2-3}$  вулканогенные толщи; СГ — докембрийские серые гнейсы; Н —  $C_3$  вулканогенные толщи; ХБ —  $C_3$  вулканогенные толщи. Докембрийские микроконтиненты (римские цифры): I — Тувино-Монгольский; II — Дзабханский; III — Центральномонгольский. Тектонические зоны Южной Монголии (арабские цифры в пятиугольниках): 1 — Гоби-Алтайская; 2 — Заалтайская; 3 — Южно-Монгольская.

1 — докембрийские микроконтиненты; 2–4 — тектонические зоны: 2 — каледонид, 3 — герцинид, 4 — индосинид; 5 — наложенные палеозойские прогибы; 6 — рифтогенные прогибы; 7 — метаморфические комплексы; 8 — структуры Монголо-Охотского подвижного пояса; 9 — Селенгинский вулканический ( $P_1-J_1$ ); 10 — Северо-Гобийский вулканоплутонический (P); 11 — вулканогенно-осадочные толщи активной континентальной окраины (АКО) (345–330 млн лет); 12 — бимодальная базальт-пантеллерит-комендитовая ассоциация ( $C_3-P$ ); 13 — субшелочные базальты ( $C_3-P$ ); 14–16 — граниты: 14 — щелочные ( $C_3-P$ ), 15 — Хангайского батолита (273–238 млн лет), 16 — Хентейского батолита (229–195 млн лет); 17 — разломы; 18 — районы южнее Монголо-Охотской сутурной зоны, где в толщах выделена первичная намагниченность, а — западная часть, б — восточная часть (см. табл. 1); 19 — районы, расположенные севернее Монголо-Охотской сутурной зоны, с выделенной первичной намагниченностью; 20 — ожидаемые склонения намагниченности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов: а — Сибирского континента, б — Северо-Китайского блока; 21 — склонения первичной намагниченности толщ; 22 — толщи с вторичной пермской намагниченностью; 23 — границы тектонических зон Южной Монголии; 24 — предполагаемая тектоническая граница между западным и восточным тектоническими блоками Южной Монголии

— в чехле, перекрывающем каледониды Гоби-Алтайской зоны (см. табл. 1: 4 м);  
— в Заалтайской зоне (1 м, см. табл. 1);  
— в Южно-Монгольской зоне [12, 13, 38] (см. табл. 1: 2 м).

Палеошироты их формирования близки к сибирским палеоширотам. В вулканических толщах хребтов Нойон и Тост с возрастом 316 млн лет (см. табл. 1: 2 м) [11] были установлены направления, которые совпадают по склонению и наклонению с ожидаемым сибирским направле-

нием, рассчитанным из палеомагнитного полюса Сибири для 315 млн лет [24], т.е. толщи входили в структуру Сибирского кратона и не были развернуты относительно него вокруг вертикальной оси.

Еще одно направление намагниченности в толщах с возрастом 285 млн лет (см. табл. 1: 4 м) [12] близко по наклонению к направлениям, рассчитанным из сибирских палеомагнитных полюсов с возрастaми 290 и 275 млн лет, но резко отличается от них по склонению. Направление намагничен-



ности толщ с возрастом приблизительно 330 млн лет из Заалтайской зоны (см. табл. 1: 1 м) [38] также характеризуется относительно высоким наклонением и резко аномальным склонением (см. рис. 3, рис. 5; см. табл. 1).

Палеомагнитные данные для районов западной части Южной Монголии свидетельствуют, что эти районы уже входили в структуру Сибирского континента как минимум с позднего карбона. Результаты палеомагнитных исследований неплохо увязываются с геологическими материалами, свидетельствующими о завершении здесь аккреционных процессов к началу карбона и о вхождении герцинид в складчатое обрамление Сибирского континента, а также с данными по перемагничиванию толщ Южной Монголии [14].

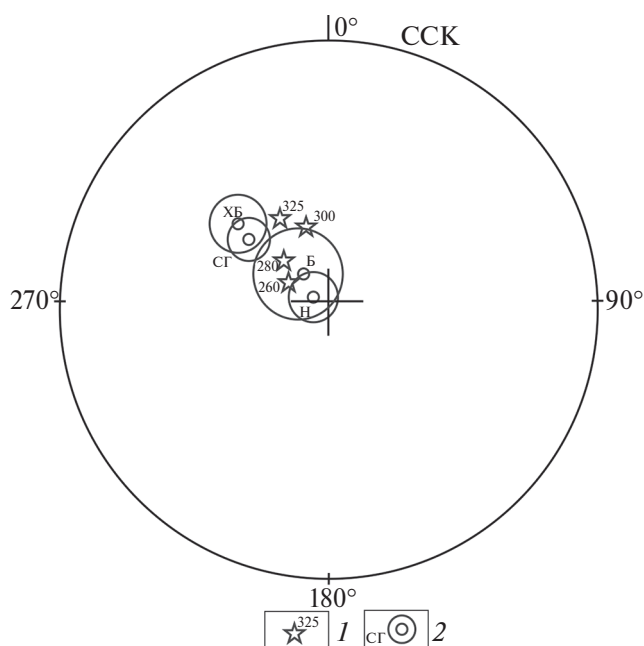
Геологическими показателями консолидации каледонских и герцинских структур Западной Монголии совместно с Сибирским континентом в единый континентальный блок служат следующие данные:

- каменноугольные толщ Хангайского прогиба, отвечающего западному окончанию Монголо-Охотского подвижного пояса, с резким структурным несогласием перекрыты раннепермскими орогенными комплексами, что указывает на закрытие прогиба к ранней перми [4, 30];

- граниты Хангайского батолита, сформированные в интервале 273–238 млн лет, распространялись как на структуры Хангайского прогиба, так и на обрамляющие их с севера и с юга структуры каледонид, тем самым свидетельствуя, что здесь сформировался единый континентальный блок (см. рис. 1, см. рис. 5).

Герцинские структуры Южной Монголии были аккретированы к каледонскому блоку Северной Монголии в конце девона, что привело к образованию метаморфического пояса с возрастом 365 млн лет на границе каледонид с герцинидами в Монгольском и Гобийском Алтае [18, 20]. Завершение процессов аккреции зафиксировано формированием незатронутых деформациями арфведсонитовых гранитов с возрастом  $358 \pm 1$  млн лет, которые внедрились в зону главного монгольского линеамента (ГМЛ) в южной части Монгольского Алтая, прорывая как каледонские, так и герцинские структуры его обрамления [54].

Таким образом, все эти геологические данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере, в Западной Монголии герцинские структуры, каледонские структуры и Сибирский континент были



**Рис. 6.** Средние направления вторичной намагниченности обратной полярности пород Южной Монголии.

Направления намагниченности пересчитаны для точки с координатами  $51^\circ$  с.ш.,  $91^\circ$  в.д. Использована равнопромежуточная экваториальная стереопроекция.

Направления вторичной намагниченности, приведенные в современной системе координат (ССК), выделены (по [13, 38]): Б —  $C_{2-3}$  в вулканогенно-осадочных породах; СГ — в докембрийских серых гнейсах; Н — в  $C_3$  вулканогенных толщах; ХБ — в  $C_3$  вулканогенно-осадочных породах.

Ожидаемые направления (звездочки) в древней системе координат (ДСК), рассчитаны из пермских палеомагнитных полюсов Сибирского континента (по [24]), цифры около звездочек соответствуют времени, для которого рассчитан палеомагнитный полюс.

1–2 — направления намагниченности с кругами доверия: 1 — первичной, 2 — вторичной

совмещены с раннего карбона, но не позднее ранней перми. Особо отметим, что их совмещение сопровождалось закрытием Хангайской части Монголо-Охотского океана.

Анализ вторичной намагниченности пород показал, что во многих районах запада Южной Монголии пермские вторичные компоненты намагниченности обратной полярности группируются вокруг ожидаемых направлений намагниченности, рассчитанных из позднекарбон–пермских палеомагнитных полюсов Сибирского континента [14, 24] (рис. 6).

Из этого следует, что после предполагаемого перемагничивания в перми эти породы не испытывали сильных деформаций, которые обязательно

могли привести к отклонению направлений вторичной намагниченности от поля перемagnetивания. Кроме того, указанные блоки пород во время перемagnetивания находились в структуре Сибирского континента.

Аномальные склонения намагниченности блоков каледонид Южной Монголии и герцинид Залтайской зоны могли быть связаны с вращением этих толщ вокруг вертикальной оси при сдвиговых перемещениях в позднем палеозое [48].

Отсутствие вращений толщ Южно-Монгольской зоны обусловлено наличием докембрийского жесткого консолидированного основания у этой зоны. Направления намагниченности меловых и кайнозойских толщ (см. табл. 1: 10–15 м) близки или совпадают с ожидаемыми сибирскими и северо-китайскими направлениями намагниченности по наклонениям и склонениям (см. рис. 4).

**Вторая группа направлений.** Досткладчатая намагниченность выделена в толщах восточной половины Южной Монголии и блоков Северо-Восточного Китая (см. табл. 1). Палеошироты формирования этих толщ существенно отличаются от сибирских и близки к палеоширотам Северо-Китайского блока (см. рис. 2).

Направления с наклонениями, близкими к ожидаемым северо-китайским, выделены в восточных районах Монголии в карбон–пермских толщах с возрастом 283 и 331 млн лет (см. табл. 1: 5 м, 7 м) [64, 91] и в верхнекарбонных толщах (см. табл. 1: 16 м) [63] (см. рис. 2, см. рис. 3). Палеоширота толщи 5 м с возрастом 283 млн лет немного севернее палеошироты Северо-Китайского блока [51] (см. табл. 1: 5 м). Палеоширота толщи 16 м более южная относительно широты Северо-Китайского блока (см. табл. 1: 16 м).

Склонения намагниченности толщ 5 м и 16 м резко отличаются от ожидаемых склонений, рассчитанных из палеомагнитных полюсов для Северо-Китайского блока или близких по возрасту полюсов Сибирского континента [51] (см. табл. 1: 5 м, 16 м).

Отметим, что в Восточной Монголии пока не выявлены признаки позднекарбон–пермского перемagnetивания пород, что также отличает эти районы от западной части Монголии, где позднекарбон–пермское перемagnetивание пород широко распространено [14, 64, 91].

Направления намагниченности позднеюрских и меловых толщ 8 м, 9 м и 18 м близки к ожидаемым направлениям для Северо-Китайского блока и Сибирского континента, свидетельствуя об

отсутствии между ними в это время разделяющих пространств (см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 4; см. табл. 1: 8 м, 9 м, 18 м).

Палеомагнитные данные по девонским, пермским и юрско–меловым толщам Аргунского блока показывают, что блок с девона располагался на широтах, близких к Северо-Китайскому блоку (см. табл. 1, см. рис. 2). За исключением толщи 1а все остальные изученные толщи незначительно развернуты вокруг вертикальной оси относительно ожидаемого северо-китайского направления намагниченности (см. рис. 3; см. табл. 1: 1а). Толща 1а существенно развернута относительно Северо-Китайского блока (см. рис. 3).

Для Хинганского блока имеются только три палеомагнитных определения, которые показывают, что в позднем карбоне–ранней перми блок располагался в широтном интервале между Сибирским континентом и Северо-Китайским блоком (см. рис. 2). Палеошироты для позднеюрских толщ не отличаются от палеоширот Северо-Китайского блока (см. рис. 2). Склонения намагниченности позднекарбонных и раннепермских пород Хинганского блока существенно отличаются от ожидаемых сибирских и северо-китайских склонений намагниченности. Склонения позднеюрских толщ не отличаются от ожидаемых сибирских и северо-китайских склонений намагниченности.

Блок Сонгляо–Ксилингхот в позднем девоне, позднем карбоне и перми располагался на близких к Северо-Китайскому блоку широтах. Склонения намагниченности толщ в некоторых частях блока существенно отличаются от ожидаемых северо-китайских склонений намагниченности, в других частях — отличия склонений незначительные (см. рис. 3).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитные данные для толщ восточной части Южной Монголии и Северо-Восточного Китая, расположенных южнее Монголо-Охотского подвижного пояса, показывают, что в среднем палеозое и раннем мезозое геологические комплексы восточной части Южной Монголии, Аргунский и Сонгляо–Ксилингхотский блоки Восточного Китая располагались в широтном интервале, близком к Северо-Китайскому блоку, и испытывали близкие с ним широтные перемещения.

Хинганский блок в позднем карбоне–ранней перми располагался на более северных широ-

тах — между Сибирским континентом и Северо-Китайским блоком. Палеошироты для позднеюрских толщ Хинганского и Северо-Китайского блоков не различаются.

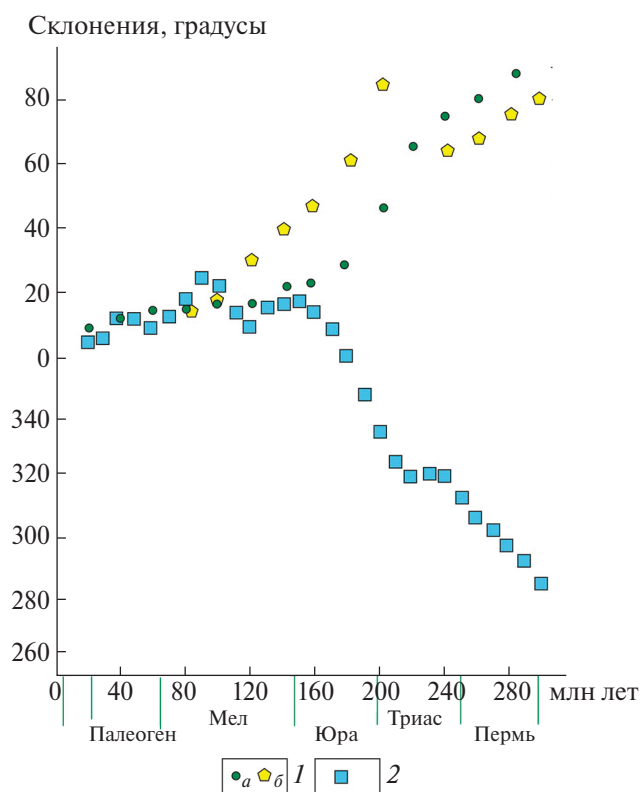
Палеомагнитным данным по Хинганскому блоку противостоят данные о времени тектонического совмещения геологических блоков Северо-Восточного Китая [60]. Тектоническое совмещение Аргунского и Хинганского блоков произошло 500 млн лет назад, а совмещение Хинганского и Сонгляо-Ксилингхотского блоков происходило в конце раннего — начале позднего карбона. То есть, в середине карбона все три блока — Аргунский, Хинганский и Сонгляо-Ксилингхотский — уже представляли единый террейн [60].

Склонения намагниченности среднепалеозойских и раннемезозойских толщ блоков Восточного Китая и Восточной Монголии показали, что почти половина исследованных толщ слабо развернута вокруг вертикальной оси относительно Северо-Китайского блока, остальные толщи развернуты относительно блока на разные углы (см. рис. 3).

Этот факт свидетельствует о том, что глобальных процессов, которые могли привести к закономерным вращениям всех блоков Восточного Китая и Восточной Монголии относительно Северо-Китайского блока, не происходило. В пределах этих блоков вращения толщ вокруг вертикальной оси связаны с локальными деформациями пород в условиях локальных сдвигов (или трансформации). Позднеюрские и более молодые толщи Южной Монголии и Северо-Восточного Китая практически не развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибирского континента и Северо-Китайского блока (см. рис. 4).

Палеомагнитные данные для восточной части Южной Монголии и Северо-Восточного Китая показывают, что широтная разница между Сибирским континентом и Аргунским, Хинганским, Сонгляо-Ксилингхотским и Северо-Китайским блоками в позднем палеозое — раннем мезозое составляла  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$  по широте ( $\sim 3000$ – $4000$  км). Геологических данных, подтверждающих большую ширину океана в позднем палеозое, нет. Однако анализ более древних стратиграфических последовательностей в пределах Монголо-Охотского пояса позволяет допустить, что в силуре и девоне океан был широким.

В работе [57] было показано, что среди фрагментов океанических образований Хэнтэйского фрагмента Монголо-Охотского подвижного по-



**Рис. 7.** Склонения намагниченности, рассчитанные для точки  $51^{\circ}00'$  с.ш.,  $91^{\circ}00'$  в.д. из палеомагнитных полюсов Сибирского континента и Северо-Китайского блока.

1–2 — палеомагнитные полюса: 1 — Сибирского континента: а — по [24], б — по [22, 26], 2 — Северо-Китайского блока (по [51, 82])

яса присутствуют разрезы, представленные базальтовыми лавами типа OIB, гиадокластитами, кремнями, чистыми, без примесей терригенного материала радиоляритами с радиоляриями — от позднего силура (придолиан) до позднего девона (фрасниан). Вверх по разрезу происходит огрубление осадков [40]. Было предположено, что открытый бассейн существовал  $\sim 43$  млн лет [57].

Севернее, в Агинской зоне, также выделяются толщи, в которых вверх по разрезу происходит огрубление осадков [28]. В нижней части они сложены щелочными пиллоу-лавами с прослоями яшм позднедевонского возраста (конодонты, тен-такулиты), выше — переслаивающимися базальтами, яшмами, известняками раннекарбонного возраста (средний визе — серпухов, конодонты), еще выше — в основном песчаниками.

Таким образом, в позднем силуре — девоне в Монголо-Охотском океане были области, удаленные от источников терригенного сноса, т.е. океан был широким. В карбоне во всех исследованных разрезах Монголо-Охотского пояса выявлен тер-

ригенный материал, показавший повсеместную близость источников терригенного сноса.

Большинство палеомагнитных данных показывают, что тектоническое совмещение Северо-Китайского блока с Сибирским континентом возможно в начале мелового периода (см. рис. 2). Только одно палеомагнитное определение по юрским толщам Северо-Китайского блока показало, что коллизия этих блоков была возможна раньше ~170 млн лет назад [84] (см. рис. 2). Примерно такое же время возможного тектонического совмещения получается при анализе склонений намагниченности Сибирского континента и Северного Китая (рис. 7).

Геологические исследования Агинской зоны Восточного Забайкалья [28] показали, что становление Агинской системы покровов при закрытии Монголо-Охотского океана протекало 170 млн лет назад в плинсбахе—раннем байосе. В средней юре окончательно оформилась Агинская система покровов, шарьированная на Аргункий массив. Время завершения шарьяжа фиксируется внедрением средне- и позднеюрских гранитоидов, блокирующих Восточно-Агинский надвиг.

В работе [35] по результатам датирования детритовых цирконов из морских осадочных пород сделано предположение, что в районе Агинской зоны остаточные бассейны при закрытии Монголо-Охотского океана еще существовали 165–155 млн лет. В это же время произошло совмещение по сдвигу Агинского и Аргунского блоков.

Восточнее, в районе Верхнеамурского бассейна, предполагается закрытие океана в киммеридже—титоне (150 млн лет) на западе и в берриасе—валанжине (140–145 млн лет) северо-восточнее верхнеамурского бассейна [47].

На востоке Монголо-Охотского пояса в пределах Джагдинского сегмента ни в одной из осадочных толщ не обнаружено детритовых цирконов моложе 171 млн лет, что свидетельствует о закрытии Монголо-Охотского океана на рубеже ранней и средней юры [9, 71, 85]. С этим событием связывается этап регионального метаморфизма с возрастом 172–166 млн лет на востоке сутуры [72].

Статистическое совпадение палеоширот позднекарбоновых—раннепермских толщ восточной части Южной Монголии с ожидаемыми палеоширотами, рассчитанными из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока, требует сложной интерпретации материалов по Палео-Азиатскому (Солонкерскому) океану [45].

Солонкерский океан существовал до ~250 млн лет и разделял Южно-Гобийский блок, служивший южным ограничением герцинид Южной Монголии, и Северо-Китайский блок [83]. Палеомагнитные данные по восточной части Южной Монголии показывают, что ширина океана в позднем карбоне—ранней перми была в пределах погрешности палеомагнитных определений — первые сотни километров [64, 91]. Тем не менее, в работе [52] доказывается, что в ранней перми в Палео-Азиатском океане формировались Солонкерские офиолиты (299–292 млн лет), была активна зона субдукции (279–246 млн лет) и происходила субдукция срединно-океанического хребта [70]. Однако в работе [8] допускается, что закрытие Палеоазиатского океана возможно позже — в начале триаса.

Таким образом, анализ приведенных данных показывает, что формирование восточной части южного обрамления Монголо-Охотского подвижного пояса существенно отличалось от западной ее части, которая с карбона уже входила в структуру Сибирского континента.

#### *Геодинамическая интерпретация палеомагнитных данных*

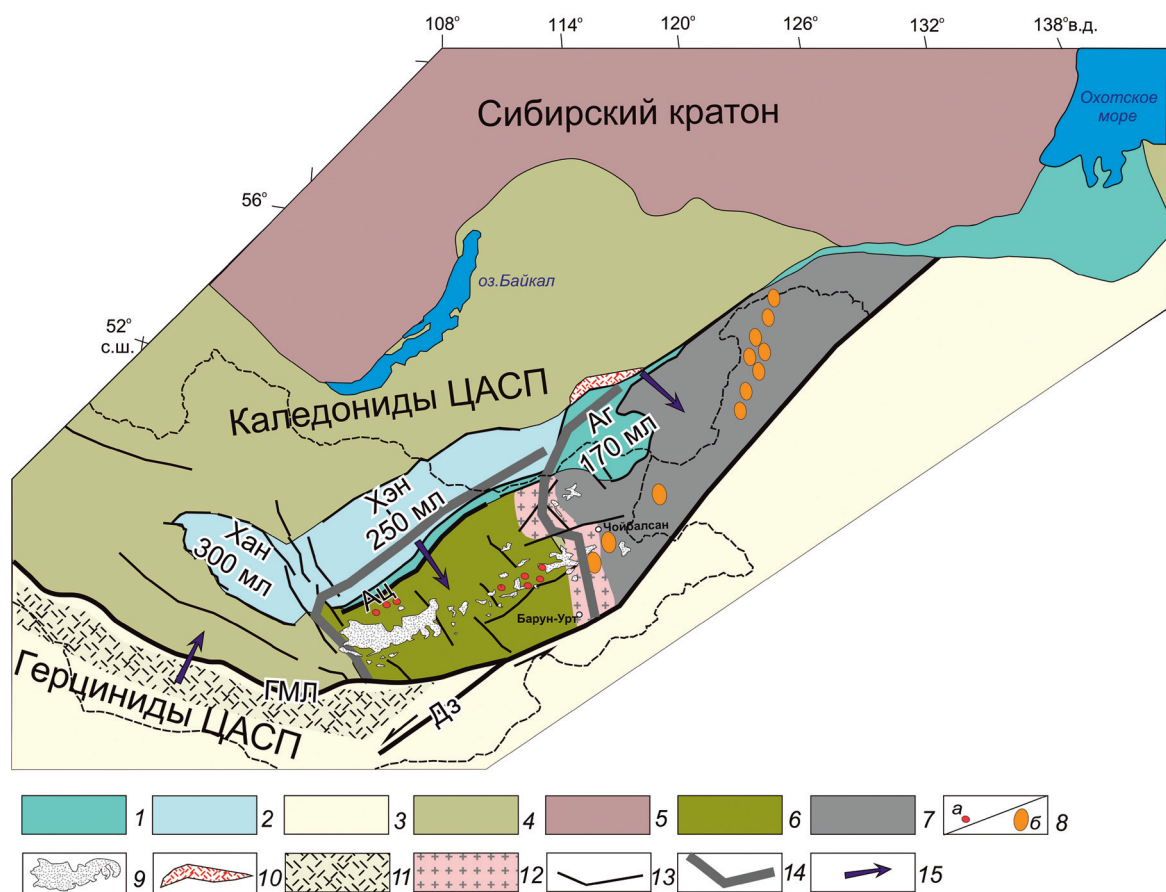
Большая разница в палеоширотах для разновозрастных толщ на западе и востоке Монголии и в Северо-Восточном Китае предполагает существование тектонической границы, которая разделила блоки с сибирскими и северо-китайскими палеоширотами к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса (см. рис. 3, см. рис. 5).

Эта тектоническая граница отделяет западную часть Монголии, не имеющей проявлений мезозойского магматизма, от восточной части, в которой магматизм проявился широко. В Монголо-Охотском подвижном поясе эта граница проявляется вдоль Восточно-Хангайской зоны, которая разделяет Хангайский и Хэнтэйский его сегменты. Эти сегменты являются разновозрастными. Хангайский сегмент, который является западной оконечностью Монголо-Охотского подвижного пояса, завершил свое развитие к началу перми [30], а Хэнтэйский сегмент — к концу перми [7, 98].

Различие в домезозойской истории формирования блоков коры западнее и восточнее этой границы отмечаются и к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса.

В строении раннепалеозойских (каледонских) структур, обрамляющих с юга Хангайский сегмент Монголо-Охотского подвижного пояса, выделяется составной Тацыингольский терреин, который включает:





**Рис. 8.** Схема сегментированного строения Монголо-Охотского подвижного пояса (МОПП) (по данным [3, 25, 92], с изменениями и дополнениями).

**Пояс:** Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП);

**секторы МОПП (возраст их формирования):** Хан — Хангайский (300 млн лет); Хэн — Хэнтейский (250 млн лет), Аг — Агинский (170 млн лет); **разломы:** ГМЛ — Главный Монгольский линеамент; Дз — Дзунбаинский сдвиг; Ац — Адацагская сутура.

1–2 — островодужные и аккреционные комплексы МОП: 1 — раннемезозойские, 2 — средне-позднепалеозойские; 3–5 — складчатые и кристаллические комплексы: 3 — средне-позднепалеозойские; 4 — раннепалеозойские; 5 — Сибирского континента; 6–7 — террейны южного обрамления МОП: 6 — Среднегобийский, 7 — Аргунский; 8–12 — магматические комплексы конвергентных обстановок: 8 — с оцененным возрастом, (по [46, 92, 95, 96]) для интервала: а — 300–248 млн лет, б — 246–200 млн лет, 9 — позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса, 10 — поздне триасового—раннеюрского вулканического пояса каменной свиты (по [28]), 11 — Южно-Монгольского краевого пояса (350–320 млн лет (по [33, 54]), 12 — субмеридионального пояса гранитоидов Восточной Монголии; 13 — разломы; 14 — предполагаемые границы окраины Сибирского континента в разных сегментах МОПП на время, предшествовавшее коллизии в пределах этих сегментов; 15 — вектор конвергенции

— неопротерозойские офиолиты Баян-Хонгорской зоны, тектонически совмещенные в раннем палеозое [16, 31];

— поздненеопротерозойские—раннекембрийские структуры Тацынгольской зоны [19, 32];

— раннепалеозойские островодужные комплексы Долины озер;

— раннепалеозойские аккреционные комплексы Гобийского Алтая.

С юга эти структуры ограничены зоной главного монгольского линеамента, отделяющей их от герцинид Южной Монголии.

Обрамление Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса, находящееся к югу от Ада-Цагской сутуры, существенно иное. Его представляет Среднегобийский блок, который характеризуется широким развитием мощного карбонатного чехла позднего рифея, неизвестного в других частях Центрально-Монгольской складчатой системы Монголии [4] (рис. 8).

По нашим данным, распространенные в пределах этого блока гранитоиды характеризуются значениями  $T_{Nd(2st)} > 1.5$  млрд лет, указывая на преобладание в фундаменте блока пород с палеопротерозойскими



характеристиками. С юга структуры блока ограничены зоной главного монгольского линеймента и герцинидами Южной Монголии.

Различия в строении структур южного обрамления Хэнтейского и Хангайского сегментов Монголо-Охотского подвижного пояса свидетельствуют о том, что закрытие соответствующих сегментов пояса происходило в результате коллизии с Сибирским континентом террейнов разного строения и, очевидно, разного происхождения.

Закрытие Хангайской части МОПП можно связать с процессами конвергенции, вызванными позднепалеозойской субдукцией палеоазиатской океанической плиты под раннепалеозойские структуры каледонид, обрамлявшие эту часть Монголо-Охотского подвижного пояса. С этими процессами связано образование раннекарбонowego (U–Pb, 350–320 млн лет) [33] Южно-Монгольского краевого вулканического пояса (см. рис. 5, см. рис. 8).

Закрытие Хэнтейской части Монголо-Охотского подвижного пояса сопровождалось образованием пермского (290–250 млн лет) Северо-Гобийского вулканического пояса, вулканические поля которого не прослеживаются в Западную Монголию [46] (см. рис. 1, см. рис. 5, см. рис. 8). По мнению [75, 92] вулканизм Северо-Гобийского пояса был связан с пермской субдукцией литосферы Монголо-Охотского океана в южном направлении под Средне-Гобийский блок.

Сегментированное становление Монголо-Охотского подвижного пояса отмечается по всей протяженности, а не только в ее западной части. Оно отражено в структуре пояса, определяемой разновозрастными сегментами разной ориентировки. Хангайский позднекарбонový прогиб имеет северо-западную ориентировку, к востоку он переходит в ориентированный в северо-восточном направлении Хэнтейский карбон–пермский прогиб, который далее к востоку сменяется раннемезозойским Агинским прогибом, закрытие которого завершилось к средней юре [28, 35].

Развитие Агинского сектора, очевидно, было связано с коллизией Аргунского блока с Сибирским континентом, сопряженной с субдукцией Монголо-Охотского океана в северном направлении. Коллизия завершилась формированием поздне триасовых– раннеюрских вулканитов каменной серии и габбро-плагиогранитного Беринского комплекса, а также Агинского аллохтона, шарьированного в ранней юре на Аргунский массив [28] (см. рис. 8).

Некоторые исследователи предполагают, что субдукция происходила также в южном направлении под Аргунский блок. По крайней мере, в пределах Аргунского блока на протяжении триаса и ранней юры (246–200 млн лет) сформировался пояс гранитоидов, прослеживаемый параллельно границе блока с Монголо-Охотским бассейном, а в ранней юре возникли поля вулканитов с возрастом 179–200 млн лет [73, 81].

#### *Геодинамические реконструкции*

В существующих геодинамических моделях предполагается, что закрытие Монголо-Охотского океана происходило по типу ножниц с омоложением складчатой структуры в северо-восточном направлении [54, 61, 69, 75, 93, 98]. Однако приведенные выше данные показывают различия во времени и последовательности закрытия отдельных сегментов Монголо-Охотского океана в результате аккреции к сибирскому континенту не связанных между собой террейнов [43, 62, 71, 78].

Разрыв во времени между формированием отдельных сегментов МОПП свидетельствует о том, что не было единой южной окраины океана, он закрывался в режиме клавишной тектоники. Это хорошо отражается в разновозрастных интервалах проявления магматической активности в структурах южного обрамления Монголо-Охотского океана, фиксирующих проявления конвергентных процессов в соответствующих сегментах (см. рис. 8).

К югу от Хангайского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса, конвергентные процессы в конце девона–раннем карбоне привели к аккреции островодужных и задуговых комплексов Южно-Монгольской ветви Палеоазиатского океана к Гоби-Алтайской окраине Сибирского континента [18, 20, 54].

Продолжавшееся встречное движение литосферных плит сопровождалось субдукцией океанической плиты под новообразованный край континента. В результате в его пределах в интервале 350–320 млн лет сформировался краевой вулкано-плутонический пояс, а движение Гоби-Алтайской–Тацынгольской части континента к северо-востоку (в современных координатах) привело к закрытию Хангайского прогиба [33].

Восточнее, в пределах Средней Гоби, магматизм конвергентного типа представлен андезит-дацит-риолитовыми вулканическими ассоциациями и гранитоидами известково-щелочного ряда, образующими Северо-Гобийский вулкано-плутони-

ческий пояс. Геохронологические исследования показали, что магматизм пояса в основном протекал в интервале 300–250 млн лет в результате субдукции литосферы Монголо-Охотского океана в южном (в современных координатах) направлении [46, 92, 95, 96]. Формирование пояса завершилось в конце перми после закрытия соответствующей (Хэнтейской) части океана и прекращения субдукции.

Возникшие в этой части Монголии поздне триасовые (215–205 млн лет) бимодальные и щелочногранитоидные комплексы несут характеристики посторогенного магматизма и распространены к северу и югу от Ада-Цагской сутуры (южной границы Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса) [34]. Тем самым они показывают, что структуры данного пояса и его обрамления в позднем триасе уже принадлежали к Сибирскому континентальному блоку.

Северо-Гобийский магматический пояс прослеживается к востоку на  $\geq 600$  км. С востока он ограничивается субмеридиональным поясом гранитоидов, протянувшимся между Барун-Уртом и Чойбалсаном (см. рис. 8). Возраст этих гранитоидов на геологических картах указан как пермский, но, в соответствии с данными, приведенными в [92], по крайней мере, часть из них имеет триасовый возраст (241 и 229 млн лет), что позволяет предполагать формирование этого пояса в первой половине триаса.

Эти гранитоиды разделили область развития пермского магматизма Средне-Гобийского блока и расположенную к северо-востоку от нее область распространения триасовых магматических пород, сформировавшихся между 247 и 200 млн лет [92] (см. рис. 8).

Предположим, что гранитоиды этого субмеридионального пояса отвечают межблоковой границе, отделившей Средне-Гобийский блок от структур Аргунского террейна, обладающего докембрийским основанием. Коллизия Аргунского тррейна с Сибирским континентом определила особенности формирования Агинского сегмента Монголо-Охотского подвижного пояса. Его закрытие протекало в интервале триас–ранняя юра и сопровождалось процессами двусторонней субдукции, результатом которой стали поздне триасовый–раннеюрский вулканический пояс пород каменной свиты, протянувшийся вдоль северной границы Агинской плиты, и пояс триасовых гранитоидов, сформированный в краевой части Аргунского террейна [28, 92] (см. рис. 8).

Таким образом, южная граница Монголо-Охотского подвижного пояса формировалась в результате последовательной коллизии с Сибирским континентом разных по строению и по своему палеогеографическому доколлизийному положению блоков, что позволяет понять расхождение в имеющихся оценках их связи с Сибирским континентом или Северо-Китайским блоком. По-видимому, вектор коллизии большинства блоков с Сибирским континентом имел северо-западную — субмеридиональную ориентировку, что определило развитие у блоков соответствующих боковых границ, а также широкое участие северо-западных разломов в позднепалеозойской–раннемезозойской структуре Монголии.

Первичные размеры этих блоков восстановить пока затруднительно, т.к. они в значительной степени были нарушены системой левых сдвигов, определившей зону столкновения структур Сибирского континента и Северо-Китайского блока. Северным ограничением этой системы служит крупный Дзунбаинский сдвиг [17, 71, 77], который, судя по приуроченному к нему поясу поздне триасовых метаморфических комплексов, был активным в позднем триасе–ранней юре и своим южным крылом способствовал закрытию Монголо-Охотского океана на его Хинганском отрезке.

## ВЫВОДЫ

1. На территории центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделены районы с различными палеомагнитными характеристиками:

- районы, расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса;
- Монголо-Охотский подвижный пояс;
- районы западной части Южной Монголии;
- районы восточной части Южной Монголии и Восточного Китая.

2. По палеомагнитным данным районы, расположенные севернее Монголо-Охотского пояса, входили в структуру Сибирского континента с ордовика и испытывали аналогичное с Сибирским континентом перемещение. Районы западной части Южной Монголии входили в структуру Сибирского континента с позднего карбона. Геологические комплексы восточной части Южной Монголии и блоки Восточного Китая в среднем палеозое и раннем мезозое располагались в близком к Северо-Китайскому блоку широтном

интервале и испытывали близкие с ним широтные перемещения и аналогичные вращения.

3. Большая разница в палеоширотах для разновозрастных толщ Западной и Восточной Монголии и Восточного Китая предполагает существование тектонической границы, которая разделила блоки с сибирскими и северо-китайскими палеоширотами к югу от Монголо-Охотского подвижного пояса, приблизительно вдоль меридиана 107° в.д. К западу от меридиана палеошироты формирования позднекарбон–пермских толщ близки к сибирским, а к востоку от меридиана — к северокитайским.

4. Ширина Монголо-Охотского океана в позднем палеозое–раннем мезозое составляла 30°–40° по широте (~3000–4000 км). Южное ограничение Монголо-Охотского океана было сегментированным и состояло из террейнов различного генезиса и, соответственно, строения. Закрытие сегментов Монголо-Охотского океана происходило в результате коллизии этих террейнов с Сибирским континентом в период от позднего карбона (на западе) до юры (на востоке).

**Благодарности.** Авторы благодарят рецензентов А.А. Сорокина (ИГиП ДВО РАН, Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и А.Н. Диденко (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за конструктивные комментарии, авторы признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН, тема №121041500224-8, и при финансовой поддержке РНФ (лабораторная обработка образцов, экспедиционные работы), проект №22-17-00033.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
2. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Минг Ч., Глории С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
3. Геологические формации Монголии. — Под ред. А.Б. Дергунова, В.И. Коваленко. — М.: Шаг, 1995. 178 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. — Под ред. Н.А. Маринова. — М.: Недра, 1973. Т. 2. 751 с.
5. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
6. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.
7. Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm–Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
8. Диденко А.Н., Ли Ю., Песков А.Ю., Сунь Ш.Л., Каретников А.С., Чжоу Ю.Х. Закрытие Солонкерского бассейна: Палеомагнетизм формаций Линьси и Синфучжилу (Внутренняя Монголия, Китай) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 3–23.
9. Заика В.А., Сорокин А.А. Тектоническая природа Ульбанского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 12–17.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — Под ред. В.Е. Хаина. — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
12. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон–пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010. № 4. С. 495–515.
14. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
15. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм силурийских и девонских толщ южной и центральной Тувы // Физика Земли. 2022. № 6. С. 12–43.
16. Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И.



- Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
17. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Азимов П.Я. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В сб.: *Проблемы тектоники Центральной Азии*. — Под ред. М.Г. Леонова — М.: ГЕОС, 2005. С. 137–170.
  18. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид юго-западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 133–159.
  19. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыслова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.
  20. Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Оюунчимэг Ц., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 233–257.
  21. Кравчинский В.А. Палеомагнетизм горных пород Монголо-Охотского складчатого пояса. — Автореф. дис. ... к.г.м.н. — Иркутск: ИТУ, 1995. 32 с.
  22. Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. — Под ред. В.А. Верниковского — Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 459 с.
  23. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061–1073.
  24. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. — Автореф. дис. ... д. физ.-мат. н. — М.: ИФЗ РАН, 2016. 48 с.
  25. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–44.
  26. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. — Под ред. Г.Н. Петровой — М.: ОИФЗ, 1995. 296 с.
  27. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. №6. С. 13–27.
  28. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
  29. Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.В., Савицкий В.Р. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Т. 47. В. 8. С. 27–43.
  30. *Тектоника Монгольской Народной Республики*. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: Наука, 1974. 284 с.
  31. Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.
  32. Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в развитии Баянхонгорской зоны ранних каледонид Центральной Азии (по результатам геологических и геохронологических исследований габброидов Ханулинского массива) // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 237–243.
  33. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.
  34. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Энжисин Г. Раннемезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // ДАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 62–66.
  35. Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: Insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // *Geosci. Frontiers*. 2022. Vol. 13. Art. 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>
  36. Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): Implications for the paleogeography of Siberia // *J. Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 105. Is. 6. P. 13509–13518.
  37. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2002. Vol. 21. P. 87–110.
  38. Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 40. P. 124–141.

39. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // *J. Geophys. Res. Lett.* 1980. Vol. 85. P. 7115–7131.
40. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia: An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // *Tectonophysics*. 2011. Vol. 510. P. 132–150.
41. Cogne J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic–Early Cretaceous closure of the Mongol–Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. P. 813–832.
42. Demarest H.H. (Jr.) Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // *J. Geophys. Res. Lett.* 1983. Vol. 88. P. 4121–4328.
43. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.A., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm–Nd and U–Pb provenance study // *Bull. de la Societe Geol. de France*. 2017. Vol. 188 (1-2). No.8. P. 1–14.
44. Edel J.-B., Schulmann K., Hanz P., Lexa O. Palaeomagnetic and structural constraints on 90° anticlockwise rotation in SW Mongolia during the Permo–Triassic: Implications for Altaid oroclinal bending. Preliminary palaeomagnetic results // *J. Asian Earth Sci.* 2014. Vol. 94. P. 157–171.
45. Eizenhöfer P.R. Subduction and closure of the Palaeo-Asian Ocean along the Solonker Suture Zone: Constraints from an integrated sedimentary provenance analysis. — (Dr. Thesis. Univ. of Hong Kong. Pokfulam, Hong Kong, China. 2020), pp. 270.
46. Ganbat A., Tsujimori T., Miao L., Safonova I., Pastor-Galán D., Anaad C., Aoki S., Aoki K., Chimedsuren M. Age, petrogenesis, and tectonic implications of the late Permian magmatic rocks in the Middle Gobi volcanoplutonic belt, Mongolia // *Island Arc*. 2022. Vol. 31. e12457. <https://doi.org/10.1111/iar.12457>
47. Guo Z.-X., Yang Y.-T., Zyabrev S., Hou Z.-H. Tectono-stratigraphic evolution of the Mohe–Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol–Okhotsk Ocean in the latest Jurassic–earliest Cretaceous // *J. Asian Earth Sci.* 2017. No. 145. P. 494–511.
48. Guy A., Schulmann K., Clauer N., Hasalová P., Seltmann R., Armstrong R., Lexa O., Benedicto A. Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Trans-Alta and South Gobi Zones Mongolia based on structural and geochronological data in southern // *Gondwana Research*. 2014. No. 25. P. 309–337.
49. Hankard F., Cogne J.-P., Kravchinsky V.A., Carporzen L., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P. New Tertiary paleomagnetic poles from Mongolia and Siberia at 40, 30, 20 and 13 Ma: Clues on the inclination shallowing problem in Central Asia // *J. Geophys. Res. Lett.* 2007a. Vol. 112. B02101. <https://doi.org/10.1029/2006JB004488>.
50. Hankard F., Cogne J.-P., Quidelleur X., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P. Palaeomagnetism and K–Ar dating of Cretaceous basalts from Mongolia // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 169. P. 898–908.
51. Huang B., Yan Y., Piper J.A., Zhang D., Yi Z., Yu S., Zhou T. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times // *Earth-Sci. Rev.* 2018. Vol. 186. P. 8–36.
52. Jian P., Liu D., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Zhang L., Tomurhuu D. Evolution of a Permian intraoceanic arc–trench system in the Solonker suture zone, Central Asian orogenic belt, China and Mongolia // *Lithos*. 2010. No. 118. P. 169–190.
53. Kovalenko D.V., Buzina M.V. Paleomagnetism of the early carboniferous thickness of Tuva // *Russ. J. Earth Sci.* 2021. Vol. 21. No. 5. P. 1–13. <https://doi.org/10.2205/2021ES000760>
54. Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V., Ivanova A.A., Savatenkov V.M., Plotkina J.V., Oyunchimeg Ts. Late Paleozoic alkaline granitoids of the Southwestern and Northern Mongolia: U–Pb ID TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2023. Vol. 121. P. 92–117. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.04.007>
55. Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002a. Vol. 148. P. 34–57.
56. Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol–Okhotsk ocean, far-eastern Russia // *J. Geophys. Res. Lett.* 2002b. Vol. 107. Is. B10. Art. 2253. <https://doi.org/10.1029/2001JB000672>
57. Kurihara T., Tsukada K., Otoh S., Kashiwagi K., Chuluun M., Byambadash D., Boijir B., Gonchigdorj S., Nuramkhan M., Niwa M., Tokiwa T., Hikichi G., Kozuka T. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai–Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction–accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2009. No. 34. P. 209–225.
58. Li P., Zhang S., Gao R., Li H., Zhao Q., Li Q., Guan Y. New Upper Carboniferous–Lower Permian paleomagnetic results from the central Inner Mongolia and their geological implications // *Journal of Jilin Univ. (Earth Sci. Edition)*. 2012. No. 1. P. 423–434.
59. Li Y.C., Wang Y., Wu G.G., Jin Z.Y., Zhang D., Yang X.P. The Provenance characteristics of Tongshan Formation in north Zalantun area of the Da Hinggan Mountains: the constraint of geochemistry and LA-ICP-MS U–Pb dating of detrital zircons // *Geology in China*. 2013. No. 40. P. 391–402 (in Chinese with English abstract).
60. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. No. 43. P. 123–148.
61. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 400–419.



62. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River — 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. Vol. 36. No. 9. P. 699–702.
63. Pruner P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia from the Carboniferous to the Cretaceous — final report // *Phys. Earth and Planet. Interiors*. 1992. Vol. 70. P. 169–177.
64. Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. Vol. 576. Art. 117246.
65. Ren Q., Zhang S., Wu Y., Yang T., Gao Y., Turbold S. et al. New Late Jurassic to Early Cretaceous paleomagnetic results from North China and southern Mongolia and their implications for the evolution of the Mongol–Okhotsk suture // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. Vol. 120. Is. 10. P. 10370–10398. <https://doi.org/10.1029/2018JB016703>
66. Ren Q., Zhang S., Gao Y., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H. New Middle–Late Permian paleomagnetic and geochronological results from Inner Mongolia and their paleogeographic implications // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Is. 7. e2019JB019114. <https://doi.org/10.1029/2019jb019114>
67. Ren Q., Zhang S., Hou M., Wu H., Yang T., Li H., Chen A. New Early Permian Paleomagnetic and Geochronological Data From the Xilinhot–Songliao Block and Their Implications for the Relationship Between the Paleo-Asian Ocean and the Paleo-Tethys Ocean // *J. Geophys. Res. Lett.* 2022. Vol. 49. Art. e2022GL100462. <https://doi.org/10.1029/2022GL100462>
68. Savinskiy I., Safonova I., Perfilova A., Kotler P., Sato T., Maruyama S. A story of Devonian ocean plate stratigraphy hosted by the Ulaanbaatar accretionary complex, Northern Mongolia: Implications from geological, structural and U–Pb detrital zircon data // *Int. J. Earth Sci.* 2022. Vol. 111. Is. 8. P. 2469–2492. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02150-5>
69. Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstruction // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1991. Vol. 87. P. 493–501.
70. Shervais J.W. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2001. V. 2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
71. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhangdy Transect // *Gondwana Research*. 2020. Vol. 81. P. 58–78.
72. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A.Yu., Ponomarchuk A.V., Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Buchko I.V. Mesozoic thermal events and related gold mineralization in the eastern Mongol–Okhotsk Orogenic Belt: Constraints from regional geology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating // *Int. Geol. Rev.* 2023. Vol. 65. No. 9. 1476–1499.
73. Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China — subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic crust // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. P. 1801–1816.
74. *Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Mongolia*. — Ed. by A.B. Dergunov, (Routledge, Taylor&Fransis Group, London–NY, 2001), pp. 288.
75. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kroner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London*. 2005. Vol. 162. P. 125–134.
76. Van Hinsbergen D.J.J., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotations during Neogene transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: Coinciding Mongolian and Eurasian early Cretaceous apparent polar wander paths // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. P. 105–126. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03712.x>
77. Wang T., Zheng Ya., Gehrels G.E., Mu Zh. Geochronological evidence for existence of South Mongolian micro-continent — A zircon U–Pb age of grantoid gneisses from the Yagan–Onch Hayrhan metamorphic core complex // *Chin. Sci. Bull.* 2001. Vol. 46. P. 2005–2008. <https://doi.org/10.1007/BF02901917>
78. Winkler W., Bussien D., Baatar M., Anaad Ch., Quadt A. Detrital zircon provenance analysis in the Central Asian orogenic belt of Central and Southeastern Mongolia — A palaeotectonic model for the Mongolian collage // *Minerals*. 2020. Vol. 47. No. 15. Art. 880. <https://doi.org/10.3390/min10100880>
79. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Wang X. Zircon U–Pb ages of the basement rocks beneath the Songliao Basin, NE China // *Chin. Sci. Bull.* 2000. Vol. 45. No. 16. P. 656–660 (in Chinese).
80. Wu F.Y., Zhao G., Wilde S.A., Sun D.Y. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton // *J. Asian Earth Sci.* 2005. Vol. 24. No. 5. P. 523–545.
81. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. No. 41. P. 1–30.
82. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 2017. Vol. 171. P. 492–519.
83. Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M.G. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian orogenic belt // *Tectonics*. 2003. Vol. 22. 1069. P. 8.1–8.6.
84. Yi Z., Meert J.G. A Closure of the Mongol–Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of Paleomagnetic and geological evidence // *J. Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 47. Is. 15. P. 1–9. <https://doi.org/10.1029/2020GL088235>

85. *Zaika V.A., Sorokin A.A.* Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk belt: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // *J. Asian Earth Sci.* Vol. 201. 2020. 104508. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2020.104508>.
86. *Zhang X.Z., Yang B.J., Wu F.Y., Liu X.G.* The lithosphere structure in the Hingmong-Jihei (Hinggan–Mongolia–Heilongjiang) region, northeastern China // *Geology in China*. 2006. Vol. 33. No. 4. P. 816–823 (in Chinese with English abstract).
87. *Zhang D., Huang B., Zhao J., Meert J.G., Zhang Y., Liang Y., Bai Q., Zhou T.* Permian paleogeography of the eastern CAOB: Paleomagnetic constraints from volcanic rocks in central eastern Inner Mongolia, NE China // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. No. 4. P. 2559–2582.
88. *Zhang D., Huang B., Zhao G., Meert J.G., Williams S., Zhao J., Zhou T.* Quantifying the extent of the Paleo-Asian Ocean during the Late Carboniferous to Early Permian // *J. Geophys. Res. Lett.* 2021a. Vol. 125. Is. 3. P. 1–11. <https://doi.org/10.1029/2021GL094498>
89. *Zhang D., Huang B., Meert J.G., Zhao G., Zhao J., Zhao Q.* Micro-blocks in NE Asia amalgamated into the unified Amuria block by 300 Ma: First paleomagnetic evidence from the Songliao block, NE China // *J. Geophys. Res. Lett.* 2021b. Vol. 126. Is. 10. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2021JB022881>
90. *Zhao P., Chen Y., Xu B., Faure M., Shi G., Choulet F.* Did the Paleo-Asian Ocean between North China block and Mongolia block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China // *J. Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 118. P. 1873–1894. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50198>
91. *Zhao P., Appel E., Xu B., Sukhbaatar T.* First paleomagnetic result from the early permian volcanic rocks in northeastern Mongolia: Evolutional implication for the Paleo-Asian ocean and the Mongol-Okhotsk ocean // *J. Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 122. Is. 2. P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2019JB017338>
92. *Zhao P., Xu B., Jahn B.M.* The Mongol-Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from zircon U–Pb ages, whole-rock elemental and Sr–Nd–Hf isotopic compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 144. P. 225–242.
93. *Zhao X., Coe R.S., Zhou Y.X., Wu H.R., Wang J.* New palaeomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181. P. 43–81.
94. *Zhou J.B., Wang B., Zeng W.S., Cao J.L.* Detrital Zircon U–Pb dating of the Zhalantun metamorphic complex and its tectonic implications, Great Xing'an, NE China // *Acta Petrol. Sinica*. 2014. Vol. 30. P. 1879–1888. (In Chinese with English abstract).
95. *Zhu M., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Baatar M., Anaad C., Yang S., Wang Z.* Carboniferous magmatic records of central Mongolia and its implications for the southward subduction of the Mongol–Okhotsk Ocean // *Int. J. Earth Sci.* 2022a. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2076161>
96. *Zhu M., Zhang F., Miao L., Ganbat A., Baatar M., Anaad C., Yang S., Wang Z.* Permian–Triassic magmatic rocks in the Middle Gobi volcanic-plutonic belt, Mongolia: Revisiting the scissor-like closure model of the Mongol-Okhotsk Ocean // *Int. J. Earth Sci.* 2023. Vol. 112. Is. 2. P. 741–763. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02271-5>
97. *Zhu M., Pastor-Gal'an D., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Li Sh., Yang Sh., Wang Z.* Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol–Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // *Lithos*. 2023. Vol. 436–437. Art.106951. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106951>
98. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* *Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis.* — Ed. by B.M. Page, (Washington, D.C., USA. AGU. Geodynam. Series. 1990. Vol. 21), pp. 242.

## Paleomagnetism of the Phanerozoic Sequences of the Central Part of the Central Asian Fold Belt

D. V. Kovalenko<sup>a, \*</sup>, V. V. Yarmolyuk<sup>a</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,  
Staromonetny per., bld. 35, 119017 Moscow, Russia*

<sup>\*</sup>*e.mail: Dmitry@igem.ru*

The article summarizes paleomagnetic data for Tuva, Mongolia and Eastern China, which showed that in the central part of the Central Asian fold belt, areas with different paleomagnetic characteristics are distinguished, these are areas located north of the Mongol-Okhotsk mobile belt, the western and eastern parts of the South Mongolia and Eastern China. The areas located north of the Mongol-Okhotsk mobile belt were part of the structure of the Siberian continent from the Ordovician and experienced movement similar to the Siberian continent. The regions of the western part of Southern Mongolia have been part of the structure of the Siberian continent since the late Carboniferous. The geological complexes of the eastern part of Southern Mongolia and the blocks of Eastern China in the Middle Paleozoic and Early Mesozoic were located in a latitudinal interval close to the North China block and experienced similar latitudinal

movements and similar rotations. The large difference between the paleolatitudes of coeval strata in western and eastern Mongolia and Eastern China south of the Mongol-Okhotsk mobile belt suggests the existence of a tectonic boundary that separated blocks formed at paleolatitudes along the 107°E meridian, close to Siberia and Northern China. To the west of the 107° longitude meridian, the paleolatitudes of formation of the Late Carboniferous–Permian strata are close to the paleolatitudes of Siberia, and to the east of the meridian — to the paleolatitudes of Northern China. The width of the Mongol-Okhotsk Ocean in the late Paleozoic–early Mesozoic was 30°–40° latitude (~3000–4000 km). The southern limit of the Mongol-Okhotsk Ocean was segmented and consisted of terranes of various genesis and structure. The closure of segments of the Mongol-Okhotsk Ocean occurred as a result of the collision of terranes with the Siberian continent during the period from the Late Carboniferous (in the west) to the Jurassic (in the east).

*Keywords:* magnetization, paleolatitude, tectonic emplacement, declination, inclination, model age, accretion, collision

УДК 551.24

## ДУГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ

© 2024 г. С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, \*, В. Г. Трифонов<sup>1</sup><sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

\*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.11.2023 г.

После доработки 23.02.2024 г.

Принята в печать 29.02.2024 г.

Анализ пространственного распределения верхнемантийных плюмов во внутренней части Зондской дуги показывает ряд плюмовых объемов, прерывающих стагнирующий слэб, обрамленный с юга погружающимся слэбом Зондской дуги. Возможными механизмами, обеспечивающими такое строение мантии, являются субширотный тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе (i) и ролл-бэк, способный сформировать разрыв в плоском слэбе, запустив в нем верхемантийные плюмы без глубинных (>1000 км) корней (ii). Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, и часто образуют локальные рифтовые сегменты. 3D отображение  $\delta V_p$  в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с районом Зондской дуги. Наблюдается область субгоризонтальных фрагментов слэбов и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Векторы подвижек горных масс вдоль плоскостей срывов Зондской дуги, установленные по механизмам сейсмических событий, направлены вовне дуги от центра ее кривизны, в котором сконцентрированы вторичные верхнемантийные плюмы. Это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой. Надвигание дуги сопровождается немногочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. Веерообразный разворот азимутов подвижек вдоль Гималаев направлен на Индостан. Это показывает, что главный индикатор тектонической активности — сейсмические события — имеет при подвижках вдоль срывов направление смещения масс на юг от задуговой области растяжения в пределах Тибета с формированием надвиговых деформаций. В Гималайской дуге, так же как и в Зондской дуге, выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели поддвига Индийской плиты. Второе направление заключается в надвигании структур Гималаев на Индийскую плиту.

**Ключевые слова:** Гималаи, Зондская дуга, Индийская плита, направление подвижек горных масс, механизмы сейсмических событий, мантийные плюмы, надвигание плиты

DOI: 10.31857/S0016853X24010023, EDN: NMHRSI

### ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших открытий, которые дало использование сейсмотомографического метода исследования скоростных неоднородностей мантии Земли, стало обнаружение высокоскоростных “холодных” аномалий — слэбов, уходящих от зон субдукций в глубину до 2000 км, обзор которых приведен в работе [29]. Также было показано, что в ряде случаев слэбы выполаживаются и залегают горизонтально в диапазоне глубин 410–660 км, что оставляет много неопределенностей в характере и структуре реальной мантийной конвекции [29].

Для зон субдукции северо-западного обрамления Тихого океана было рассчитано 36 региональ-

ных сейсмотомографических разрезов, пересекающих конвергентные границы океана, а также было показано, что геометрия слэбов с выполаживанием в вышеуказанном диапазоне глубин является доминирующей [5]. Для этой конфигурации мантийных неоднородностей появился термин — стагнирующие слэбы. Они выявлены также в Альпийско-Гималайско-Индонезийском поясе [12].

Анализ поля скоростей горизонтального движения основных литосферных плит в системе отсчета NNR (no network rotation) [18] показывает, что континентальные плиты, под которые идет субдукция океанических плит, имеют встречные направления движений на океан. По нашему



мнению, это указывает на необходимость существования надвиговых процессов в зонах субдукций.

Как определено в работе [2], именно встречное движение Индийской плиты и Евразийского континента создает условие для формирования стагнирующих блоков и инициации ролл-бэк механизма [6], при котором функционирует отдельная, не связанная с остальной мантией, конвекция в диапазоне глубин <660 км и образуются задуговые рифтогенные структуры с неглубокими вторичными плюмами и вулканизмом. Эти задуговые структуры в поле сейсмотомографии представляют собой низкоскоростные “горячие” аномалии, нарушающие целостность “холодных” стагнирующих слэбов [5, 35].

Данное сочетание геодинамически активных литосферных блоков проявлено не только на границе континент–океан, но и в Центральной Азии при коллизии Индостана с Евразийским континентом (рис. 1).

Особенности полей векторов горизонтальных движений, полученных с помощью GPS наблюдений, таковы, что оставляют достаточный простор для появления различных интерпретаций того, какие механизмы реализуются в реальности [18, 33, 38]. В частности, аппроксимация кинематики плит единым для всей плиты значением полюса и скорости вращения вступает в противоречие с реальными GPS данными [18, 33, 38], которые могут отличаться от средних по плите на 180°. Эту проблему решают методом дробления плит на более мелкие части [18], что вполне оправдано для описания кинематики движения, но не объясняет геодинамический механизм.

В работе [23] проведено сопоставление модельного поля скоростей плит с измерениями GPS и показано, что максимальные расхождения этих кинематических параметров возникают в структурных дугах. Это может указывать на то, что в расчет скоростей не входят проходящие в реальности процессы при определении моделей.

На наш взгляд, кроме векторов GPS есть такой тип данных, который также может внести вклад в решение проблемы, но обычно не представлен в кинематических схемах. Этими данными являются вектора подвижек вдоль плоскостей срыва сильных землетрясений по данным каталога СМТ [24], которые отличаются от поля векторов GPS (рис. 2).

Целью настоящей работы является сравнение мантийных вариаций скоростей сейсмических волн в задуговой области Центральной Азии

с Юго-Восточной Азией как типичного для данной геодинамической обстановки региона, а также современной кинематики дуговых структур с использованием направлений векторов подвижек при землетрясениях.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В Центрально-Азиатском сегменте Альпийско–Гималайского подвижного пояса и к северу от него выделяется серия протяженных тектонических зон, вытянутых вдоль пояса и представляющих собой чередование разновозрастных складчато-надвиговых зон с блоками, где древний фундамент обнажен или перекрыт относительно слабо деформированным осадочным чехлом.

### *Складчато-надвиговые зоны*

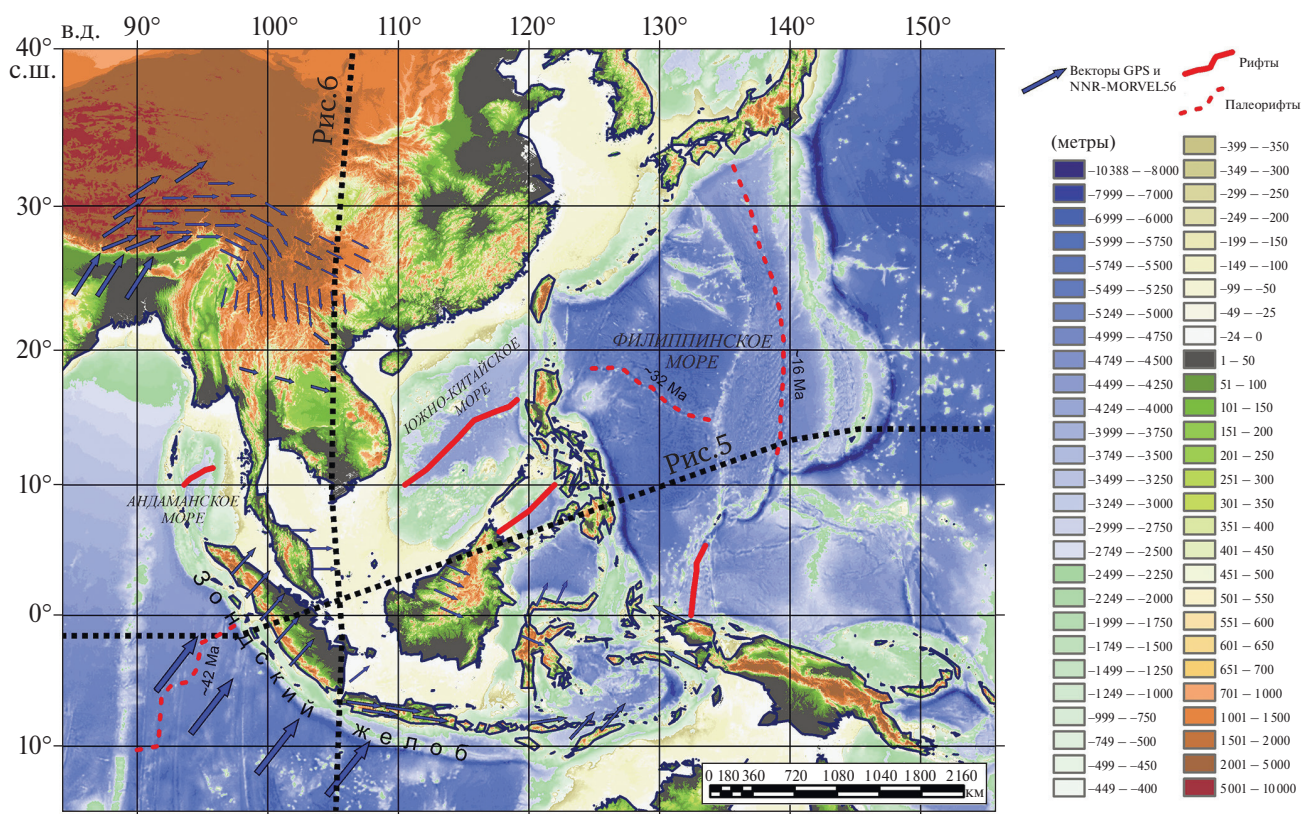
Севернее гималайского фланга Индийской платформы, между Памиро-Пенджабским синтаксисом и восточными окончаниями Гималаев и Тибета, с юга на север выделяются следующие структуры [4, 13] (рис. 3).

- Предгималайский прогиб, деформированный на северном фланге.

- Новейшее поднятие Гималаев — докембрийского фундамента Индийской платформы, местами перекрытого гондванским платформенным чехлом. К северу чехол приобретает черты пассивной окраины Неотетиса. Зоны Фронтального, Передового и Центрального надвигов отражают надвигание горной системы на платформу или пододвигание платформы под Гималаи.

- Зона Кохистана и Ладакха представляет собой вулканическую дугу Неотетиса с крупными гранитными батолитами. Фундамент дуги (ультрамафиты и гранулиты, выше — амфиболиты и габбро-нориты) вскрыт в зоне Главного мантийного надвига, ограничивающего данную зону с юга. В Тибете этой зоне соответствует южная часть блока Лхаса и зона Инда-Цангпо (сутура Неотетиса). В ней тектонически совмещены офиолитовые и островодужные элементы мела, палеоцена и эоцена. Они интенсивно деформированы и несогласно перекрыты олигоцен–миоценовыми конгломератами [16].

- Южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивными проявлениями регионального метаморфизма и осевым батолитом, ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом. В зоне этого надвига выделена сутура Шиок — офиолитовый меланж, маркирующий бассейн поздне-



го Мезотетиса, закрывшийся в середине мела, или задуговой бассейн Неотетиса [30]. Породы вблизи сутуры дислоцированы в сеноман–туроне. В Тибете сутуру Шиок продолжает сутура Бангун, которая отмечает развитие бассейна позднего триаса и юры, завершившееся коллизией в середине мела [4]. Офиолиты обдуцированы на блок Лхаса.

- Зона Северного Каракорума с кембрийско–протерозойским континентальным основанием [21]. В области Памиро–Пенджабского синтаксиса эту зону сменяет к северу зона Юго-Восточного Памира и Нуристана, где фации карбонатной платформы переходят к северу в относительно глубоководные флишеидные фации склона бассейна раннего Мезотетиса.

- Пшартская сутура на Памире — реликт бассейна раннего Мезотетиса, верхнепермско–триасовые толщи которого несогласно перекрыты намюрскими вулканогенно–терригенными отложениями. Восточным продолжением Пшартской сутуры мы считаем офиолитовые зоны Улан-ула и Юшу в Восточном Тибете — следы океанического бассейна, закрывшегося не позднее раннего

триаса. При таком сопоставлении Юго-Восточному Памиру и Северному Каракоруму соответствует на Тибете зона Цянтан, а Центральному Памиру соответствует зона Сунпань.

Далее, на севере выделяется ряд палеозойских тектонических зон, которые разделены докембрийскими блоками, испытавшими большую или меньшую тектоно–магматическую переработку [8].

На юге это — разновозрастные линейные складчато–надвиговые зоны среднего и позднего палеозоя, как правило, чем расположение зон севернее, тем их возраст более древний. Самой южной из них является зона Северного Памира и Северного Куньлуня, образовавшаяся в конце палеозоя [4].

Восточнее, к этой зоне, вероятно, принадлежат Цайдам и складчатая цепь, разделяющая Северо–Китайскую и Южно–Китайскую древние платформы. В этих частях зоны последние складчато–надвиговые деформации проявились в конце палеозоя и местами — в триасе.

Особое место в структуре севера Центральной Азии занимают Солонкерская складчато–надвиговая



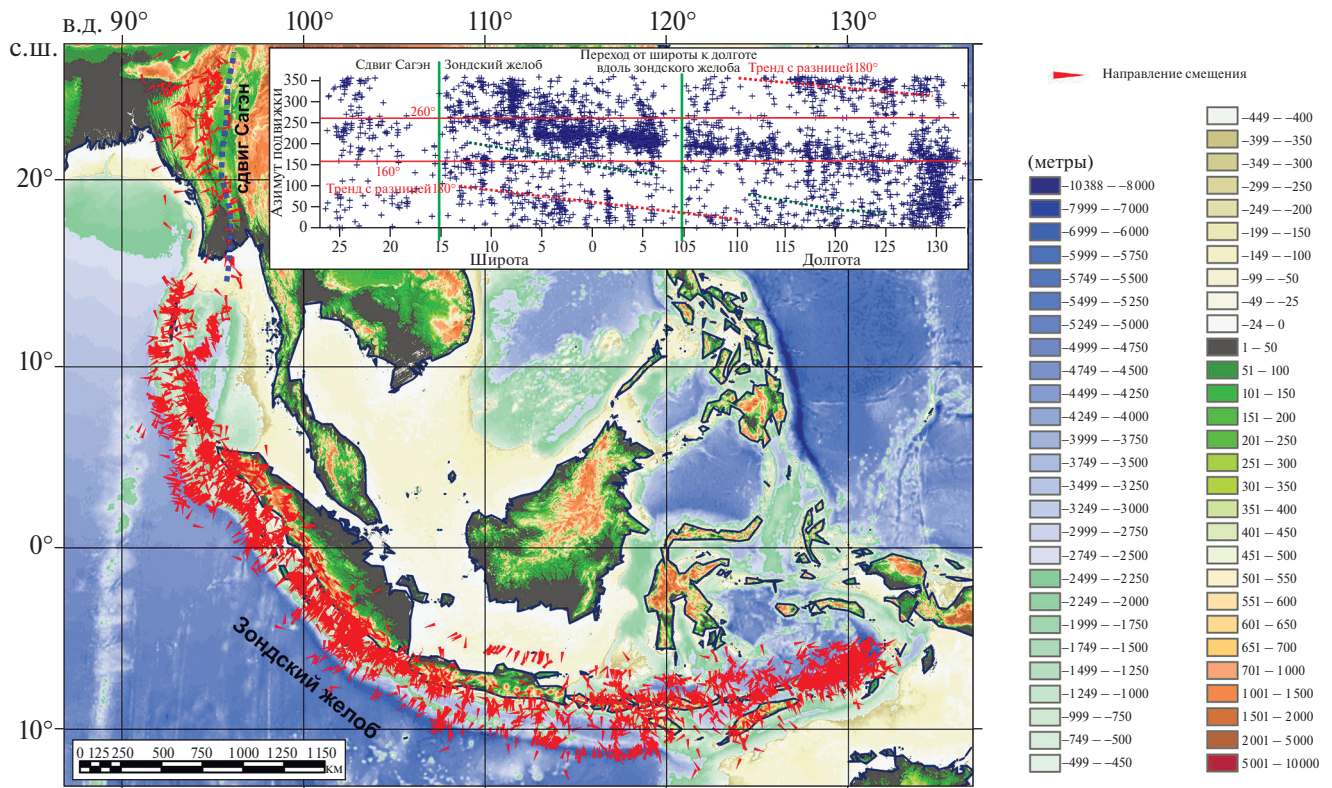


Рис. 2. Направления смещений вдоль плоскостей разрывов сильных землетрясений по данным каталога СМТ (по [24, 39]). На врезке: облако значений азимутов подвижки вдоль Зондского желоба и правого сдвига Сагэн.

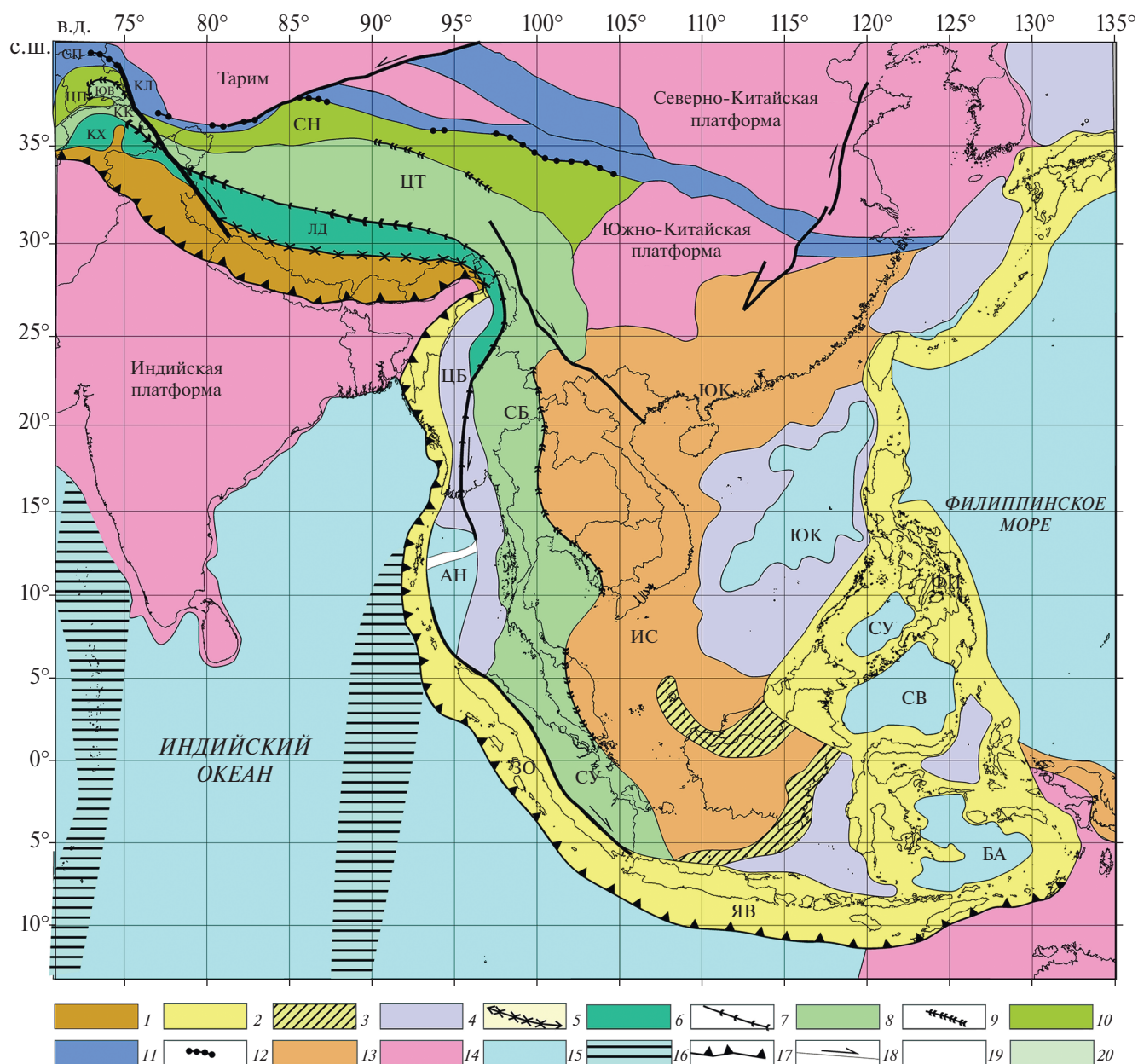
зона, выделенная на юге Монголии, и реликты Монголо-Охотского океана. Толщи Солонкерской зоны с визейско-раннепермским возрастом офиолитов испытали складчато-надвиговые деформации в середине триаса, а развитие западной части Монголо-Охотского океана завершилось коллизией в юрское и местами — в нижнемеловое время [3, 9].

Толщи Солонкерской зоны образуют северную границу Катазии, вмещающей Северо-Китайскую и Южно-Китайскую докембрийские платформы и палеозоиды Юго-Восточного Китая.

На востоке тектонические зоны Тибета изгибаются и следуют на юг в Индокитай вдоль восточной окраины Индийского океана [3, 15] (см. рис. 3). Сутура Бангун протягивается вдоль правого сдвига Сагаинг до устья р. Иравади. Индосинийская сутура, продолжающая сутуру, отмеченную офиолитами Улан-ула и Юшу, через Юньнань, северо-западный Лаос, Таиланд и западную Камбоджу достигает полуострова Малакка. В этой зоне офиолиты вскрыты среди осадочно-вулканогенных пород триаса и верхнего палеозоя, которые сформировались в центре и на бортах глубоководного бассейна. Его замыкание в конце триаса сопровождалось интенсивными складчато-надвиговыми деформациями.

На складчатых комплексах несогласно залегают красноцветы нория-юры. Между продолжением сутуры Бангун и Индосинийской сутурой расположен Синобирманский массив, восточнее Индосинийской сутуры находится Индосинийский массив, продолжающийся на восток палеозоидами Юго-Восточного Китая, и на юге расположен юго-западный Калимантан, распространяющийся на южный шельф Южно-Китайского моря, и, вероятно, — Яванское море. На юго-западе Калимантана вскрыты кристаллические сланцы, перекрытые верхним палеозоем, а также мелководными отложениями юры и мела, и прорванные гранитоидами верхней юры и мела.

Мезозойские и более древние тектонические зоны Индокитая и Индонезийско-Филиппинского архипелага подверглись значительной переработке в кайнозое. На западе и юге региона протягивается Зондская дуга. На севере, в сегменте Мьянма, дугу образуют складчато-надвиговые Индобирманские цепи — аккреционная призма над наклоненной на восток зоной субдукции Индийской плиты. Цепи сложены породами верхнего мела и палеогена, деформированными в позднем олигоцене. Восточнее дуги находится Центрально-Бирманская впадина с кайнозойскими молассовыми толщами мощностью в несколько километров.



**Рис. 3.** Тектоническая карта основных структур Гималайско-Тибетского региона и Юго-Восточной Азии (по данным [3, 4, 13, 14, 15]).

*Новейшие островные дуги:* ЗО — Зондская, ФИ — Филиппинская, ЯВ — Яванская; *моря:* АН — Андаманское, БА — Банда, СВ — Сулавеси, СУ — Сулу, ЮК — Южно-Китайское; *прогиб:* ЦБ — Центрально-Бирманский; *зона:* ИЦ — Инда-Цангпо; *северная активная окраина Неотетиса:* КХ — Кохистан, ЛД — Ладакх; *южная пассивная окраина раннего Мезотетиса:* КК — Северный Каракорум, ЮВ — Нуристан и Юго-Восточный Памир, ЦТ — Цянтан, СБ — Си-нобирманский массив, СУ — Северо-Восточная Суматра; *северная окраина раннего Мезотетиса:* ЦП — Центральный и Юго-Западный Памир, СН — Сунпань; *поздние герциниды:* СП — Северный Памир, КЛ — Куньлунь; *палеозоиды:* ЮК — Юго-Восточный Китай, ИС — Индосинийский массив; 1 — новейшее поднятие Гималаев; 2 — новейшие островные дуги (от основания дугового склона желоба до вулканической дуги включительно); 3 — островные дуги; 4 — новейшие задуговые бассейны (северное продолжение Андаманского моря, покрытое флювиальными осадками); 5 — сутура Неотетиса; 6 — северная активная окраина Неотетиса; 7 — зона сутур позднего Мезотетиса или задугового моря Неотетиса; 8 — южная пассивная окраина раннего Мезотетиса; 9 — зона сутур раннего Мезотетиса; 10 — северная окраина раннего Мезотетиса; 11 — сутуры позднего палеозоя; 12 — сутуры герцинского возраста; 13 — палеозоиды; 14 — докембрийские платформы и микроплиты с докембрийским фундаментом в палеозойских складчатых поясах; 15 — области с океанским типом земной коры; 16 — поднятия 70° и 90° в.д. в Индийском океане; 17 — крупнейшие новейшие надвиги и поддвижки во фронтальных частях островных дуг и Гималаев; 18 — крупнейшие новейшие сдвиги; 19 — рифтовые зоны в Андаманском море; 20 — границы тектонических провинций и зон



Индо-Бирманские цепи продолжают на юг цепью Андамано–Никобарских островов, образующих невулканическую часть дуги. Ее вулканическая часть представлена породами преимущественно андезитового состава на границе островов с задуговым Андаманским морем. В центре моря, где земная кора близка к океанической, выделена рифтовая зона, возникшая 10.8 млн лет назад [15]. Рифты сочетаются с трансформными разломами, при этом восточный разлом продолжается сдвигом Сагаинг, а западный разлом продолжен Центрально-Суматрийским правым сдвигом. Таким образом, Андаманское море является впадиной пулл-апарт.

Вулканическая дуга продолжается на островах Суматра, Ява и более восточных островах. На Яве вулканизм начался в середине миоцена. В восточном сегменте дуги южнее моря Банда к ней подходит подводная континентальная окраина Австралии. В составе дуги выделяется остров Тимор, где континентальная кора имеет мощность 60 км, кораллы плиоцена подняты на высоту 800 м [15].

Максимальная глубина очагов землетрясений возрастает к юго-востоку и составляет [24]:

- 150 км — под Бирмой;
- 200 км — под Андамано-Никобарскими островами;
- >300 км — под Суматрой;
- 600 км — под Явой.

В том же направлении глубина желоба возрастает от 4 до 8 км.

С востока регион исследований ограничен Марианской дугой с Филиппинским задуговым морем. Ближе к центру находится Филиппинская островная дуга над зоной субдукции океанской литосферы к западу. Территория между Филиппинской и Зондской дугами гетерогенна. Наряду с фрагментами континентальных блоков здесь выявлены офиолиты, вулканические дуги и глубоко-водные впадины разных эпох кайнозоя.

На севере Калимантана выделена аккреционная призма с мел–палеогеновым фпшшем, сопряженная с расположенной южнее магматической дугой и возникающая над зоной субдукции океанской литосферы к югу. Эта призма была дислоцирована в позднем эоцене при коллизии с континентом, расположенным севернее.

На северо-востоке Калимантана находится миоценовая вулканическая дуга, подстилаемая меловыми офиолитами. Она соединяется на востоке с Филиппинами и разделяет моря Сулавеси и Сулу. Моря Сулавеси и Банда окружены офиолитами и вулканическими дугами почти со всех

сторон. При этом впадины морей Сулу, Сулавеси и Банда характеризуются океанским типом коры.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для анализа вариаций скоростей сейсмических  $P$ -волн ( $\delta V_p$ ) была выбрана сейсмотомографическая модель UU-P07 [16, 17, 36], рассчитанная по телесеismicким данным с пространственным разрешением ~100 км в сейсмоактивных зонах. Особенностью данной модели является 3D начальное приближение, начиная с которого производится расчет вариаций скоростей для адаптации к зарегистрированным сигналам сейсмических событий.

Длительное время в качестве начального приближения выбиралась радиально-симметричная PREM (preliminary reference Earth model) [31].

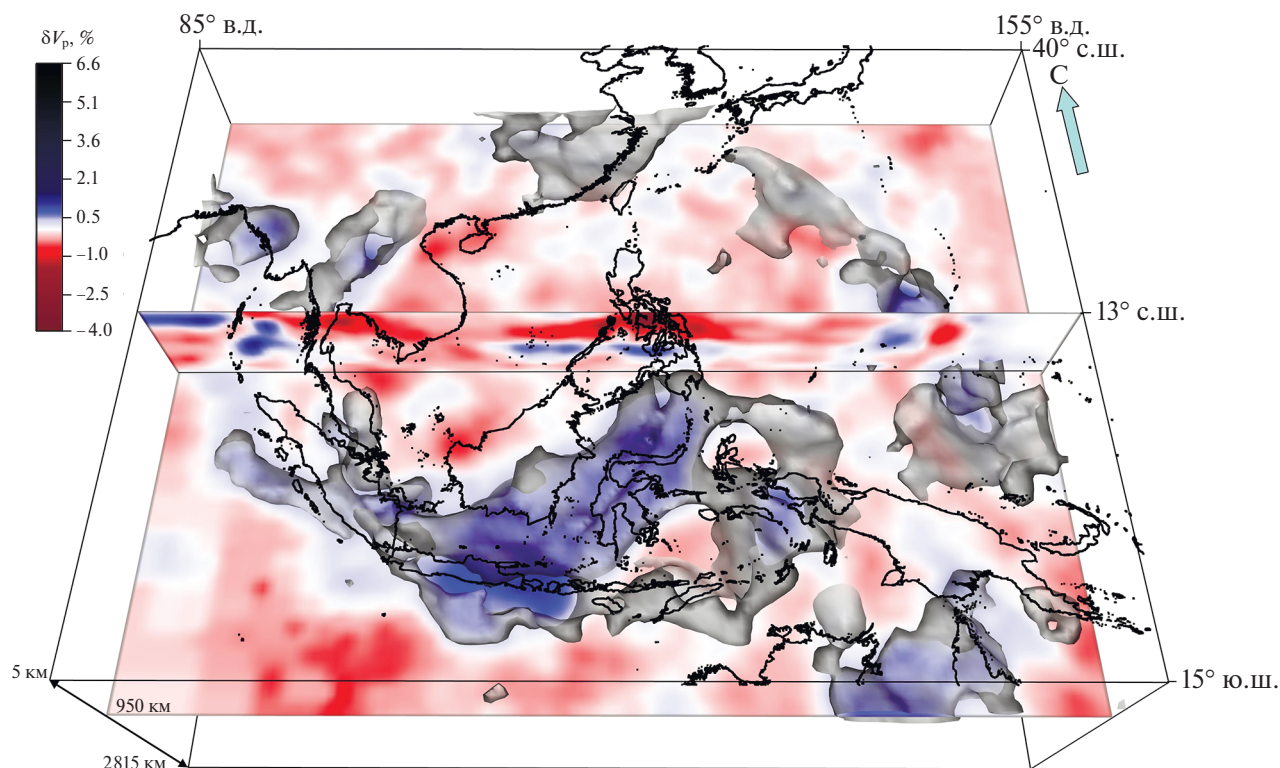
В 2000-х гг. многие рассчитываемые модели на низкочастотных сферических гармониках до  $l = 20$  перестали сильно отличаться [19]. Это привело к идее введения в практику расчета 3D начальных приближений [17], что существенно улучшило качество расчетов  $\delta V_p$  и вычислительный результат используемых алгоритмов.

Модель UU-P07 использовалась нами для построения скоростных разрезов мантии вдоль профилей с произвольно заданной траекторией на поверхности, не находящейся на дуге большого круга между двумя точками на сфере. Также модель UU-P07 использовалась для объемного отображения мантийных структур в исследуемых районах путем сочетания ортогональных сечений мантии с фокусированием на ключевых объектах и заполнением пространства между сечениями частично прозрачной изоповерхностью с заданными значениями  $\delta V_p$ . Такое сочетание объемных элементов позволяет достаточно информативно отображать объемные неоднородности.

Данные сейсмичности мы использовали для получения информации о направлениях векторов подвижек вдоль плоскостей срыва сильных землетрясений и построения пространственного распределения этих векторов вдоль дуговых областей по данным каталога СМТ [24].

Традиционное отображение фокальных механизмов очагов адекватно показывает кинематический тип событий, но особенности направлений смещений по срывам при способе визуализации не выражены так, чтобы обеспечить их полноценное восприятие.

Каталог СМТ [24] содержит информацию об азимуте (strike), угле падения плоскости срыва



**Рис. 4.** Объемное распределение вариаций скоростей  $\delta V_p$  в Юго-Восточной Азии по данным модели UU-P07 [17, 26, 36].

Точка обзора расположена на юге и направление обзора ориентировано на глубину с поверхности.

Изоповерхность показана для положительных значений вариации 0.33% с частичной прозрачностью.

(dip) — угол направления подвижки вдоль этой плоскости (rake) согласно системе отсчета по [1], отсчитываемый от значения азимута против часовой стрелки.

Данные этих параметров в каталоге СМТ [24] представлены для двух плоскостей смещения — основной и дополнительной. Различие азимутов направления смещений по этим плоскостям, рассчитываемых как разность угла азимута плоскости и угла направления подвижки, в проекции на поверхность составляет  $180^\circ$ .

Направления для дополнительной плоскости имеют ориентацию с физически и тектонически нереализуемым смыслом, при котором одновременно вдоль Зондской дуги существуют векторы смещений горных масс, сходящиеся к центру ее кривизны, и общий вектор движения субдуцируемой Индийской плиты, имеющий постоянное значение вдоль всего протяжения дуги.

В связи с этим для анализа направлений смещения масс при подвижках блоков коры и верхней мантии мы строили карты векторов подвижек по основной плоскости и провели их пространственное сопоставление с мантийными аномалиями скоростей  $\delta V_p$ .

## АНАЛИЗ ДАННЫХ

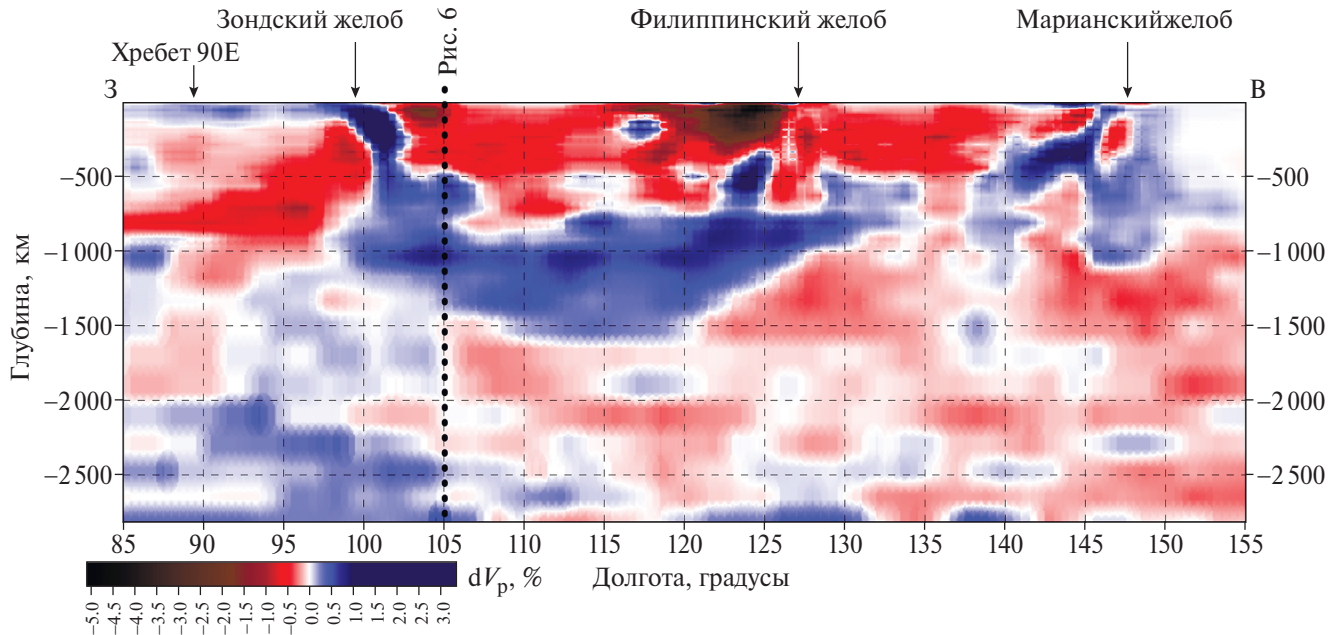
### Сейсмотомографические данные

В 3D отображении  $\delta V_p$  пространственное распределение слэбов около Зондского жолоба и в задуговой области в пределах границ планшета на рис.1 выглядит следующим образом (рис. 4).

Холодные объемы слэбов, отображаемые с точки обзора сверху и на юге по изоповерхности 0.33%, на глубинах ~950 км имеют максимальное латеральное распространение. Глубже изоповерхность заворачивает под слэб и не отображается с одной точки обзора. В задуговой области слэб выполаживается и приобретает форму, называемую стагнирующей.

Более мелкие фрагменты холодных объемов выделяются под северным сегментом Андаманской дуги до 950 км на всю глубину их максимального распространения. От слэба отходит стагнирующая ветвь на глубине переходного слоя мантии.

Холодный объем слэба наблюдается под Филиппинской дугой, где он смыкается на уровне переходного слоя с обширной субгоризонтальной холодной линзой, и Марианской дугой на глубине до 670 км.



**Рис. 5.** Сейсмотомографический разрез вдоль субширотного профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]). Положение профиля — см. рис. 1; пересечение с разрезом (пунктир) — см. рис. 6.

Мантийным плюмом является объем, который характеризуется пониженными для соответствующих глубин скоростями сейсмических волн, что интерпретируется как его разуплотнение и разогрев. Такие объемы в мантии выявлены в тылу Андаманской дуги и под Филиппинами. На срезе мантии глубиной 950 км холодный объем протягивается вдоль Индонезийской части дуги и прерывается горячими аномалиями Южно-Китайского моря, Филиппин и Андаманского моря.

Широтный разрез мантии, пересекающий все дуги района исследования, показывает, что самые горячие объемы находятся в верхней мантии выше 400 км под Южными Филиппинами и соседним с запада морем до Северного Калимантана, а также непосредственно в тылу Андаманской дуги. Горячие объемы идентифицированы в следующих местах (рис. 5).

“Горячие” объемы:

- перед Зондским желобом (объем погружается от желоба на запад под хребет 90° от верхов мантии до ~800 км);
- на глубинах до 500 км от Андаманской дуги до Филиппин и самой западной части Филиппинского моря.

“Холодные” объемы:

- субгоризонтальная холодная линза на глубинах от 700–800 км (800 км на западе и 700 км на востоке) до 1200–1500 км (наибольшее понижение подошвы линзы находится под краевым морем

западнее Филиппин, линза протягивается от Андаманской дуги до западного края Филиппинского моря, самые высокие скорости характерны для верхней части линзы);

- Андаманский слэб с небольшим по протяженности (<3°) стагнирующим ответвлением на уровне переходного слоя — слэб прослеживается до глубины 800 км вплоть до холодной линзы (см. рис. 4, см. рис. 5);

- Филиппинский слэб, наиболее резко выраженный на глубинах 300–700 км и соединяющийся на глубине 750 км с линзой;

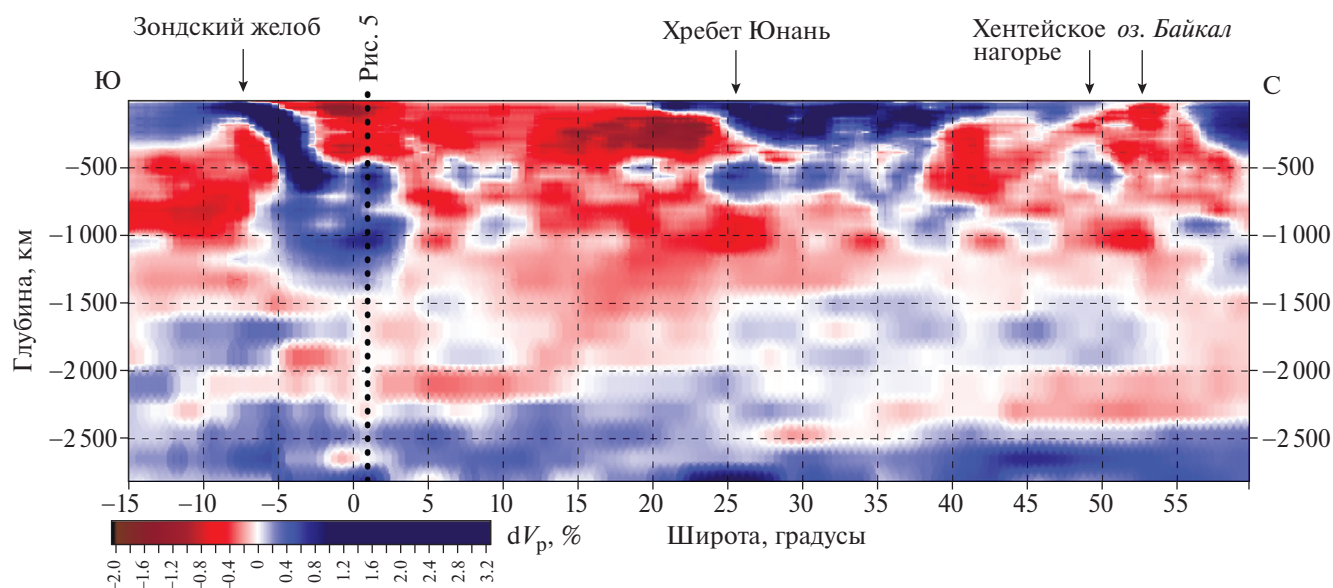
- Марианский слэб, наиболее резко выраженный на глубинах 200–600 км и смыкающийся с линзой на глубине 700 км.

На субмеридиональном разрезе холодные объемы непосредственно внутри Зондской дуги выглядят так же, как на субширотном разрезе, но отчетливо виден разрыв в слэбе, через который к поверхности поднимаются плюмовые горячие объемы (см. рис. 5, рис. 6).

Севернее дуги горячая на глубину до 500 км верхняя мантия прослеживается до хр. Юннань. Наиболее горячей является верхняя мантия к востоку от Андаманской дуги и под Восточным Тибетом. Объем горячей мантии под Тибетом прослеживается на глубину не менее 1200 км.

На уровне переходного слоя мантии выделяются сравнительно небольшие линзы холодной





**Рис. 6.** Сейсмотомографический разрез вдоль субмеридионального профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]).

Положение профиля — см. рис. 1; пересечение с разрезом (пунктир) — см. рис. 5.

мантии. Далее на север верхняя мантия холодная на глубину до 350 км. Вблизи Хэнтэйского нагорья появляется и продолжается на север в Забайкалье горячая мантия ветвей Хангайского плюма [14].

Регион восточнее Зондского желоба является наиболее выраженным структурным ансамблем, содержащим холодные мантийные аномалии — типа слэб, включая стагнирующий, горячие аномалии типа плюма, разрыв в слэбе с проникновением горячих объемов в задуговые области растяжения и современного рифтогенеза. Этот район можно считать геодинамическим эталоном, сочетающим в себе все приведенные структуры.

В 3D-отображении  $\delta V_p$  пространственное распределение слэбов в Тибетско-Гималайском регионе и в Центральной Азии показано на рис. 7.

Холодные объемы слэбов с плоской кровлей, отображаемые с точки обзора сверху и на юго-востоке по изоповерхности 0.33%, на глубинах до ~1000 км имеют латеральное распространение, аналогичное Зондской задуговой области. Обширная область субгоризонтальных слэбов севернее Тибета имеет разрыв, в котором поднимаются плюмовые аномалии. Еще севернее к поверхности прорываются горячие аномалии Хангайского плюма и Хэнтэйского нагорья, вокруг которых наблюдаются отдельные холодные фрагменты положительных аномалий  $\delta V_p$  (см. рис. 7, севернее 40° с.ш.).

Еще один субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что хо-

лодный объем Индийской платформы погружается под Гималаи и Южный Тибет до 700 км (рис. 8).

Наблюдается холодная верхнемантийная (50–200 км) линза между Тибетом и Хангайским плюмом и севернее его под Сибирской платформой (севернее 55° с.ш.) на глубину не менее 400 км.

“Горячие” объемы:

- Тибетский плюм — воронка до 750 км со слабо пониженными значениями  $\delta V_p$  на глубину до 1100 км и еще слабее пониженными — до 1700 км;

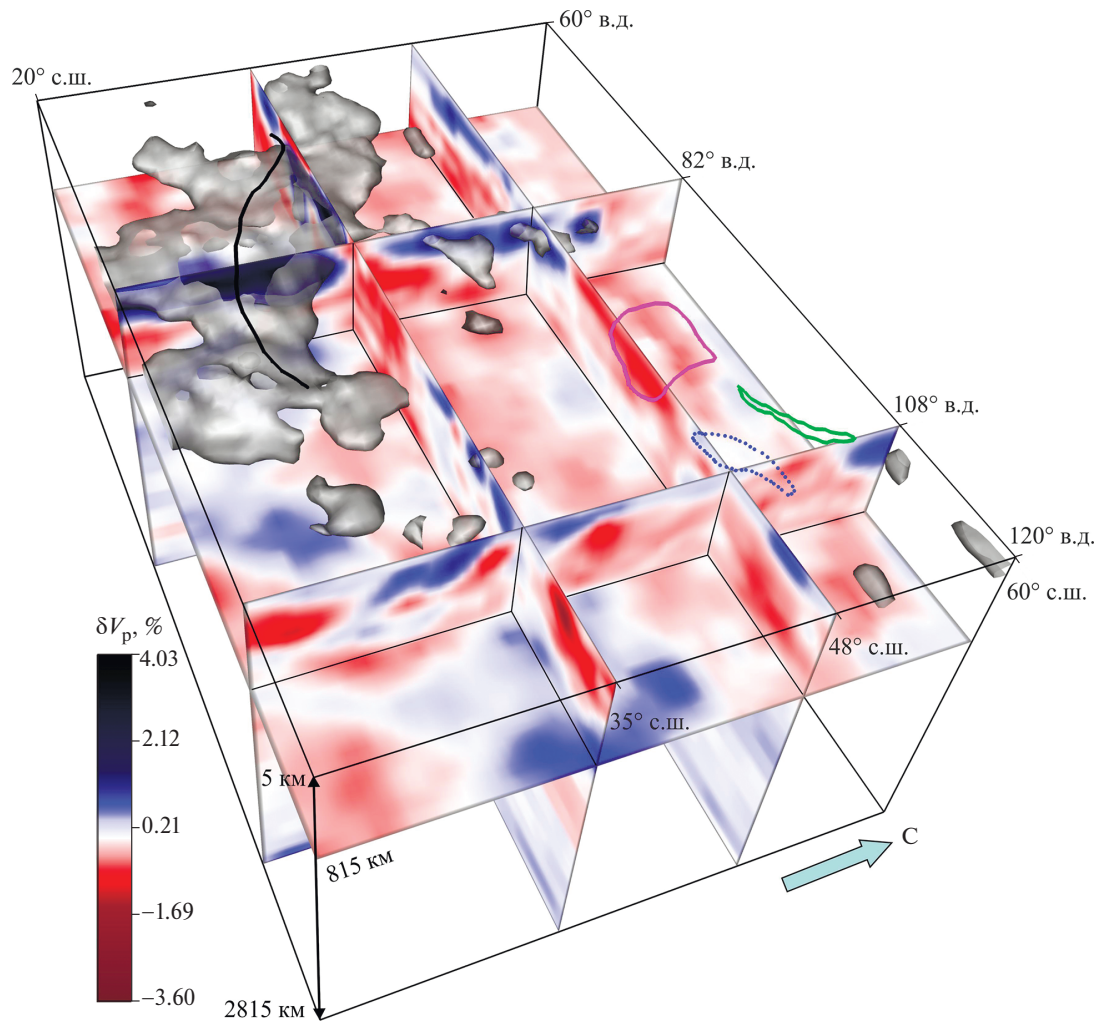
- Хангайский плюм — от Гобийского Алтая — корни находятся на юге на глубинах до 800 км и слабее выражены на глубинах до 1200 км, возможна глубинная связь плюма с ответвлением Тихоокеанского суперплюма.

#### *Структура мантийных неоднородностей региона*

Во внутренней части Зондской дуги обширная область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных горячих объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей, вдоль которых на поверхности развиваются современные рифтовые сегменты (см. рис. 1, см. рис. 4).

В работе [32] приводится точка зрения, согласно которой в район поступает тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе, ~40 млн лет назад он сформировал субширотное слабое звено, в которое переместился сфокусированный мантийный апвеллинг и расширил область рифтогенеза. Эта точка зрения поддерживается





**Рис. 7.** Объемное распределение вариаций скоростей  $\delta V_p$  в Центральной Азии по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]).

Точка обзора расположена на юго-востоке и направление обзора ориентировано на глубину с поверхности; изоповерхность показана для положительных значений вариации 1.26% с частичной прозрачностью.

Показано: оз. Байкал (зеленый контур); Хангайское нагорье (контур фиолетовым); Хэнтэйское нагорье (синий контур); южный фланг Гималаев (линия черным).

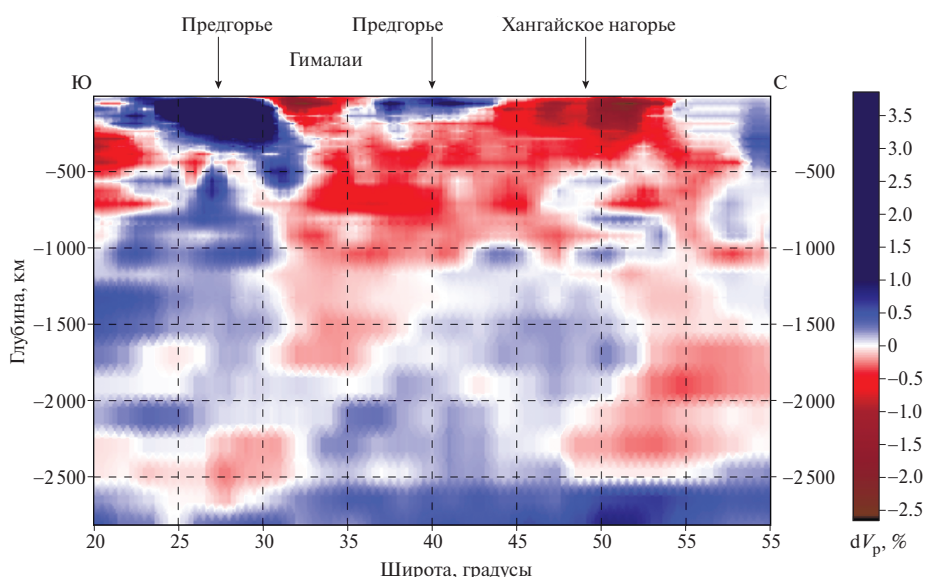
возрастами палеорифтовых сегментов к востоку от задуговой области — ~42 млн лет, и к западу — ~32 млн лет (см. рис. 1).

Однако эта задуговая область должна сопровождаться латеральным смещением зоны мантийного апвеллинга в задуговое пространство и полной остановкой субширотного рифтогенеза вне его. Представляется, что другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхемантийные) плюмы, является ролл-бэк [6]. Не исключается ситуация, при которой возможно одновременное действие обоих механизмов.

Субширотный разрез мантии показывает плоскую кровлю стагнирующего слэба и его расслоенное строение в интервалах глубин от ~700 до

~1500 км (см. рис. 5). Пространство над кровлей слэба включает в себя локальные горячие объемы мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и образующими локальные рифтовые сегменты [20] (см. рис. 1).

Слабая отрицательная вариация  $\delta V_p$  наблюдается в восточной части разреза вблизи ответвления Тихоокеанского суперплюма. В западной части разреза под хребтом 90° и далее на запад фиксируется довольно редкая конфигурация с горячим объемом мантии в интервалах глубин от 500 до 1000 км, который расположен в области минимума поверхности геоида в Индийском океане и известной зоны внутриплитных деформаций [28].



**Рис. 8.** Сейсмотомографический разрез вдоль субмеридионального профиля по данным модели UU-P07 (по [17, 26, 36]). Положение профиля — см. рис. 9.

Подъем этого минимума разрывается слэбом западной части Зондской дуги, но остается видимой его вероятная связь с горячими объемами в задуговом пространстве, согласно гипотезе о влиянии “мантийного ветра”, воздействующего на него через окно в слэбе [32].

Субмеридиональный разрез также подчеркивает расслоенность слэба в пространстве восточнее Зондского желоба (см. рис. 6). Кроме того, разрез иллюстрирует разрыв в слэбе и прорыв к поверхности горячих плюмовых объемов мантии. Эта зона прорыва имеет сложную конфигурацию. В ней наблюдаются признаки подъема горячих масс от глубины ~2000 км, которые являются западным ответвлением Тихоокеанского суперплюма.

В интервале глубин от 1000 до 500 км наблюдаются усиление отрицательных аномалий  $\delta V_p$  и их латеральная локализация, формирующая верхнемантийные вторичные плюмы [20]. Неясно, являются мелкие холодные аномалии  $\delta V_p$  в этом пространстве случайными вариациями, или это — фрагменты прорванного субгоризонтального слэба. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области также видна возможная связь с Тихоокеанским суперплюмом и горизонтальная перемычка с Тибетским плюмом.

Анализ строения верхней мантии, переходного слоя и верхов нижней мантии всего региона исследований позволяет выделить структурно упорядоченные объемы с пониженными и повышенными скоростями  $\delta V_p$ .

Среди объемов с пониженными скоростями (“горячих” объемов) различаются два типа:

- задуговые аномалии;
- внутримантийные плюмы.

Задуговые горячие объемы не распространяются глубже верхней мантии и ее переходного слоя, причем в переходном слое они имеют прерывистое распространение. Внутримантийные плюмы, Тибетский и Хангайский, ярко выражены на глубинах до 750–800 км, но их корневые части с менее сниженными скоростями сейсмических волн достигают глубин 1100–1700 км. Единого четко обособленного корня у каждого из плюмов не наблюдается. Возможно, это несколько слабо выраженных корня.

Строение области поддвига перед фронтом Гималаев и перед Зондской дугой сходно в том, что в обоих случаях холодные массы верхов мантии пододвигающейся плиты переходят в холодный субдуцированный слэб, прослеженный до глубин 700 км (Гималаи) и 850 км (Зондская дуга). Но эти области существенно различаются строением их предфронтальных частей.

Перед фронтом Гималаев холодная верхняя часть мантии Индийской платформы, начинающаяся сразу ниже подошвы коры, возрастает в мощности с приближением к слэбу от 150 до 300 км.

Перед фронтом Зондской дуги холодная верхняя часть мантии пододвигающейся плиты Индийского океана не утолщается и имеет мощность ~100 км. Непосредственно перед зоной поддвига ее подстилает тело с резко пониженными  $\delta V_p$ ,

которое погружается на юго-запад под хребет 90° до глубин 750–850 км.

Северная часть Зондской зоны субдукции рассекает внутримантийный плюм, восходящий с глубины ~1150 км (см. рис. 6). Его наиболее глубокая часть (предполагаемый корень) находится севернее пересечения разрезов около п-ова Малакка (см. рис. 4, см. рис. 5).

Этот плюм (назовем его Индокитайским) соединяется на севере с восточной частью Тибетского плюма и продолжает на юг субмеридиональный ряд, представленный Тибетским и Хангайским плюмами.

### НАПРАВЛЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ГОРНЫХ МАСС В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОНДСКОЙ И ГИМАЛАЙСКОЙ ДУГ

#### *Зондская дуга*

Зондская дуга традиционно интерпретируется как область пододвигания литосферы Индийского океана (как части Индийской плиты) под юго-восточную окраину Азии и соседние задуговые бассейны. Согласно модельным построениям [18], на всем протяжении дуги плита пододвигается в северо-восточном направлении ~35°, пер-

пендикулярно к центральной части дуги. В таком случае, в этой части дуги должно происходить только пододвигание, а в краевых частях дуги, ориентированных косо к направлению движения плиты, поддвиг должен сочетаться со сдвиговым перемещением или замещаться им.

Чтобы проверить справедливость такой модели движения [18], мы использовали определения ориентировки подвижек в очагах землетрясений, произошедших в дуге в течение последнего полувека, примененный метод не позволяет отличить поддвиг от надвига, но указывает азимут подвижки (табл. 1, см. рис. 2).

Сопоставление азимутов установленных сейсмогенных перемещений выявило существенные отличия от указанной модели (см. табл. 1).

В сегменте 1 дуги, как следует из модели и согласуется с наличием активного правого сдвига Сагэн, простирающегося вдоль дуги, значительное место занимают правосдвиговые смещения с поддвиговой компонентой (см. табл. 1, сегмент дуги 1).

Однако, наряду с ними столь же значимо присутствуют надвиги или поддвиги со сдвиговой компонентой, азимуты падения которых варьируют от 210° до 250°, т.е. частично отличаются от азимута падения модельной плоскости поддвиги 215°.

**Таблица 1.** Направления сейсмогенных перемещений в Зондской дуге

| № | Сегмент дуги     | Простираение сегмента (°) | Перпендикуляр к простираению сегмента (°) | Преобладающие направления перемещений (°) | Кинематика перемещений                                                         |
|---|------------------|---------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|
|   | 1                | 2                         | 3*                                        | 4**                                       | 5**                                                                            |
| 1 | 25°–18° с.ш.     | 0–10=180–190              | 90–100=270–280                            | 340–350<br>(210–250)                      | Правый сдвиг с надвигом<br>(надвиг со сдвигом)                                 |
| 2 | 15°–10° с.ш.     | 10–15=190–195             | 100–105=280–285                           | 260–160<br>(70–100)                       | Надвиг с правым сдвигом<br>(сдвиг с надвигом — встречный<br>надвиг со сдвигом) |
| 3 | 10°–5° с.ш.      | 345=165                   | 75=255                                    | 200–250 (150–160);<br>350–300<br>(70–100) | Надвиг (сдвиг с надвигом);<br>Правый сдвиг<br>(встречный надвиг)               |
| 4 | 5° с.ш.— 6° ю.ш. | 315–320=135–140           | 45–50=225–230                             | 200–280 (30–70)                           | Надвиг (встречный надвиг)                                                      |
| 5 | 105°–115° в.д.   | 280=100                   | 10=190                                    | 190–200<br>(10–20)                        | Надвиг<br>(встречный надвиг)                                                   |
| 6 | 115°–120° в.д.   | 270=90                    | 0=180                                     | 170–180<br>(350–10)                       | Надвиг<br>(встречный надвиг)                                                   |
| 7 | 120°–125° в.д.   | 80–85=260–265             | 350–355=170–175                           | 170±10<br>(340–350)                       | Надвиг<br>(встречный надвиг)                                                   |
| 8 | 125°–133° в.д.   | 70–75                     | 340–345=160–165                           | 170±10;<br>50±20 (340–20)                 | Надвиг; левый сдвиг с поддвигом<br>(встречный надвиг)                          |

Примечание. \* — Первые значения равенства показывают направление потенциального поддвиги внутрь дуги, вторые значения равенства обозначают направление потенциального надвига на плиту; \*\* — перемещения (надвиги), приводящие к подъему висячего крыла независимо от надвигания или пододвигания по разлому, в скобках даны редкие направления перемещений.

В сегменте 2 это отклонение дуги становится более заметным (табл.1, сегмент дуги 2).

Здесь присутствует сдвиг с поддвигом, соответствующий модели. Но решающее значение приобретает надвиг с азимутом падения плоскости  $260^\circ$ , что близко к нормали к простиранию сегмента  $280^\circ$ – $285^\circ$ , но существенно отличается от модельного направления  $215^\circ$ .

В сегменте 3 также присутствует правый сдвиг, иногда с поддвиговой компонентой, соответствующий модели (см. табл.1, сегмент дуги 3).

При этом доминируют надвиги или подвиги с направлениями перемещений  $200^\circ$ – $250^\circ$ , которые частично можно интерпретировать как подвиги с близким к модельному падению плоскости  $215^\circ$ , а частично как надвиги в направлении, близком к  $255^\circ$  — нормали к простиранию дуги.

В сегменте 4, где нормаль к простиранию дуги  $45^\circ$ – $50^\circ$  близка к направлению модельного поддвига, доминируют надвиги или подвиги с азимутами перемещения  $200^\circ$ – $280^\circ$  (см. табл.1, сегмент дуги 4).

Это в одинаковой мере можно интерпретировать и как соответствующее модели пододвигание Индийской плиты и встречное надвигание дуги, причем повышенное количество сейсмических событий можно объяснить сложением действия обоих факторов.

В сегменте 5 резко доминируют многочисленные сейсмические события надвигового типа с азимутами перемещения  $190^\circ$ – $200^\circ$  (см. табл. 1, сегмент дуги 5).

Это заметно отличается от модельного направления поддвига и близко к нормали к простиранию сегмента  $190^\circ$ .

В сегменте 6 наблюдается такая же ситуация, при которой доминируют надвиговые землетрясения с азимутами перемещений  $170^\circ$ – $180^\circ$  при нормали к простиранию сегмента  $180^\circ$ , что значительно отличается от модельного направления поддвига (см. табл. 1, сегмент 6 дуги).

В сегменте 7, где преобладают надвиги с азимутами перемещений  $170^\circ \pm 10^\circ$  при нормали к простиранию сегмента  $170^\circ$ – $175^\circ$ , это отличие еще более возрастает (см. табл.1, сегмент дуги 7).

В сегменте 8, ориентированном в направлении ЗЮЗ–ВЗВ, ситуация изменяется (см. табл. 1, сегмент дуги 8).

Здесь доминируют надвиги с азимутами перемещений  $170^\circ \pm 10^\circ$  при нормали к простиранию сегмента  $160^\circ$ – $165^\circ$ . Наряду с ними значительную роль приобретают левые сдвиги с компонентой

пододвигания, азимуты перемещений которых составляет  $50^\circ \pm 20^\circ$ .

Во всех сегментах дуги, кроме сегмента 1, в подчиненном количестве присутствуют встречные (антитетические) надвиговые землетрясения, азимуты перемещений которых в каждом сегменте отличаются от доминирующих направлений примерно на  $180^\circ$  (см. табл. 1).

Таким образом, во всех сегментах дуги присутствуют следы сейсмических перемещений (сейсмического течения, по [11]), согласующиеся с моделью поддвига Индийской плиты под дугу. Они представлены сочетанием надвигов–поддвигов, которые можно интерпретировать как подвиг плиты в северо-восточном направлении  $35^\circ \pm 10^\circ$ , с правыми сдвигами в меридиональных северных сегментах 1 и 2 и левыми сдвигами в восточном сегменте 8, простирающемся на восток–северо-восток (см. табл.1).

Однако наряду с этими перемещениями присутствуют следы надвигов–поддвигов в направлении, фронтальном к простиранию каждого сегмента дуги. Учитывая ее изгиб, эти перемещения можно интерпретировать как результат надвигания дуги на Индийскую плиту.

В сегментах 2 и 5–8 количество сейсмических событий с надвиговыми перемещениями превосходит количество событий, указывающих на подвиг Индийской плиты (см. табл.1).

В сегментах 3 и 4, где дуга простирается примерно нормально к направлению поддвига, отличить его от проявлений встречного надвигания используемым методом невозможно (см. табл. 1).

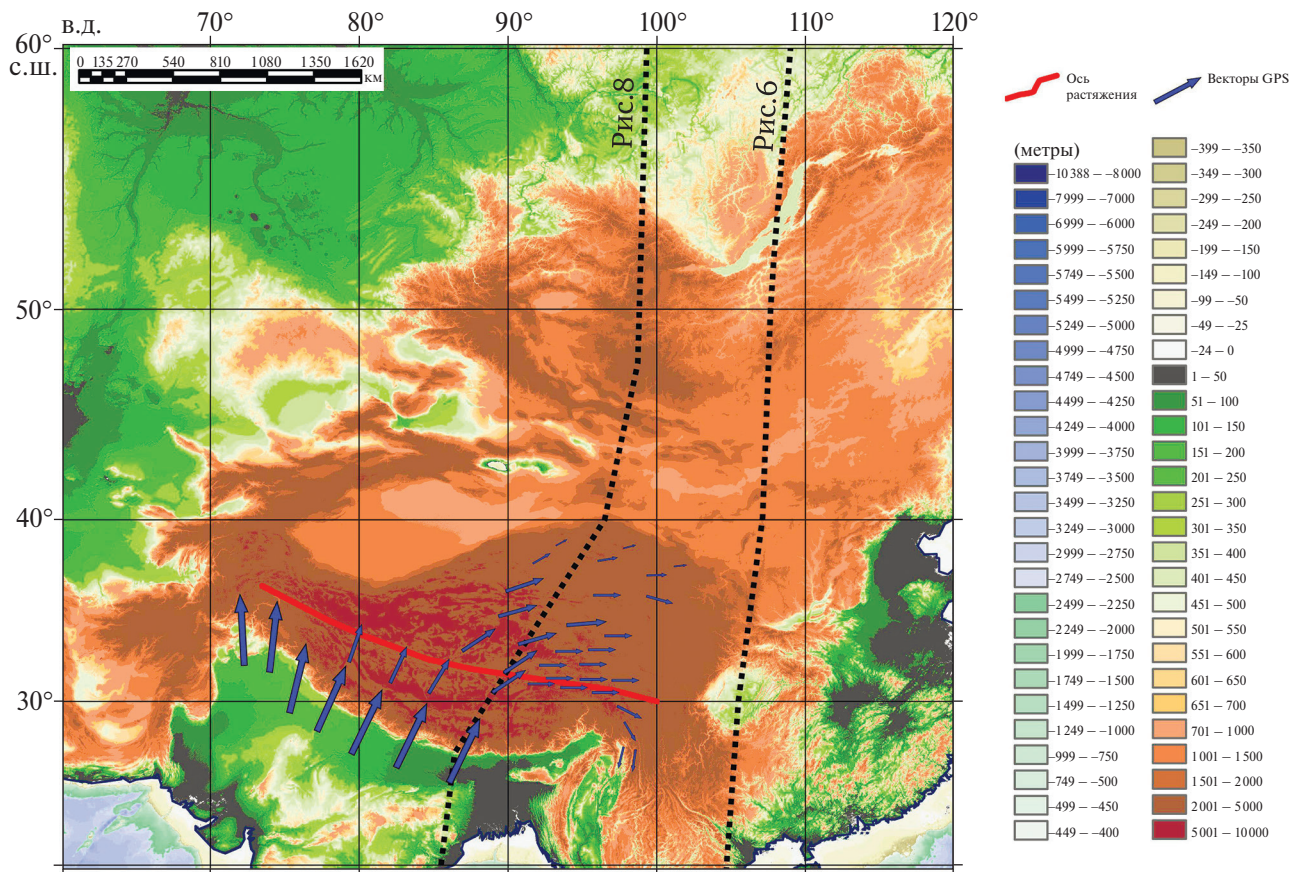
Однако существенное возрастание общего количества землетрясений с механизмами надвига–поддвига указывает, на сочетание кинематических типов сейсмических событий. Надвигание дуги сопровождается менее многочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. На графике направлений перемещений они образуют пояс, примерно параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на  $180^\circ$ .

Приведенные сейсмологические данные указывают на то, что в Зондской дуге наряду с поддвигом под нее Индийской плиты фиксируются поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту.

#### *Гималайская дуга*

Гималаи образуют выпуклую на юго-западную дугу (рис. 9).





**Рис. 9.** Схема горизонтального движения литосферных плит и блоков в зоне коллизии Индостана и Тибета, построенная по данным GPS (по [22, 27, 39]).

Векторы движения (стрелки синим) имеют условный масштаб без точной калибровки по амплитуде. Положение разрывов (пунктир) — см. рис. 6, рис. 8; ось горизонтального растяжения и сдвига (линия красным), (по [2, 10, 37]).

Согласно модельным построениям, основанным, кроме постулатов плит-тектоники, на данных GPS измерений, Индийская платформа пододвигается под Гималаи. В центральной, наиболее протяженной части дуги направление северо-восточного пододвигания —  $25^\circ$ .

На северо-западном фланге дуги, вблизи Пенджабского синтаксиса, направление становится меридиональным, до север-северо-западного направления  $350^\circ$ .

На восточном фланге дуги происходят более сложные изменения, связанные с движением на север-северо-восток Ассамского клина Индийской платформы.

В Гималаях землетрясений намного меньше, чем в Зондской дуге, отчего картина распределения сейсмических перемещений более расплывчатая и прерывистая, тем не менее, некоторые тенденции улавливаются (рис. 10).

Больше всего землетрясений на северо-западе дуги и в районе Пенджабского синтаксиса. Здесь,

между  $70^\circ$  и  $72^\circ$  в.д., наибольшая часть перемещений происходит в направлении  $200^\circ$ – $250^\circ$  ( $20^\circ$ – $70^\circ$ ) и соответствует надвиго-поддвигу, перпендикулярному фронту дуги.

При направлениях  $50^\circ$ – $70^\circ$  перемещения приобретают правосдвиговую компоненту, связанную с движениями по Каракорумскому правому сдвигу. Наряду с этим присутствуют перемещения надвига-поддвигу в направлении  $330^\circ$ – $350^\circ$ , соответствующие модельным построениям.

Между  $68^\circ$  и  $70^\circ$  в.д. присутствуют также сопряженные перемещения в направлениях  $100^\circ$  и  $280^\circ$ – $300^\circ$ , отражающие движения на западном фланге синтаксиса.

На отрезке дуги  $80^\circ$ – $88^\circ$  в.д. доминируют перемещения в направлении  $200^\circ$  ( $20^\circ$ ), которые в равной степени можно интерпретировать как поддвиг Индийской платформы и надвиг Гималаев.

Между  $90^\circ$  и  $96^\circ$  в.д., на северо-западном фланге Ассамы, выделяются два направления перемещений (см. табл. 1):

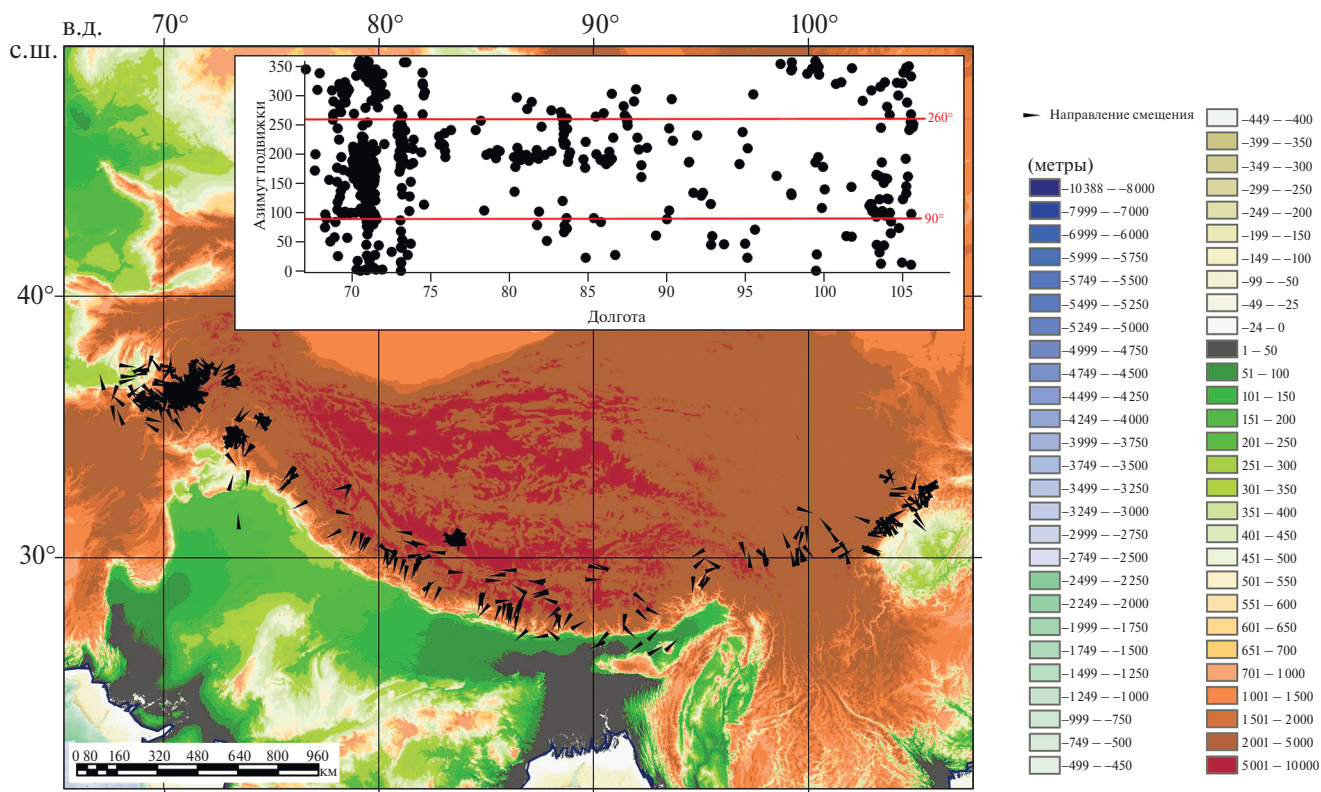


Рис. 10. Направления смещений вдоль плоскостей разрывов сильных землетрясений по данным каталога СМТ ([24, 39].

На врезке: облако значений азимутов подвижки вдоль фронта Гималаев.

—  $210^{\circ}$ – $240^{\circ}$  ( $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$ ) направление, соответствующее продольному левому сдвигу;

—  $120^{\circ}$ – $140^{\circ}$  ( $300^{\circ}$ – $320^{\circ}$ ) направление, соответствующее надвику–поддвигу, нормальному к фронту Ассама.

Между  $97^{\circ}$  и  $100^{\circ}$  в.д., севернее восточного фланга Ассама, выделяются два направления перемещений:

—  $200^{\circ}$  ( $20^{\circ}$ ) направление, которое можно интерпретировать как надвиг–поддвиг, нормальный к фронту Ассама;

—  $\sim 350^{\circ}$  ( $170^{\circ}$ ) направление, которое можно интерпретировать как правый сдвиг.

Таким образом, в Гималайской дуге выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели поддвига Индийской платформы, будучи осложнено переориентировкой сейсмического течения на Пенджабском и Ассамском флангах дуги. Второе направление объединяет перемещения, нормальные фронту Гималаев, и мы полагаем, что второе направление, как и в Зондской дуге, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Современная кинематика Зондской и Гималайской дуг

Согласно теории тектоники литосферных плит, вектор смещения вдоль конвергентной границы плит должен быть касательным к малым кругам на поверхности вращающегося сфероида относительно их полюса Эйлера [25].

Наблюдаемое в реальности распределение азимутов подвижек вдоль плоскостей срывов области Зондской дуги этому положению не соответствует (см. рис. 2). Они направлены вовне от центра кривизны дуги. На наш взгляд, это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой, которые существенно усложняют реальную геодинамику.

В связи с этим отметим наблюдение А.Н. Мазаровича [7], сделанное для взаимодействующих литосферных плит в северо-западной части Тихого океана, где край континентальной литосферы надвинут на океаническое дно, при этом дугообразная форма островных гирлянд представляет собой проекцию прямолинейных плоскостей надвига на шаровой поверхности, имеющую



непременно форму дуги. Таким образом, генезис дуг обусловлен надвигом континентальной литосферы на океаническую.

Ориентация направлений подвижек вдоль Зондского желоба меняется веерообразно от его северо-западного края до юго-восточного края (см. рис. 2). В каждом сегменте желоба статистически значимое количество измеренных направлений имеет ориентацию, ортогональную желобу. Распределение азимутов вдоль простираения желоба показывает их регулярное изменение от зоны перехода от сдвига Сагэн к юго-восточной оконечности желоба от  $260^\circ$  до  $160^\circ$  соответственно (см. рис. 2, врезка).

Возникает разворот на  $\sim 100^\circ$ . Азимуты направлены на океаническую часть. Кроме того, основное облако азимутов имеет дублирование с разницей в  $180^\circ$ . Это показывает, что в дополнение к основным надвиговым смещениям существует наличие параллельной группы событий с антитетическими надвигами (см. рис. 2, врезка).

Между основным облаком и дублирующим с существенно меньшим количеством событий прослеживается цепочка с разницей азимутов в  $\sim 90^\circ$ , которая, вероятнее всего, отражает сдвиговое проскальзывание [25], возникающее при неортогональной ориентации вектора движения океанической плиты к желобу. На это указывает полное затухание этой цепочки в районе  $\sim 105^\circ$ , где вектор движения Индо-Австралийской плиты ортогонален желобу, и ее появление далее на восток (см. рис. 1).

Заметим также, что доминирующее надвижение, нормальное к фронту Зондской дуги и направленное в сторону пододвигающейся плиты, сочетается с обилием “горячих” и, соответственно, разуплотненных мантийных масс, связанных как с внутримантийным Индокитайским плюмом, так и с верхнемантийными образованиями плюмового типа, характерными для Андаманского задугового моря и контролирующих развитие в нем рифтовых структур. Растяжение задугового бассейна могло обусловить надвижение Зондской дуги.

Гималайская дуга является современной коллизионной границей Индостана и Евразийской плиты. Поле векторов GPS в районе дуги имеет веерообразный разворот от  $\sim 355^\circ$  на западе дуги до  $\sim 30^\circ$  на востоке с общей северной направленностью движения приповерхностных блоков [27, 22] (см. рис. 9).

Ориентация направлений подвижек в Гималайской дуге изменяется веерообразно от его се-

веро-западного края до юго-восточного края (см. рис. 10).

Несмотря на меньшее число сейсмических событий, наблюдается такая же картина изменения азимутов подвижек вдоль простираения дуги, как и вдоль простираения Зондской дуги (см. рис. 2).

На каждом сегменте желоба азимуты имеют ориентацию, ортогональную желобу. Распределение азимутов вдоль простираения желоба показывает их регулярное изменение от  $70^\circ$  до  $105^\circ$  с.ш. (см. рис. 10, врезка).

Происходит разворот на  $\sim 170^\circ$  (от  $260^\circ$  до  $90^\circ$ ). Азимуты надвигания направлены на Индостан. Кроме того, основное облако азимутов имеет дублирование с разницей в  $180^\circ$ , так же как и вдоль Зондской дуги, показывая наличие небольшого числа событий с антитетическими надвигами (см. рис. 10, врезка).

В тылу, севернее Гималайской дуги, расположены Тибетский внутримантийный плюм и область растяжения Тибетского плато [2, 10, 13, 37]. Возможно, что здесь, также, как в Зондской дуге, современное надвижение связано с задуговым растяжением.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На юго-востоке Азии восточнее северной части Зондской дуги выделен Индокитайский внутримантийный плюм, восходящий с глубины  $\sim 1150$  км. Он продолжает на юг субмеридиональный ряд подобных плюмовых образований, представленных севернее Тибетским и Хангайским внутримантийными плюмами.

Вместе с тем, между Зондской и Марианской островными дугами выделяется обширная область высокоскоростной мантии на глубинах от  $\sim 700$  до  $\sim 1500$  км. Эту область можно рассматривать как объединение стагнирующих сегментов субдуцированных слэбов отдельных зон субдукции региона. Разрезы мантии показывают плоскую кровлю объединенного стагнирующего слэба и его слоенное строение. Область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных “горячих” объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей.

Одним из возможных механизмов, обеспечивающих такое строение мантии, является тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе. Другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхнемантийные) плюмы,

является ролл-бэк. Возможно одновременное действие обоих механизмов. Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и содержащими локальные рифтовые сегменты.

3D-отображение  $\delta V_p$  в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с эталонным районом Зондской дуги. Наблюдается обширная область субгоризонтальных фрагментов слэбов разного латерального размера и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Ветви Хангайского плюма, не имеющего корней глубже 1000 км, но с горизонтальными перемычками с Тибетским плюмом прослеживаются на север до оз. Байкал.

Между Зондской и Марианской островными дугами обнаружена слабая отрицательная вариация  $\delta V_p$ , возможно, отражающая ответвление Тихоокеанского суперплюма. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области выявлена возможная связь Хангайского внутримантийного плюма с Тихоокеанским суперплюмом и Тибетским внутримантийным плюмом.

Векторы подвижек горных масс по большинству плоскостей срывов при землетрясениях в Зондской дуге направлены вовне от центра кривизны дуги. Это указывает на то, что в Зондской дуге наряду с поддвигом под нее Индийской плиты имеет место поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту, с поддвигом плиты не связанное. Надвигание дуги сопровождается более редкими перемещениями по антитетическим надвигам. По направлениям перемещений они образуют пояс, примерно параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на 180° (см. рис. 2, врезка).

В Гималайской дуге выделяются две группы сейсмических перемещений:

- первая группа перемещений – согласно векторам GPS, подвижки направлены в сторону Тибета и соответствуют модели поддвига Индийской платформы, которое имеет веерообразное распределение в связи с переориентировкой поддвига на Пенджабском и Ассамском флангах дуги.

- вторая группа направлений объединяет перемещения, нормальные фронту Гималаев. Вторая группа, как и в Зондской дуге, вероятно, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

Субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что центральная часть Тибета содержит внутримантийный плюм, расширяющийся к поверхности, и зону растяжения над ним. Сходная конфигурация наблюдается в эталонной области Зондской дуги, в тылу которой доминируют объемы верхней мантии с пониженными скоростями  $P$ -волн, сопровождающиеся образованием рифтов Андаманского моря. Проведенное сравнение дает оценку роли надвиговых процессов в зонах субдукции, дополняющих многофакторное взаимодействие в геодинамически активной обстановке.

В результате проведенного исследования мы предполагаем, что задуговая отрицательная вариация  $\delta V_p$  отражает приповерхностное расширение верхнемантийного горячего объема с формированием надвигов Зондской и Гималайской дуг и зон растяжения в их тылу. В местах проявления таких плюмов образуются локальные рифтовые сегменты, иногда развивающиеся в спрединговые системы.

## ВЫВОДЫ

1. На юго-востоке Азии, восточнее северной части Зондской дуги, выделен Индокитайский внутримантийный плюм, восходящий с глубины ~1150 км. Он продолжает на юг субмеридиональный ряд подобных плюмовых образований, представленных севернее Тибетским и Хангайским внутримантийными плюмами.

Вместе с тем, во внутренней части Зондской дуги обширная область стагнирующего слэба прерывается внедрением субширотных горячих объемов Южно-Китайского и в меньшей степени Андаманского морей. Одним из возможных механизмов, обеспечивающих данное строение мантии, является тороидальный мантийный поток через разрыв в плоском слэбе.

Другим механизмом, способным сформировать разрыв в плоском слэбе и запустить в нем вторичные (верхемантийные) плюмы, является механизм ролл-бэк. Возможно одновременное действие обоих механизмов в реальности.

2. Разрезы мантии показывают плоскую кровлю стагнирующего слэба и его расслоенное строение в интервалах глубин от ~700 до ~1500 км. Пространство над кровлей слэба состоит из локальных горячих объемов мантии, которые являются вторичными плюмами, часто фиксируемыми над стагнирующими слэбами и образующими локальные рифтовые сегменты.



Также наблюдаются слабые отрицательные вариации  $\delta V_p$  вблизи ответвления Тихоокеанского суперплюма. Аналогичная картина наблюдается к северу от 40° с.ш. около Хентейского нагорья. В этой области также имеется возможная связь с Тихоокеанским суперплюмом и горизонтальная перемика с Тибетским плюмом.

3. 3D-отображение  $\delta V_p$  в районе Тибета и Центральной Азии содержит структурные стили, сходные с эталонным районом Зондской дуги. Наблюдается обширная область субгоризонтальных фрагментов слэбов разного латерального размера и разрыв, в котором устанавливаются плюмовые аномалии глубинного и вторичного происхождения. Ветви Хангайского плюма без корней глубже 1000 км, но с горизонтальными перемиками с Тибетским плюмом, прослеживаются на север до оз. Байкал.

4. Векторы подвижек горных масс вдоль плоскостей срывов Зондской дуги направлены вовне от центра кривизны дуги. Это указывает на присутствие надвиговых процессов на фронте дуги, не связанных с субдуцирующей плитой. Азимуты подвижек, кроме основного поля значений, имеют дублирование с разницей 180°, связанное с антитетическими надвигами, которые также ортогональны ориентации желоба на каждом его сегменте.

5. Надвигание дуги сопровождается немногочисленными перемещениями по антитетическим надвигам. По направлениям перемещений они образуют пояс, почти параллельный поясу надвигов и отличающийся от него на 180°. Приведенные сейсмологические данные указывают на то, что в Зондской дуге, наряду с поддвигом под нее Индийской плиты, фиксируются поперечное укорочение дуги и ее повсеместное надвигание на Индийскую плиту.

6. Веерообразный разворот азимутов подвижек вдоль Гималаев направлен на Индостан. Веерообразный разворот векторов GPS вдоль Гималаев направлен на Тибет. Это показывает, что главный индикатор тектонической активности, которыми являются сейсмические события, имеет при подвижках вдоль срывов направление смещения масс на юг от задуговой области растяжения в пределах Тибета с формированием надвиговых деформаций.

7. В Гималайской дуге выделяются два направления сейсмических перемещений. Первое направление соответствует модели подвига Индийской платформы, будучи осложнено переориентировкой сейсмического течения на Пенджабском и Ассамском флангах дуги. Второе направление объединяет перемещения, нормаль-

ные фронту Гималаев, которое, как и в Зондской дуге, отражает надвигание Гималаев на Индийскую платформу.

8. Субмеридиональный разрез через Индостан и Центральную Азию показывает, что центральная часть Тибета содержит плюм в зоне растяжения, расширяющийся к поверхности. Поскольку такая же конфигурация плюма в области разрыва слэба видна и в эталонной области Зондской дуги, сделаем предположение, что именно эта мантийная аномалия формирует расширение горячего объема около поверхности с формированием надвигов вдоль дуг и зон растяжения в их тылу. В местах проявления таких плюмов образуются локальные рифтовые сегменты, иногда развивающиеся в спрединговые системы.

**Благодарности.** Авторы благодарны рецензенту А.И. Кожурину (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия), анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена на средства проекта Российского научного фонда № 22-17-00049 “Неотектоника и активная тектоника северной части Центральной Азии”.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. — Т. 1. — Теория и методы. — М.: Мир, 1983. 360 с.
2. Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л. Модель эволюции литосферы Гималайско-Тибетского орогена // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. Т. 52. № 4. С. 89–107.
3. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
4. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. — Под ред. А.А. Моссаковского. — М.: Геос, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН. 2006. Вып. 570).
5. Жао Д., Пираино Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
6. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
7. Мазарович А.Н. Основы геологии СССР. — М.—Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1938. 544 с.

8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.Д., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
10. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юговосточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290. Doi:10.5800/GT2014510127
11. Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34–47.
12. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
13. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.
14. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
16. Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V. When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. B05423. P. 1–19.
17. Amaru M. Global travel time tomography with 3D reference models. — PhD Thesis — Geol. Departm., Utrecht Univ., Germany. 2007). 174 p. (in German).
18. Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem., Geophys., Geosyst. G<sup>3</sup>. 2011. Vol. 12. N. 11. P. 1–13.
19. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem., Geophys., Geosyst. 2002. Vol. 3. P. 1–48. Doi: 10.129/2001GC000168
20. Cloetingh S., Koptev A., Lavecchia A., Kovács I.J., Beekman F. Fingerprinting secondary mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. Vol. 597. Art.117819. P. 1–16.
21. Gaetani M. The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // Sediment. Geol. 1997. Vol. 109. P. 339–359.
22. Gan W., Molnar P., Zhang P., Xiao G., Liang S., Zhang K., Li Z., Xu K., Zhang L. Initiation of clockwise rotation and eastward transport of Southeastern Tibet inferred from deflected fault traces and GPS observations // GSA Bull. 2021. Vol. 134. No. 5-6. P. 1129–1142. Doi: 10.1130/B36069.1
23. Graham S.E., Loveless J.P., Meade B.J. Global Plate Motions and Earthquake Cycle Effects // Geochemistry Geophysics Geosystems G<sup>3</sup>. 2017. Vol. 19. P. 2032–2048.
24. Global CMT Catalog. 2018, [www.globalcmt.org/CMTsearch.html](http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html) (Accessed October 31, 2018).
25. Guzman-Speziale M. Oblique plate convergence along arcuate trenches on a spherical Earth. An example from the Western Sunda Arc // Acta Geophysica. 2023. P. 1–21. Doi: 10.1007/s11600-023-01163-9. p.1
26. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // Tectonophysics. 2015. Vol. 658. P. 14–45.
27. Hao M., Li Y., Zhuang W. Crustal movement and strain distribution in East Asia revealed by GPS observations // Nature Sci. Rep. 2019. Vol. 9. Art. 16797. Doi: 10.1038/s41598-019-53306-y
28. Intraplate Deformation in the Central Indian Ocean Basin. — Ed. by Yu.P. Neprochnov, G.D. Rao, C. Subramaniam, K.S.R. Murthy, (Geol. Soc. of India. 1998. Vol. M-39), 250 p.
29. Káráson H., Van Der Hilst R.D. Constraints on mantle convection from seismic tomography. — In: *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. Van Der Hilst, (AGU, Geophys. Monogr. Ser. 2000. Vol. 121), P. 277–288. Doi: 10.1029/GM121p0277
30. Searle M.P. Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains. — Ed. by B. F. Windley, (Wiley & Sons, Chichester, UK. 1991), 358 p.
31. Su W.J., Dziewonski A.M. Simultaneous inversion for 3D variations in shear and bulk velocity in the mantle // Phys. Earth Planet. Interior. 1997. Vol. 100. No. 1–4. P. 135–156.
32. Suo Y., Dong H., Liu L., Peng D., Li Y., Liu J., Dai L., Cao X., Li S. Landward mantle flow associated with the Pacific subduction system opened the South China Sea // Research Square. 2022. Doi: 10.21203/rs.3.rs-2332418/v1
33. Susilo S., Meilano I., Abidin H.Z., Sapiie B., Efendi J., Wijanarto A.B. Velocity field from twenty-two years of combined GPS daily coordinate time series analysis. — AIP Conf. Proc. 2016. Art.1730.040003. P. 1–4. Doi: 10.1063/1.4947393
34. Todrani A., Speranza F., D'Agostino N., Zhang B. Post-50 Ma Evolution of India–Asia collision zone from paleomagnetic and GPS data: Greater India indentation to eastward Tibet low // Geophys. Res. Lett. 2021. Vol. 49. P. 1–16. Doi: 10.1029/2021GL096623
35. Toyokuni G., Zhao D., Kurata K. Whole-mantle tomography of Southeast Asia: New insight into plumes and slabs // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2022. Vol.127. No.11. P. 1–29. Doi: 10.1029/2022JB024298
36. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. Vol. 723. P. 309–448.
37. Wang L., Barbot S. Three-dimensional kinematics of the India–Eurasia collision // Nature communications: Earth & Environment. 2023. Vol. 164. No. 4. P. 1–13. Doi: 10.1038/s43247-023-00815-4
38. Wang M., Shen Z.K. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. Vol. 125. No. 2. P. 1–22. Doi: 10.1029/2019JB018774
39. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014. (<http://www.gebco.net>) (Accessed February 23, 2022)

## Arc Tectonic Elements and the Upper Mantle Structure of the Central and Southeastern Asia: Seismic Tomography and Seismicity Data

Sokolov S. Yu.<sup>1,\*</sup>, Trifonov V. G.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld.7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

\*e-mail: [sysokolov@yandex.ru](mailto:sysokolov@yandex.ru)

Analysis of the upper mantle plumes spatial distribution in the inner part of the Sunda arc shows a number of plume bodies interrupting the stagnating slab framed from the south by the sinking slab of the Sunda Arc. Possible mechanisms providing this structure of the mantle are (i) sublatitudinal toroidal mantle flow through a gap in a flat slab and (ii) roll-back capable of forming a gap in a flat slab and launching upper mantle plumes in it without deep (>1000 km) roots. The space above the slab top surface consists of local hot mantle bodies, which are secondary plumes and often form local rift segments. The three-dimensional mapping of  $\delta V_p$  in the Tibet and Central Asia region contains structural styles similar to the Sunda Arc region. There is a region of subhorizontal fragments of slabs and a gap in which plume anomalies of deep and secondary origin are established. The vectors of the movements of rock masses along the shape of the Sunda Arc detachment planes, detected from seismic events, are directed outward from the center of the curvature of the arc in which secondary upper mantle plumes are concentrated. This indicates the presence of thrust processes at the arc front that are not associated with the subducting plate. Thrusting at the arc is accompanied by less number of events along antithetical thrusts. The fan-shaped orientation of azimuth movements along the Himalayas is directed to Hindustan. This shows that the main indicator of tectonic activity — seismic events — has a direction of rock mass displacement to the south from the back-arc stretching region within Tibet with the formation of thrust deformations during movements along the detachment planes. In the Himalayan arc, as well as the Sunda Arc, two directions of seismic movements are distinguished. The first direction corresponds to the model of the Indian Plate subduction. The second direction combines the displacement of the thrusts on the Indian Plate.

**Keywords:** Himalayas, Sunda Arc, Indian Plate, directions of rock masses displacement, focal seismic mechanisms, mantle plumes, plate thrusting

УДК 550.83:550.8.05:551.241

## ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЕВРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2024 г. А. А. Черных<sup>1\*</sup>, И. В. Яковенко<sup>1</sup>, М. С. Корнева<sup>1</sup>, В. Ю. Глебовский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.

После доработки 15.08.2023 г.

После повторной доработки 20.11.2023 г.

Принята в печать 24.11.2023 г.

На основе метода гравитационного моделирования, с учетом накопленных геофизических данных по Евразийскому бассейну Северного Ледовитого океана, авторами разработаны цифровые модели глубинного строения земной коры. Цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла Евразийского бассейна созданы на основе переинтерпретации глубинных сейсмических разрезов МОВ ОГТ и 2D гравитационного моделирования. Цифровые модели рельефа поверхности Мохо и мощности земной коры рассчитаны с использованием усовершенствованной методики 3D гравитационного моделирования. Показано, что причиной залегания фундамента в котловине Нансена на 1–1.5 км глубже по сравнению с глубиной фундамента в котловине Амундсена является больший объем накопившегося осадочного чехла в котловине Нансена при сходной мощности коры ~4.8 км в обеих котловинах. Изученные на основе полученных цифровых моделей характеристики океанической коры обнаруживают сложную, трехмерную изменчивость, свойственную ультрамедленным спрединговым хребтам. В области хребта Гаккеля, формировавшейся при полных скоростях спрединга <12 мм/год, наблюдаются максимальный разброс значений мощности и преобладание роли тектонического фактора над магматическим при аккреции океанической коры, выраженное в формировании протяженных подводных гряд, параллельных амагматичным сегментам хребта.

**Ключевые слова:** Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, Северный Ледовитый океан, гравитационное моделирование, осадочный чехол, фундамент, мощность земной коры, поверхность Мохо, цифровая модель, ультрамедленный спрединг

DOI: 10.31857/S0016853X24010039, EDN: HNHPSR

### ВВЕДЕНИЕ

Евразийский бассейн является частью глубоко-водного Арктического бассейна Северного Ледовитого океана, расположенной между континентальной окраиной Евразии и подводным хребтом Ломоносова (рис. 1).

Евразийский бассейн состоит из котловины Амундсена и котловины Нансена, которые разделены хребтом Гаккеля, являющимся осевым поднятием. Он сформировался в результате спрединга океанической коры в эоцен–четвертичное время в ходе пропагетинга Срединно-Атлантического хребта в северном направлении [14]. Поэтому основные этапы и особенности тектонической эволюции бассейна связаны с раскрытием Северной Атлантики и Лабрадорского моря [71]. При-

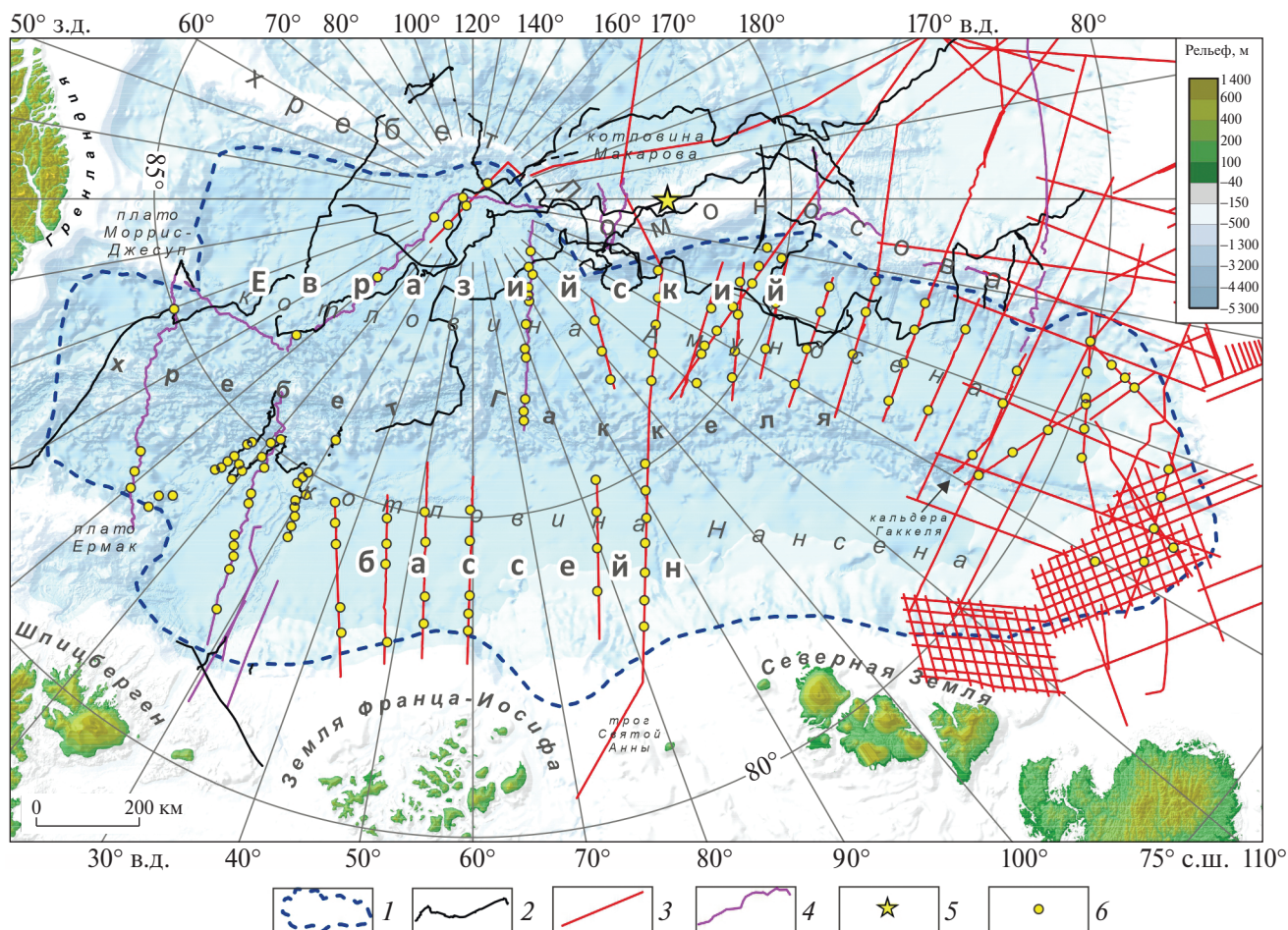
роду, генеральные черты морфологии и эволюции Евразийского бассейна в настоящее время можно считать установленными достоверно.

Вместе с тем изученность Евразийского бассейна геолого-геофизическими методами и, в частности, — сейсморазведкой, особенно в пределах восточной части котловины Нансена, до сих пор остается невысокой, поэтому многие из особенностей строения бассейна до сих пор еще не выявлены или являются предположительными. Российскими и международными экспедициями (Дания, Канада, Китай, США, Швеция), проводившими в течение последних 11 лет, накоплен большой объем геофизических данных, который послужил основным поводом для актуализации ранее созданных цифровых моделей глубинного строения Евразийского бассейна [6].

Необходимость изучения Евразийского бассейна диктуется фундаментальным научным

<sup>1</sup>Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X24010039 для авторизованных пользователей.





**Рис. 1.** Обзорная схема района исследований и использованных сейсмометрических данных. Фон — батиметрическая цифровая модель IVSAO 4.0 [52]

1 — контур района исследований; 2 — ретроспективные отечественные данные зондирования МОВ; 3 — современные отечественные данные МОВ ОГТ; 4 — зарубежные данные МОВ ОГТ; 5 — положение скважины АСЕХ; 6 — пункты зондирования МОВ-МПВ

интересом — уникальностью его положения в системе спрединговых бассейнов планеты и особенностями тектонического строения, а также прикладными задачами геологии, связанными с поисками углеводородов и других полезных ископаемых, а также делимитацией внешних границ континентального шельфа (ВГКШ) арктических государств в Арктике [1, 3, 7, 12, 15]. Для решения перечисленных задач необходимо наличие достоверной модели глубинного строения земной коры, включающей данные о рельефе поверхности фундамента и рельефе поверхности Мохо, мощности осадочного чехла и мощности земной коры.

Используемый нами метод моделирования глубинного строения Арктического бассейна основан на 3D гравитационном моделировании гравитационных эффектов, возникающих в наиболее контрастных плотностных границах

в земной коре [6]. Целью настоящей работы было дальнейшее развитие метода, учет новых априорных данных. Основными его усовершенствованиями, реализованными в настоящем исследовании, стали:

- уточнение зависимости плотности пород/мощности чехла, послужившей корректному разделению осадочной толщи на слои;
- создание собственной цифровой модели рельефа поверхности фундамента на основе переинтерпретации большого объема данных МОВ ОГТ и многоэтапного моделирования;
- учет влияния термического состояния литосферной мантии континентальных окраин и зоны перехода континент—океан в 3D постановке.

На этой основе, а также с учетом новейших данных по батиметрии и гравитационному полю нами были созданы новые цифровые модели рельефа

поверхности фундамента, мощности осадочного чехла, рельефа поверхности Мохо и мощности земной коры. Нами проведено сопоставление созданных моделей с ранее опубликованными моделями [57, 68, 76]. В свете новых полученных данных выявлены особенности глубинного строения и эволюции Евразийского бассейна.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Спрединговая природа Евразийского бассейна установлена благодаря результатам идентификации линейных магнитных аномалий, симметричных относительно рифтовой долины хребта Гаккеля [5, 14, 33, 71]. Возраст бассейна оценивается по наиболее древней уверенно идентифицированной парной аномалии A24 и составляет не менее 53 млн лет [5]. Скважина в приполярной части хребта Ломоносова датировала характерное для пассивных континентальных окраин *breakup*-несогласие, косвенно подтвердив данные аномального магнитного поля и определив время начала формирования океанической коры 56.2 млн лет назад [30].

Геоисторический анализ аномального магнитного поля позволил установить, что полные скорости раскрытия Евразийского бассейна только первые ~10 млн лет превышали 20 мм/год, а позднее — уменьшились в среднем до ~10 мм/год [5]. На новейшем этапе развития бассейна разброс скоростей спрединга составляет от ~12 мм/год в западной части бассейна до ~1 мм/год — в северной части моря Лаптевых [5, 24]. Этот факт позволяет отнести Евразийский бассейн и хребет Гаккеля к ультра-медленноспрединговым [36].

За исключением своей осевой части, в западной половине Евразийский бассейн перекрыт толщей осадочных пород. Поэтому геологическими методами частично изучена лишь осевая часть бассейна — рифтовая долина хребта Гаккеля. В ней выделены сменяющие друг друга магматические и амагматические сегменты [55, 61]. Строение осадочного чехла и поверхности фундамента освещено немногочисленными разрезами МОВ ОГТ [1, 10, 46, 54, 56].

Эти разрезы также демонстрируют особенности тектонического строения, характерные для медленно- и ультра-медленноспрединговых бассейнов, включая предполагаемые участки эксгумации мантии [39, 60, 75]. Экспериментальные данные о структуре консолидированной части коры в Евразийском бассейне и глубинах раздела Мохо

крайне малочисленны [1, 37, 50, 55, 75]. Предполагается, что она утонена по сравнению с нормальной океанической корой и может испытывать значительные вариации мощности [38, 55, 56].

Неоднократно предпринимались попытки обобщения накопленной геофизической информации в виде создаваемых цифровых моделей глубинного строения Арктического бассейна, включая Евразийский бассейн [6, 28, 57, 67, 76]. В настоящей работе делается следующий шаг в изучении пространственных вариаций тектонического строения Евразийского бассейна.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Основу информационной базы данных для моделирования строения земной коры Евразийского бассейна составили данные сейсморазведки МОВ ОГТ (см. рис.1). Значительная их часть доступна в цифровом формате SEG-Y — это материалы отечественных экспедиций “Арктика”, выполнявшихся в 2011, 2012, 2014, 2015 и 2020 гг. в контексте проблемы ВГКШ Российской Федерации в Арктике [1, 10], а также результаты площадных геологоразведочных работ на нефть и газ в северной части моря Лаптевых в 2017–2020 гг. Большая часть зарубежных глубинных разрезов МОВ ОГТ, полученных в ходе американских, датских, канадских, китайских, немецких, шведских и других международных экспедиций, доступна только из публикаций [39, 52, 54, 60].

Эти материалы были оцифрованы и преобразованы в формат SEG-Y. Кроме современных данных были использованы ретро-материалы сейсмических зондирований МОВ, полученные в ходе дрейфа отечественных ледовых станций СП-23 (1978), СП-24 (1979-80) и СП-28 (1987-89), позднее оцифрованные и компилированные в работе [1].

Скоростные характеристики осадочного чехла Евразийского бассейна были изучены по материалам зондирований МОВ-МПВ в виде скоростных колонок или таблиц [40, 46, 52] (см. рис. 1).

Для выполнения гравитационного моделирования использовалась цифровая модель DTU17 [29], представленная аномалиями поля силы тяжести в свободном воздухе, а также батиметрическая цифровая модель IBCAO версии 4.0 [52].

Возраст океанической коры устанавливался по результатам изучения аномального магнитного поля. За последние 30 лет небольшой объем магнитометрических данных получен только в самом

восточном (Прилаптевоморском) замыкании бассейна, а также вдоль нескольких профилей экспедиции “Арктика-2020” [6] (см. рис. 1).

### ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТИ ПОРОД ОТ МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Успешность гравитационного моделирования рельефа поверхности Мохо зависит от точности учета не только наиболее контрастных по плотности границ (морское дно и поверхность фундамента), но и от границ в осадочном чехле в случае значительных вариаций его мощности.

В упрощенных гравитационных моделях осадочный чехол рассматривается как единый слой с некоторой средней плотностью [62, 75]. Однако, с глубиной, в осадочных бассейнах происходит уплотнение пород [63]. В океанических бассейнах, вследствие наличия мощного водного слоя, увеличение плотности пород происходит с заглублением относительно морского дна, т.е. фактически — с увеличением мощности слоя осадков. Аппроксимация осадков одним слоем в модели при больших вариациях его толщины неизбежно будет приводить к большим ошибкам в расчете соответствующего ему гравитационного эффекта [6]. Нами выполнена аппроксимация с использованием многослойных моделей строения осадочного чехла с увеличивающимися по разрезу плотностями.

При отсутствии данных бурения на площади Евразийского бассейна, единственной возможностью косвенно оценить плотностные характеристики пород, слагающих осадочный чехол, является их расчет на основании измерений скорости прохождения сейсмических продольных волн  $V_p$ . Зондирование МОВ-МПВ на профилях МОВ ОГТ проводятся в Северном Ледовитом океане преимущественно с применением плавающих сейсмобиуев (см. рис. 1). Объем доступных данных в пределах Евразийского бассейна с учетом разных источников терригенного сноса, был поделен на три части — относящихся к котловине Амундсена, котловине Нансена и области восточного замыкания Евразийского бассейна (Прилаптевоморская часть).

Анализ групп скоростных колонок по этим структурам проводился отдельно. Значения скоростей, относящиеся к осадочному чехлу, были аппроксимированы экспоненциальными зависимостями  $V_p$  от мощности осадочного слоя  $H$  вида [20]:

$$V_{p(H)} = V_{\max} - (V_{\max} - V_0)e^{-aH}, \quad (1)$$

где  $V_0$  и  $V_{\max}$  — минимальная и максимальная скорость  $V_p$  в осадках,  $a$  — степенной коэффициент,  $H$  — мощность слоя осадков.

Для всех трех частей бассейна значения скоростей  $V_0$  и  $V_{\max}$  составили 1.45 и 4.50 км/с соответственно. Значения степенного коэффициента  $a$  подбирались для каждой выделенной части Евразийского бассейна в отдельности, путем минимизации среднеквадратичного отклонения аппроксимирующей кривой.

Показаны полученные зависимости и изменение среднеквадратичного отклонения аппроксимирующих трендов в зависимости от степенного коэффициента  $a$ , меняющегося от 0.34 до 0.39 (рис. 2, а–в, врезка).

Часть определений скоростей была исключена из выборки (на рисунке показаны крестиками), так как не соответствует средним показателям.

Приведен результат сопоставления зависимостей по котловине Амундсена, котловине Нансена и Прилаптевоморской части Евразийского бассейна и с учетом их схожести — выполненный выбор общей аппроксимирующей зависимости для всей площади Евразийского бассейна с  $a$ , равным 0.36 (см. рис. 2, г).

Приведен результат сопоставления полученной зависимости  $V_p(H)$  с аналогичными зависимостями для Канадской котловины [70] (см. рис. 2, д).

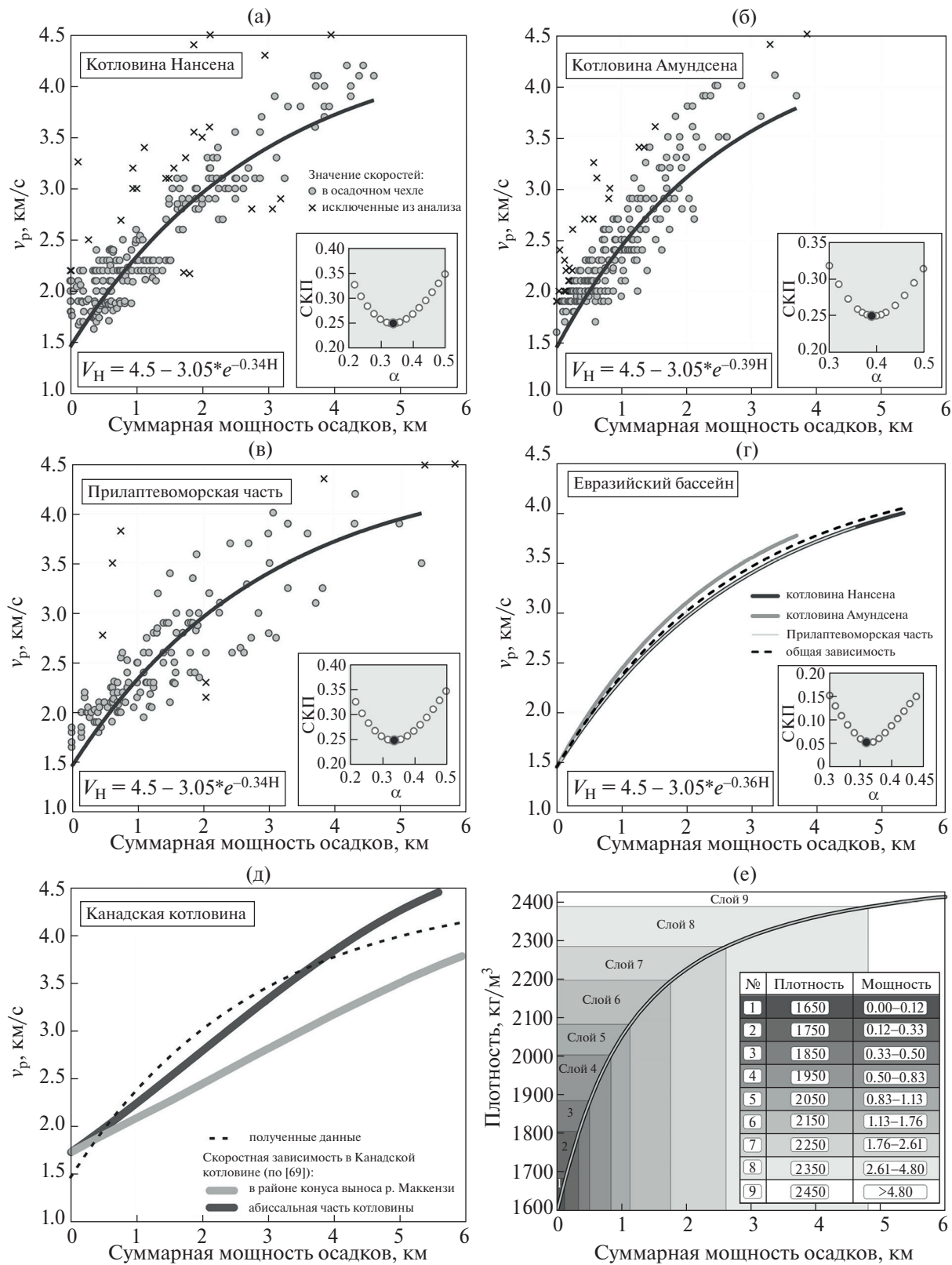
Общая скоростная зависимость  $V_p(H)$  была трансформирована в плотностную  $\rho(H)$ . Для этого были проанализированы корреляционные зависимости между скоростью и плотностью горных пород  $\rho(V_p)$ , а также учтены результаты бурения скважины АСЕХ в приполярной части хребта Ломоносова [32, 45, 63, 65].

Наиболее подходящей признана эмпирическая зависимость  $\rho(V_p)$  Нейфа–Дрейка [32, 59, 63]. Нами показана полученная результирующая зависимость  $\rho(H)$  (см. рис. 2, е).

Используемое нами программное обеспечение Geosoft Oasis Montaj [79] для гравитационного 2D моделирования предполагает задание одного значения (средней) плотности для конкретного слоя или блока модели. Поэтому для учета гравитационного эффекта от увеличения плотности пород с глубиной необходимо разбиение толщи осадочного чехла на отдельные слои.

Количество слоев выбиралось нами, исходя из принципа выбора значений плотности от минимального 1650 кг/м<sup>3</sup> с шагом 100 кг/м<sup>3</sup> и расчетом мощностей слоев, для которых эти значения





**Рис. 2.** Зависимости скорости продольных волн и плотности осадочных пород от мощности осадочного чехла. (а)–(г) — осредненные кривые скорость/мощность: (а) — котловина Нансена, (б) — котловина Амундсена, (в) — Прилаптевоморская часть Евразийского бассейна; (г) — Евразийский бассейн; (д) — сопоставление зависимостей скорость/мощность; (е) — зависимость плотность/мощность для Евразийского бассейна и разделение чехла на слои со средними значениями плотностей.



являются средними, согласно установленной зависимости  $\rho(H)$ . Показаны границы выбранных девяти слоев Евразийского бассейна (см. рис. 2, е). Эти слои, с присвоенными им значениями средних плотностей мы использовали при 2D, а также 3D моделировании.

### ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ФУНДАМЕНТА И МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Ранее нами [6] для расчета цифровой модели рельефа поверхности фундамента использовалась опубликованная цифровая модель мощности осадочного чехла [13]. Тогда Евразийский бассейн характеризовался существенно худшей степенью изученности сейсморазведкой, чем ныне. Поэтому обе указанные модели базировались на значительно меньшем количестве информации, включая малодостоверные данные, например — компилятивные сейсморазведочные профили [1].

По мере поступления новых сейсмических данных цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла неоднократно актуализировались [57, 68]. Однако эти модели основывались исключительно на данных МОВ, которых с годами хотя и становилось больше, но не во всех частях Евразийского бассейна. Полностью неизученной поныне остается значительная часть котловины Нансена (см. рис. 1).

Мы выбрали комплексный подход к построению цифровых моделей рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла с применением не только данных МОВ, но и 2D гравитационного моделирования.

#### *Методика моделирования рельефа фундамента*

В условиях неравномерной изученности сейсморазведкой наиболее эффективным способом построения цифровой модели рельефа поверхности фундамента является совмещение данных МОВ ОГТ в комплексе с данными потенциальных полей (см. рис. 1). Примером успешной реализации этого подхода являются:

- региональная цифровая модель мощности осадочного чехла шельфовых Арктических морей России [4];
- цифровая модель глубин залегания кристаллического фундамента в котловине Нансена по высокоточным аэромагнитным данным [18].

В исследуемом регионе основная роль в моделировании рельефа поверхности фундамента отводится гравиметрическим данным, магнитомет-

рические данные используются для датирования фундамента.

**Интерпретация данных МОВ ОГТ.** Интерпретация доступных цифровых глубинных разрезов МОВ ОГТ для картирования рельефа поверхности фундамента была выполнена в программном пакете IHS Kingdom [78]. В западной и центральной частях Евразийского бассейна данная задача выполнима, т.к. поверхность базальтов океанической коры на имеющихся разрезах хорошо различима, даже вблизи зоны перехода континент/океан, перекрытой осадочным чехлом мощностью до 8.5 км.

Прослеживание рельефа поверхности фундамента затруднено в восточной части бассейна и становится исключительно сложной задачей в области его замыкания в районе моря Лаптевых. Это обусловлено тем, что здесь располагается тектонически уникальная область торцевого сочленения спредингового хребта Гаккеля и Лаптевоморской континентальной окраины, с которой на протяжении кайнозоя осуществляется мощный транспорт осадков. Формирование океанической коры происходило здесь в условиях ее полного перекрытия накапливающейся осадочной толщей.

В условиях ультрамедленного спрединга тектоно-магматические процессы в рифтовой зоне хребта Гаккеля реализуются импульсно [35]. Мантийный расплав проникает по тектоническим нарушениям в нижние горизонты осадочного чехла в виде силлов.

Однозначно выделить и проследить рельеф поверхности фундамента на сейсмических разрезах в области замыкания Евразийского бассейна на основе только доступных разрезов МОВ ОГТ становится невозможным. Поэтому в дополнение к сейсмическим данным мы использовали гравитационную цифровую модель DTU17 [29], в которой отражены генеральные вариации рельефа поверхности фундамента. Результаты интерпретации рельефа поверхности фундамента вдоль разрезов были гридированы в цифровую модель с размером ячейки  $2 \times 2$  км и радиусом интра- и экстраполяций, равным 12 км (рис. 3).

**Добавление синтетических профилей.** В связи с отсутствием в некоторых частях Евразийского бассейна профилей МОВ ОГТ с экспериментально определенными глубинами фундамента, для их заполнения были добавлены пятнадцать синтетических профилей для последующего 2D гравитационного моделирования. Показана общая сеть профилей, составляющая сводную базу данных по рельефу поверхности фундамента (см. рис. 3).

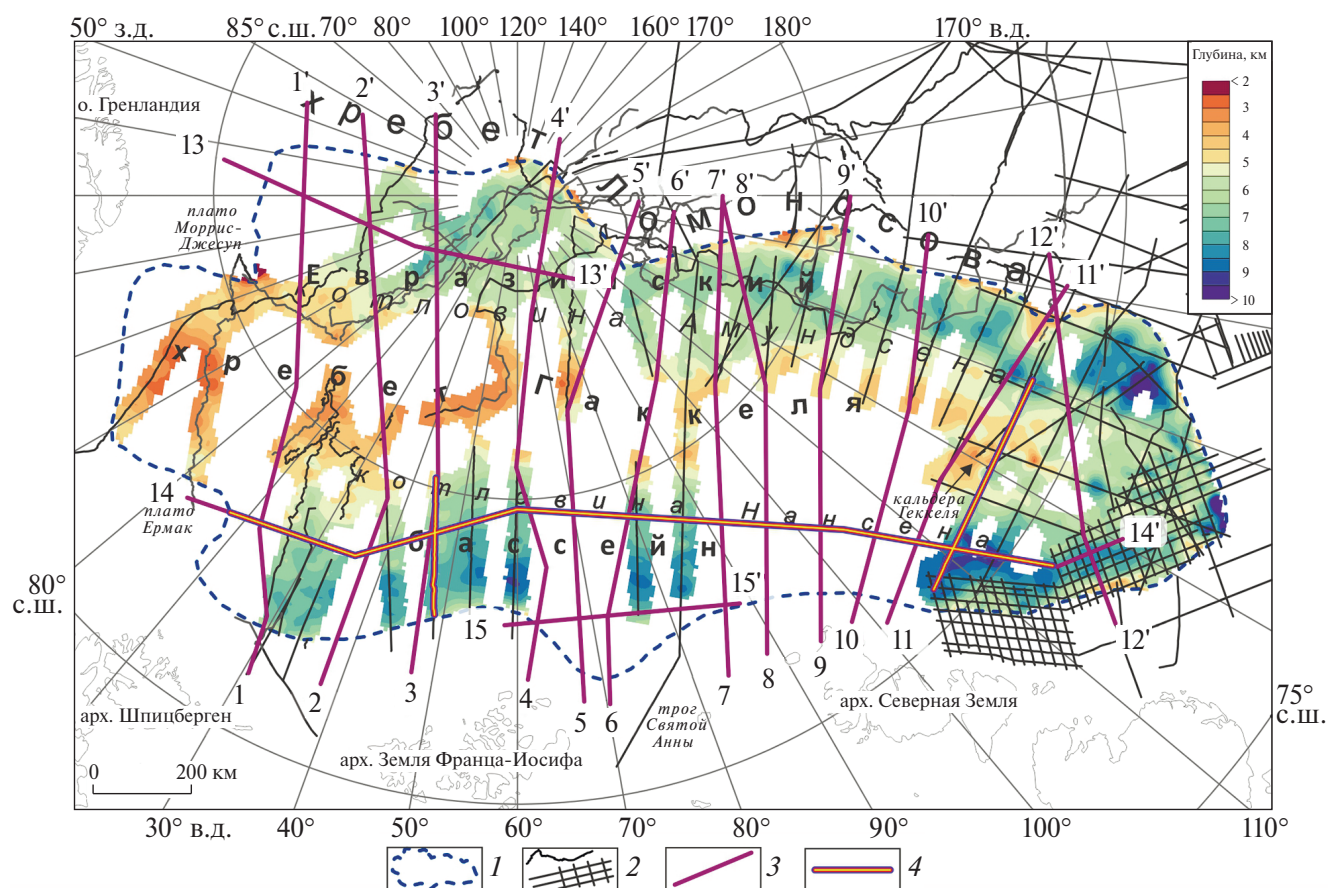


Рис. 3. Рельеф поверхности фундамента.

Фон — интерполяция результатов интерпретации кровли поверхности фундамента на сейсмических разрезах в цифровую модель.

1 — контур региона исследования; 2–3 — профили: 2 — МОВ; 3 — синтетические (с результатами 2D гравитационного моделирования); 4 — профили МОВ ОГТ ARC11-05 и АО20L22 (см. рис. 7)

**Идентификация осей линейных магнитных аномалий.** Для реализации этапа гравитационного моделирования, учитывающего термическое состояние мантии, необходимо наличие схемы возраста океанической коры Евразийского бассейна. Такая схема, основанная на результатах идентификации линейных магнитных аномалий, опубликована в основополагающей работе [5]. Однако в силу слабой магнитометрической изученности она не охватывает самую восточную часть Евразийского бассейна.

Первая попытка идентификации линейных аномалий в этой части бассейна с применением моделирования была реализована в [24]. В дальнейшем, на основании обобщения и детального изучения накопленных данных, нами была выполнена детализация схемы идентификации линейных магнитных аномалий на всей площади Евразийского бассейна. Эта схема была опубликована фрагментарно [25]. Детальность построений была реализована за счет прослеживания ключе-

вых элементов (точек перегиба) каждой линейной аномалии и соотнесения их с элементами магнитохронологической шкалы, т.е. с началом и концом магнитохронов.

В настоящей работе, наша модель [25] была дополнительно уточнена с использованием небольшого объема новых магнитометрических данных и шкалы геомагнитных инверсий [64]. На основе этой уточненной модели рассчитана цифровая модель возраста океанической коры в Евразийском бассейне, дополненная выделенными элементами магнитохронов (рис. 4).

**2D гравитационное моделирование.** Выполнено при помощи программного модуля GMSYS ПО Geosoft Oasis Montaj [79].

На начальном этапе вдоль всех линий синтетических профилей создавались исходные гравитационные модели, которые содержали (см. рис. 3):

– рельеф морского дна, извлеченный из цифровой модели IBCAO [52];

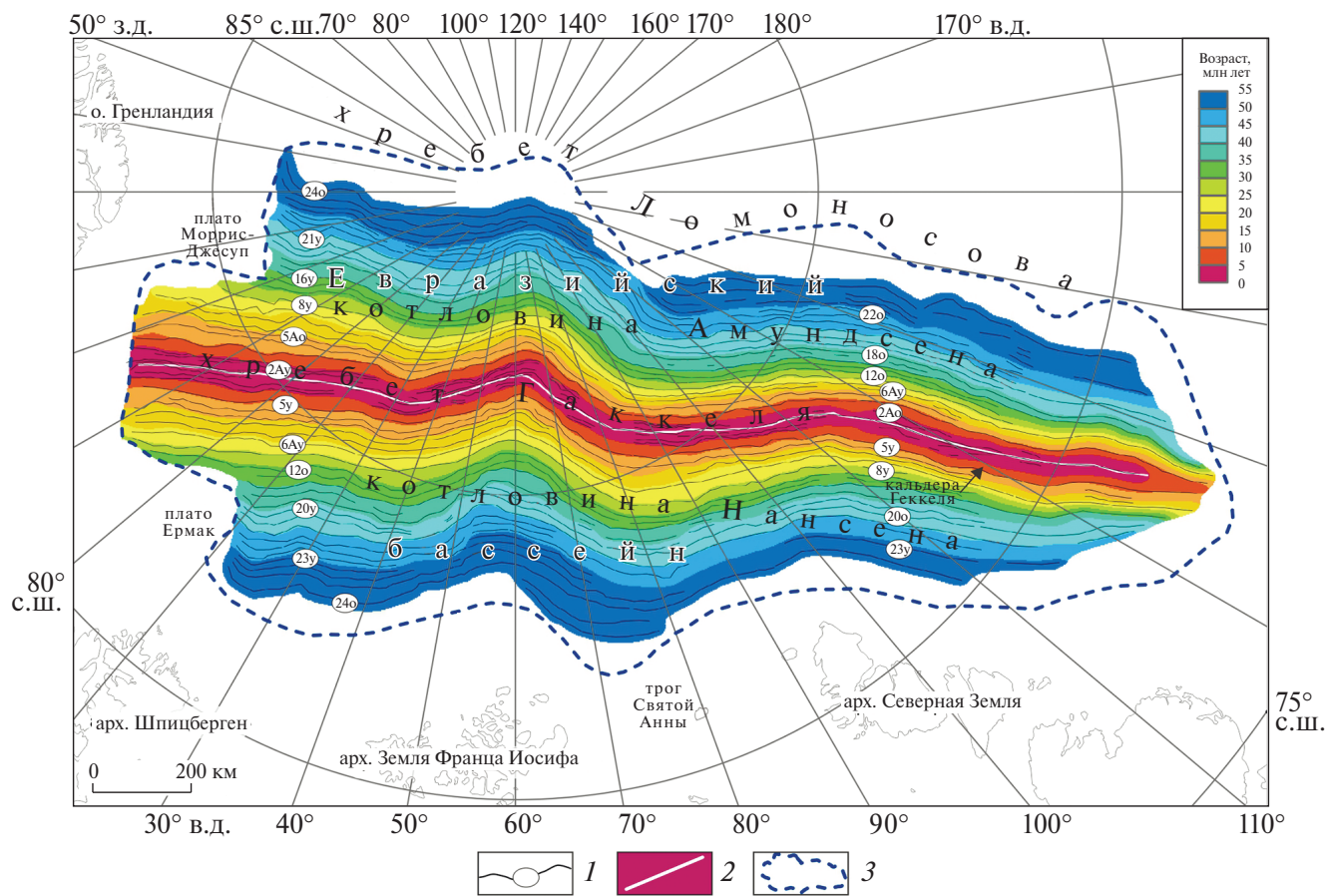


Рис. 4. Цифровая модель возраста океанического фундамента:

1 — магнитохроны; 2 — осевая магнитная аномалия; 3 — контур региона исследования

— рельеф поверхности фундамента, построенный с учетом значений его глубин залегания в точках пересечений синтетических профилей и профилей МОВ ОГТ;

— осадочный чехол, разбитый на 9 слоев по приведенной методике (см. рис. 2, е);

— рельеф поверхности Мохо, извлеченный из региональной модели [47].

Для учета гравитационного эффекта, связанного с разуплотнением верхней мантии в пределах Евразийского бассейна, была использована апробированная методика, основанная на модели остывающего полупространства [23, 24, 31, 67]. С применением данной методики, а также уточненной цифровой модели возраста океанического дна (см. рис. 4), литосферная мантия была поделена на 11 слоев, ограниченных изотермами от 400 до 1300°C, с шагом 100°C (рис. 5).

Линии 2D моделей включают не только океаническую часть, но и континентальные окраины Евразийского бассейна с зоной перехода континент-океан (см. рис. 1). Для определения глубин

идентичных изотерм в мантии под континентальными частями моделей, были использованы данные усредненных значений плотности теплового потока [2, 41, 69, 77] (см. табл. 1).

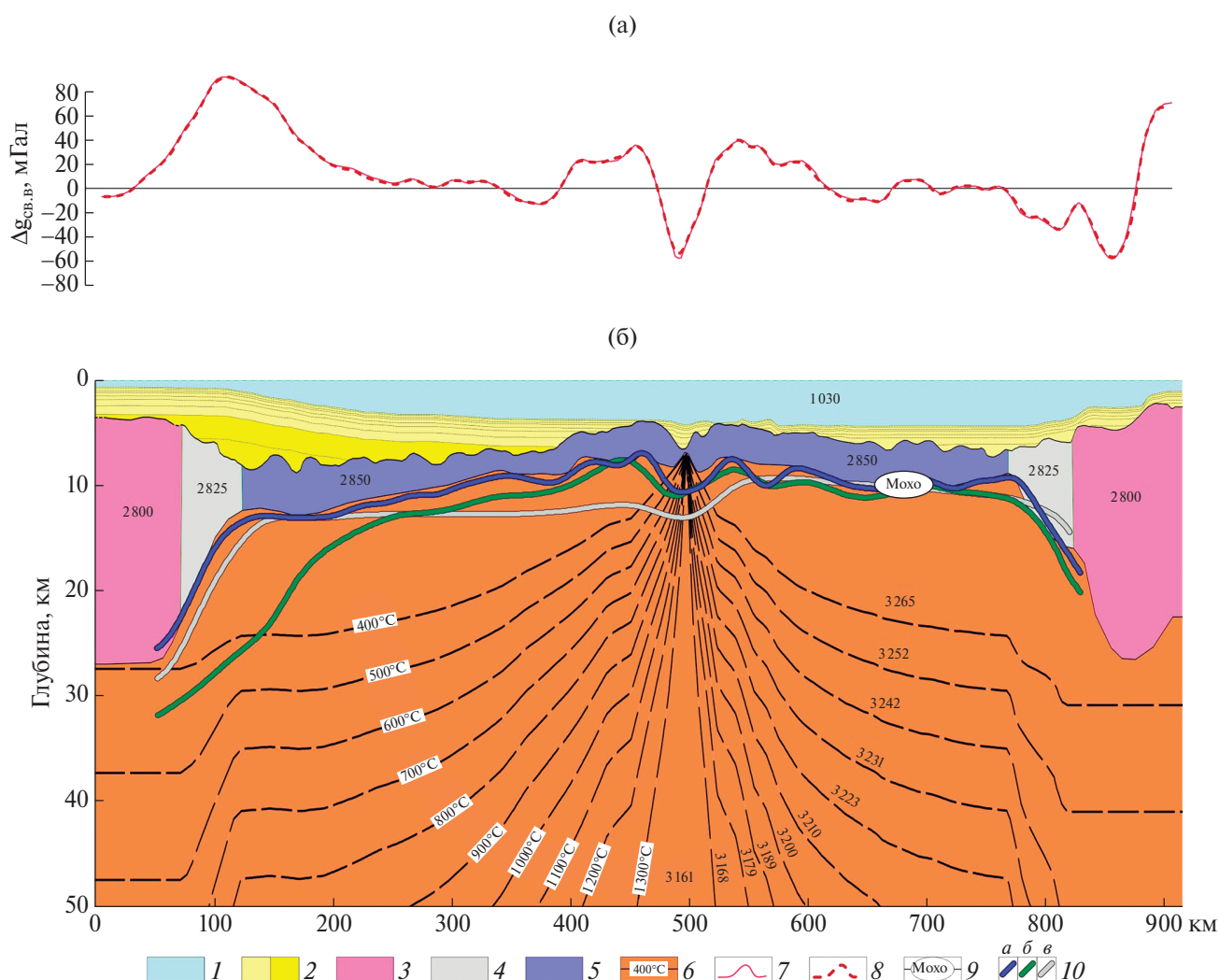
Расчеты глубин изотерм проведены по методике, учитывающей формирование теплового потока за счет генерации тепла радиоактивными элементами и процессами, протекающими в мантии [24]. Поскольку возраст континентальной литосферы очень велик (сотни млн лет и более с момента последней тектоно-магматической активизации), то тепловые процессы, протекающие в литосфере можно считать стационарными, таким образом, изотермы принимают горизонтальное положение (см. рис. 5).

Изотермы континентальной и океанической литосфер были плавно соединены между собой в границах области перехода континент—океан, их геометрия в ходе моделирования нами не корректировалась.

Слоям и блокам исходных моделей присваивались средние плотности (см. рис. 5):

— водная толща — 1030 кг/м<sup>3</sup>;





**Рис. 5.** 2D гравитационная модель вдоль линии синтетического профиля 6-6' (черными цифрами обозначена плотность в  $\text{кг/м}^3$ ).

1 — водная толща; 2 — слои осадочного чехла; 3–5 — кора: 3 — континентальная, 4 — зоны перехода континент-океан; 5 — океаническая; 6 — значения изотерм и границы блоков верхней мантии; 7–8 — гравитационные аномалии от модели: 7 — наблюдаемые  $\Delta g_{св.в.}$ ; 8 — расчетные  $\Delta g$ ; 9 — граница Мохо; 10 — кривые рельефа поверхности Мохо, извлеченные из цифровых моделей: а — финальной; б — из проекта ArcCRUST [57]; в — из проекта TEMAr [15]

— осадочный чехол — в диапазоне от 1650 до 2400  $\text{кг/м}^3$ , согласно принятому разделению на слои (см. рис. 2, е);

— океаническая кора — 2850  $\text{кг/м}^3$ ;

— континентальная кора — 2800  $\text{кг/м}^3$ ;

— зона перехода континент-океан — 2825  $\text{кг/м}^3$ ;

— слои мантии — по результатам расчетов, с учетом средней температуры слоя и коэффициента объемного расширения [24], — в диапазоне от 3161  $\text{кг/м}^3$  (астеносфера) до 3262  $\text{кг/м}^3$  (самый холодный слой).

Кривая аномалий поля силы тяжести извлекалась из цифровой модели DTU17 [29].

Задача 2D моделирования заключалась в прогнозировании рельефа поверхности фундамента

вдоль линий синтетических профилей в пространстве между точками, где он известен по данным МОВ ОГТ. Поэтому, суть моделирования сводилась к тому, чтобы, варьируя только геометрией поверхностей фундамента и Мохо, добиться удовлетворительного совпадения наблюдаемой и расчетной гравитационных кривых. При этом, длинноволновые вариации гравитационной кривой компенсировались изменениями геометрии рельефа поверхности Мохо, а более коротковолновые вариации — подбором геометрии фундамента. Показан пример полученных в результате моделирования гравитационных 2D моделей (см. рис. 5).



**Таблица 1.** Средние значения плотности теплового потока  $q$  для континентальных окраин в 2D моделях

| Номер модели* | Начало профилей** 1–15   | $q$ , мВт/м <sup>2</sup> | Окончание профилей 1'–15' | $q$ , мВт/м <sup>2</sup> |
|---------------|--------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|
| 1             | арх. Шпицберген          | 77.86                    | хребет Ломоносова         | 60.30                    |
| 2             | арх. Шпицберген          | 77.81                    |                           | 60.30                    |
| 3             | арх. Земля Франца-Иосифа | 77.76                    |                           | 60.30                    |
| 4             | арх. Земля Франца-Иосифа | 77.70                    |                           | 60.30                    |
| 5             | арх. Земля Франца-Иосифа | 76.83                    |                           | 64.60                    |
| 6             | арх. Земля Франца-Иосифа | 76.40                    |                           | 64.60                    |
| 7             | арх. Северная Земля      | 74.22                    |                           | 71.00                    |
| 8             | арх. Северная Земля      | 74.22                    |                           | 71.00                    |
| 9             | арх. Северная Земля      | 72.50                    |                           | 61.00                    |
| 10            | арх. Северная Земля      | 73.35                    |                           | 55.30                    |
| 11            | арх. Северная Земля      | 72.50                    |                           | 56.20                    |
| 12            | п-в Таймыр               | 69.00                    |                           | 56.20                    |
| 13            | плато Морриса-Джесеп     | 64.00                    | —                         | —                        |
| 14            | плато Ермак              | 60.50                    | —                         | —                        |
| 15            | арх. Земля Франца-Иосифа | 77.70                    | —                         | —                        |

Примечание. \* — Номер модели (см. рис. 3); \*\* — профили (см. рис. 3).

#### *Цифровые модели рельефа фундамента и мощности осадочного чехла*

Цифровая модель рельефа фундамента в районе исследования была создана в несколько итераций.

**I итерация.** На основе сводной базы данных о рельефе поверхности фундамента была рассчитана соответствующая цифровая модель по методу минимума кривизны с размером ячейки  $2 \times 2$  км и радиусами интерполяции 120 км и экстраполяции 10 км (см. рис. 3, рис. 6, а).

Анализ этой цифровой модели обнаружил, что в ней не удастся непрерывно проследить рифтовую долину хребта и параллельные ей подводные хребты, протягивающиеся практически через всю осевую часть Евразийского бассейна, отчетливо наблюдаемые в батиметрической цифровой модели ИВСаО [52] (см. рис. 1).

Этот недостаток цифровой модели обусловлен большими расстояниями между профилями в базе данных по рельефу поверхности фундамента, на основании которой рассчитана цифровая модель, а также существенным отличием размера ячеек сопоставляемых моделей фундамента и батиметрии —  $2 \times 2$  км и  $250 \times 250$  м (см. рис. 3).

**II итерация.** В ходе второй итерации было выполнено устранение указанного недостатка. С учетом его локализации лишь в осевой области Евразийского бассейна, для нее нами была разработана оригинальная методика согласования цифровой модели рельефа поверхности фундамента и ре-

льефа дна цифровой модели ИВСаО [52], которая включала ряд последовательных операций.

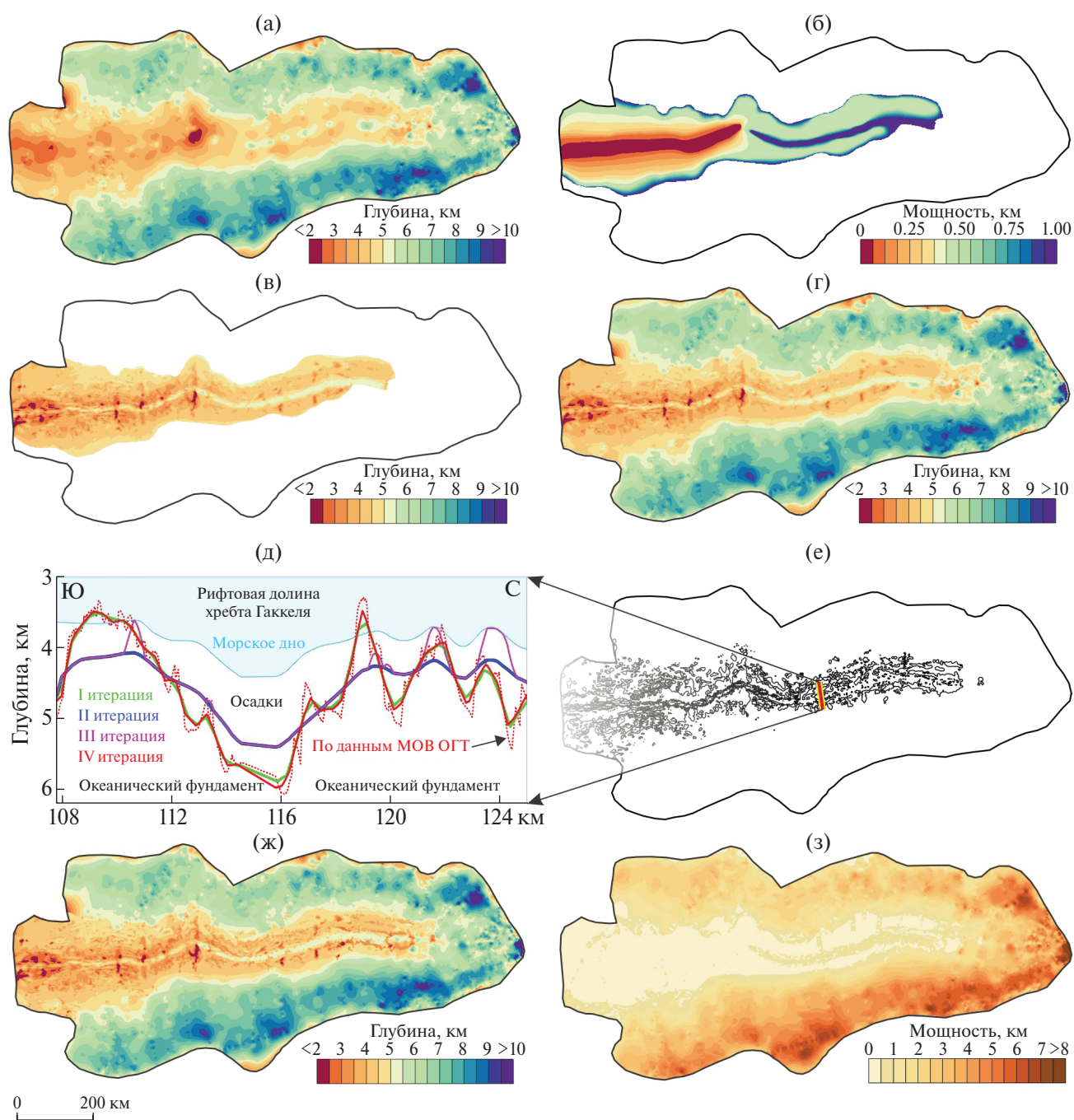
- Вычитанием из цифровой модели рельефа поверхности фундамента батиметрической цифровой модели ИВСаО [52] получена их разница, т.е. цифровая модель мощности осадочного чехла. Анализ данной модели показал, что в осевой части Евразийского бассейна, не охваченной регулярной сеткой профилей МОВ, мощность осадков в рифтовой долине хребта Гаккеля варьирует от 0 км (на западе) до 1 км (на востоке), а за ее пределами — не превышает 1 км.

- На основе этих закономерностей и с опорой на разрезы МОВ ОГТ нами была вручную построена карта-схема мощности осадочного чехла в обсуждаемой области и затем рассчитана ее цифровая модель (см. рис. 6, б).

- Сложение этой цифровой модели с цифровой моделью ИВСаО [52] позволило получить более детальную, чем в 1-й итерации, цифровую модель рельефа поверхности фундамента осевой части Евразийского бассейна, в которой отчетливо прослеживается структура срединного хребта (см. рис. 6, в).

- Полученной цифровой моделью была заменена область в цифровой модели рельефа поверхности фундамента I итерации, что дало цифровую модель рельефа поверхности фундамента II итерации (см. рис. 6, г).

Цифровые модели мощности осадочного чехла и рельефа поверхности фундамента осевой части



**Рис. 6.** Этапы создания цифровой модели рельефа поверхности фундамента.

(а) — цифровая модель I итерации, (б) — цифровая модель мощности осадочного чехла в осевой части, (в) — цифровая модель рельефа поверхности фундамента в осевой части; (г) — II итерация. (д)–(з) — III итерация: (д) — сравнение кривых рельефа поверхности фундамента; (е) — положение нулевых изолиний вертикального градиента цифровой модели ИВСАО [52], сопоставленных с контурами подводных гор в осевой части Евразийского бассейна; (ж) — цифровая модель рельефа поверхности фундамента III итерации; (з) — цифровая модель мощности осадочного чехла.

Евразийского бассейна ограничены со стороны моря Лаптевых (см. рис. 6, б, в).

Это связано с тем, что здесь не представляется возможным аппроксимировать мощность осадочного чехла простой моделью, поскольку по дан-

ным МОВ в кальдере Гаккеля осадки практически отсутствуют, а восточнее кальдеры мощность чехла нарастает по мере приближения к окраине моря Лаптевых (см. рис. 1). Поэтому в самой восточной части Евразийского бассейна цифровая модель ре-

льефа фундамента построена только по данным сейсморазведки.

Цифровая модель рельефа поверхности фундамента II итерации была вновь подвергнута анализу — в сопоставлении с сейсмическими разрезами МОВ ОГТ (рис. 6, д).

Результаты анализа показали, что, несмотря на выявленные закономерности распределения осадков в осевой части Евразийского бассейна, наиболее высокие подводные горы по данным сейсморазведки часто полностью лишены осадков (см. рис. 6, б, д).

При этом II итерация моделирования цифровой модели рельефа поверхности фундамента привела к появлению слоя осадков на всех высоких подводных горах — с мощностью, меняющейся в зависимости от их удаленности от рифтовой долины, в пределах от 0 до 1 км (см. рис. 6, д).

**III итерация.** Состояла в устранении выявленного недостатка цифровой модели фундамента II итерации и включала следующие операции:

- оконтуривание выявленных в осевой зоне хребта Гаккеля гор путем расчета цифровой модели вертикального градиента по цифровой модели ИВКАО [52] и выбора в ней нулевых замкнутых контуров, совпадающих в плане с положением этих гор в батиметрической модели (см. рис. 6, е);
- выбор внутри этих контуров значений глубин из цифровой модели ИВКАО [52] и добавление их с замещением в цифровой модели рельефа поверхности фундамента II итерации.

Представлена цифровая модель рельефа поверхности фундамента III итерации и соответствующий ей график вдоль тестовой линии (см. рис. 6, д, ж).

**IV итерация.** Финальная IV итерация в моделировании цифровой модели рельефа поверхности фундамента выполнена для устранения расхождений между цифровой моделью III итерации и фактическим положением фундамента на разрезах МОВ ОГТ в осевой области Евразийского бассейна (см. рис. 6, д).

Эти расхождения связаны с несовершенством цифровой модели ИВКАО [52], не учитывающей данные о глубинах моря вдоль новых профилей МОВ ОГТ [1], а также с неточностями гридирования.

Создание цифровой модели рельефа поверхности фундамента IV итерации заключалось в добавлении в модель III итерации фактических данных о рельефе поверхности фундамента вдоль профилей МОВ ОГТ в качестве цифровой модели, рас-

считанной по этим данным с размером ячейки  $2 \times 2$  (см. рис. 3).

Приведена финальная модель рельефа поверхности фундамента (см. рис. 6, ж; Supplement 1: Fig. S1).

Достоверность полученных в рамках настоящей работы цифровых моделей рельефа поверхности фундамента характеризуется среднеквадратичным отклонением их значений от глубин фундамента по данным сейсморазведки для цифровых моделей:  $\pm 190$  м (III итерация);  $\pm 180$  м (IV итерация).

Сопоставление полученной финальной цифровой модели с аналогичными ранее опубликованными моделями для Евразийского бассейна приведено в Supplement 1: Fig. S1 и на рис. 7, где показаны кривые, извлеченные из этих моделей в сопоставлении с рельефом поверхности фундамента по данным МОВ ОГТ.

Цифровая модель мощности осадочного чехла в Евразийском бассейне рассчитана путем вычитания из финальной цифровой модели рельефа поверхности фундамента — цифровой батиметрической модели ИВКАО [52] (см. рис. 6, з; Supplement 1: Fig. S2).

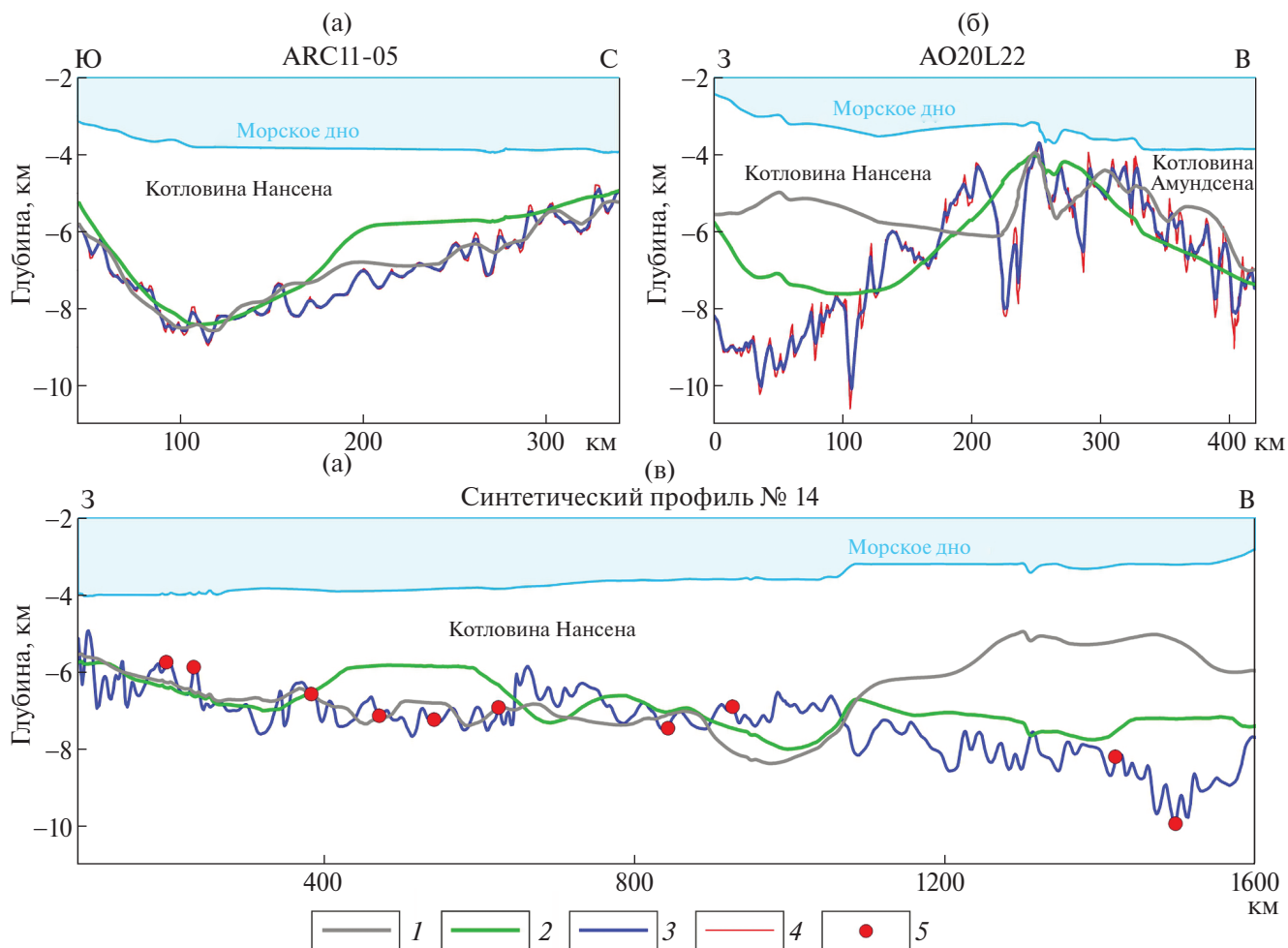
Сопоставление цифровой модели мощности осадочного чехла с ранее опубликованными аналогичными моделями приведено в Supplement 1: Fig. S2.

## ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХО И МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Мощность земной коры является одним из основных параметров, определяющих ее природу. Существенные различия в мощности типичной океанической и континентальной коры приобрели особое значение при создании тектонических схем дна арктической акватории при решении проблемы определения ВГКШ приарктических государств в Северном Ледовитом океане в связи с необходимостью доказательства принадлежности ряда глубоководных океанических структур к структурам континентального типа.

Эмпирическая информация о глубинном положении границы Мохо в Евразийском бассейне крайне скудна, поэтому все созданные цифровые модели и карты мощности земной коры в нем основаны на результатах комплексного анализа геолого-геофизических данных и, главным





**Рис. 7.** Сопоставление цифровой модели рельефа поверхности фундамента с данными МОБ ОГТ и ранее опубликованными моделями из проектов TEMAR [68] и ArcCRUST [57]: вдоль профилей МОБ ОГТ ARC11-05 (а) и AO20L22 (б) и вдоль синтетического профиля 14–14' в котловине Нансена.

Положение профилей (см. рис. 3).

1–2 — кривые из цифровой модели рельефа поверхности фундамента, рассчитанные сложением: 1 — цифровой модели IBCAO [52] и цифровой модели мощности чехла из проекта ArcCRUST [57]; 2 — цифровой модели мощности чехла из проекта ArcCRUST [57]; 3 — цифровая модель рельефа поверхности фундамента 4-й итерации; 4 — данные МОБ ОГТ вдоль профилей; 5 — глубины фундамента на синтетическом профиле 14–14' в точках его пересечения с профилями МОБ ОГТ

образом, — гравитационного моделирования [38, 41, 50, 51, 55, 56, 58, 74].

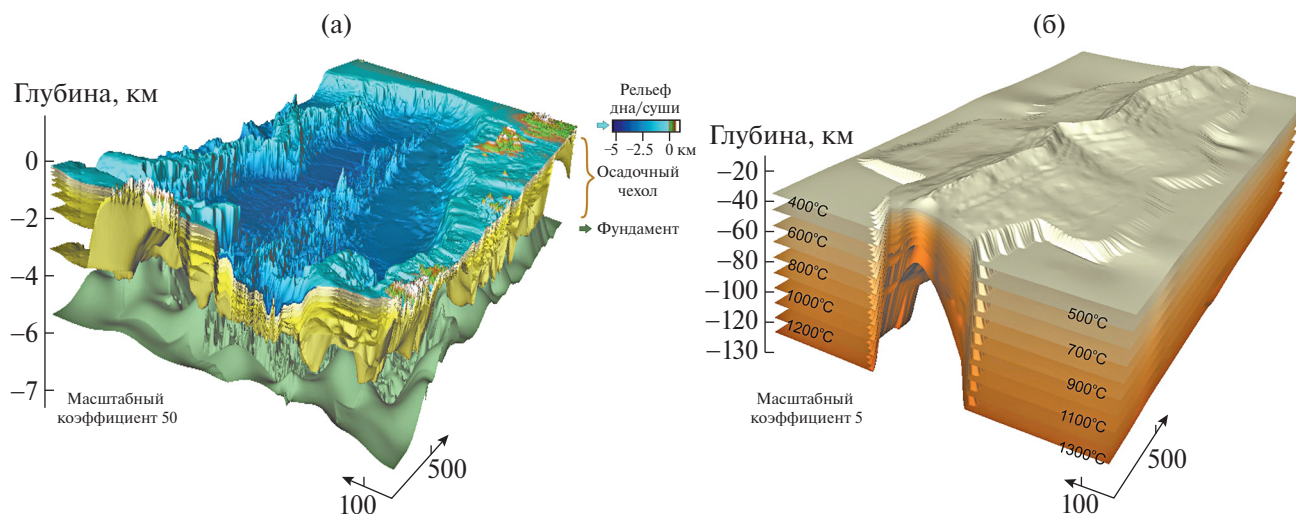
Первые оценки глубин залегания границы Мохо в Северном Ледовитом океане были выполнены на основе выявленной эмпирической зависимости между глубиной и амплитудой аномалий поля силы тяжести в редукции Буге [9]. Данный подход применялся и позднее, но с учетом накопленной информации о положении границы Мохо в Арктическом бассейне [14].

Первые площадные расчеты глубин залегания границы Мохо на основе методики 3D гравитационного моделирования были осуществлены в ра-

боте [18], более совершенный подход предложен в работе [28].

В связи с появлением новой карты мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана, а также обновленной цифровой модели гравитационного поля, нами на основе 3D гравитационного моделирования была получена новая цифровая модель рельефа поверхности фундамента в Северном Ледовитом океане [6, 22, 42].

Позднее были опубликованы цифровая модель ArcCRUST [57] и модель, представленная в [76], также основанные на 3D гравитационном моделировании.



**Рис. 8.** 3D глубинная модель строения Евразийского бассейна:  
(а) — водная толща, осадочный чехол, фундамент; (б) — литосферная мантия.

### 3D гравитационное моделирование рельефа поверхности Мохо

Использованная в настоящей работе методика 3D моделирования рельефа поверхности Мохо и последующего расчета мощности земной коры была разработана применительно ко всей глубоководной части Северного Ледовитого океана [6]. Концептуально данная методика основана на вычислении гравитационных эффектов от известных плотностных границ и разделов в верхней части земной коры, вычитании этих эффектов из наблюдаемого поля силы тяжести и в последующем пересчете (инверсии) остаточных (мантийных) гравитационных аномалий в глубины залегания границы Мохо.

В океанических спрединговых бассейнах, к которым относится и Евразийский бассейн, для получения мантийных остаточных аномалий из наблюдаемого поля необходимо вычесть также гравитационный эффект, связанный с плотностной неоднородностью мантии [24, 31]. Вычисленная по остаточным аномалиям цифровая модель рельефа поверхности Мохо является в дальнейшем основой для расчета цифровой модели мощности земной коры, которая представляет собой разницу между глубинами Мохо и морского дна.

Усовершенствование ранее созданных глубинных моделей [6] стало возможным при использовании:

- уточненных цифровых моделей поля силы тяжести DTU-17 [29] и батиметрии IBCAO версии 4.0 [52];
- полученных в ходе настоящего исследования цифровых моделей возраста океанического фундамента и рельефа поверхности фундамента (см. рис. 4, рис. 6, ж, Supplement 1: Fig. S1);

— глубокого анализа скоростных характеристик осадочного чехла и разделение его на большее, чем ранее, количество слоев с осредненными плотностными характеристиками (см. рис. 2, е);

— усовершенствованной технологии расчета гравитационных эффектов, связанных с термическим разуплотнением верхней мантии в Евразийском бассейне;

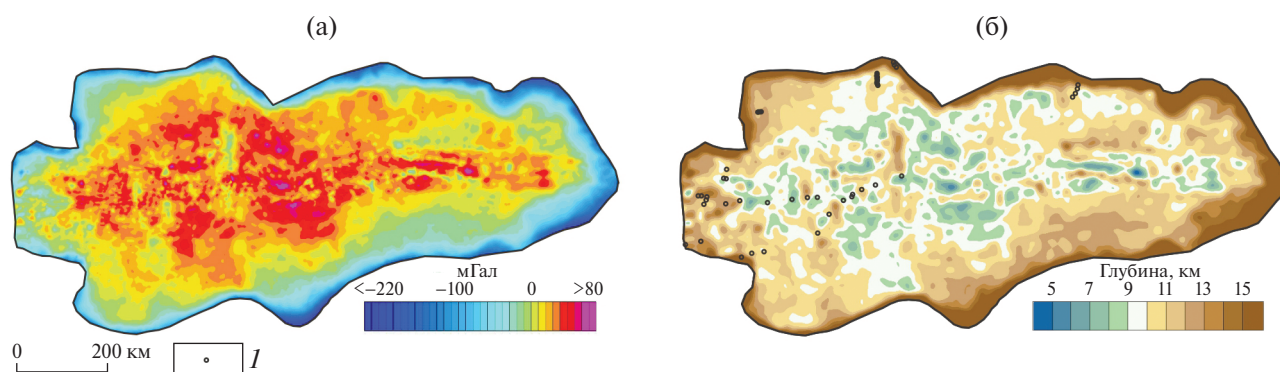
— увеличенного объема эмпирических данных о глубинах Мохо, примененных для калибровки результатов расчетов и оценки их достоверности.

### Построение 3D модели глубинного строения Евразийского бассейна

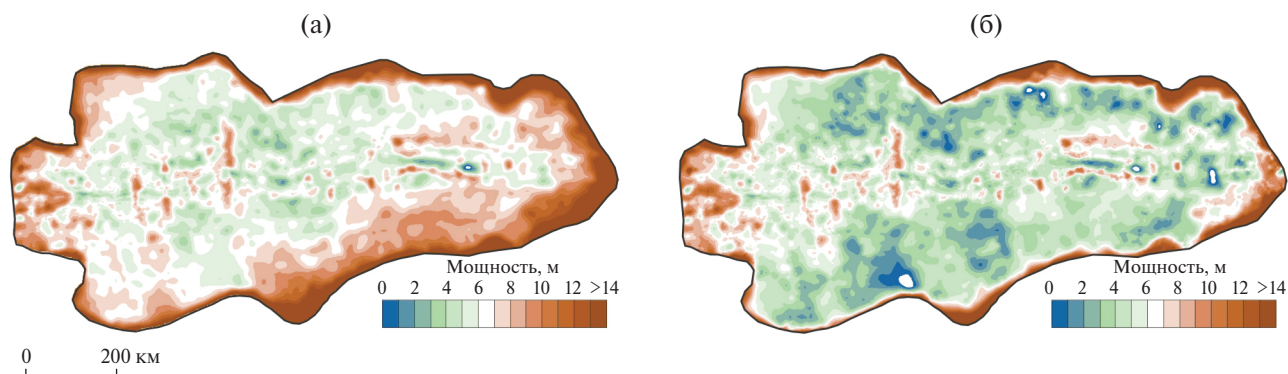
При построении 3D модели глубинного строения Евразийского бассейна был использован программный модуль GMSYS-3D, предусмотренный в программном обеспечении Geosoft Oasis Montaj [79] и позволяющий выполнять вычисление гравитационного эффекта от сложных многослойных сред.

На первом этапе решения задачи расчета цифровой модели рельефа поверхности Мохо была создана исходная многослойная 3D модель глубинного строения земной коры на всю площадь Евразийского бассейна (рис. 8).

Верхняя часть модели включает поверхность океанического дна, представленную цифровой моделью IBCAO [52], подстилаемую осадочным чехлом, содержащим до 9-ти слоев, которые частично выклиниваются на поверхности фундамента (см. рис. 8, а).



**Рис. 9.** Цифровые модели остаточных мантийных аномалий (а) и рельефа поверхности Мохо (б).  
I — пункты с экспериментально установленными глубинами до раздела Мохо



**Рис. 10.** Цифровые модели мощности земной коры суммарной (а) и консолидированной (б) частей.

Нижняя часть модели, представлена 11-ю мантийными слоями, разделенными кратными  $100^{\circ}\text{C}$  изотермами, положение которых рассчитывалось по описанным выше методикам, отдельно для океанической и континентальной коры (см. рис. 8, б).

Расчеты в пределах глубоководной части Евразийского бассейна проводились с использованием цифровой модели возраста океанической коры, расчеты на пассивных окраинах основаны на использовании данных о тепловом потоке (см. рис. 4). Плотности слоев в обеих частях 3D модели задавались по аналогии с 2D моделями.

Расчет остаточных мантийных аномалий. Вначале был рассчитан суммарный гравитационный эффект от верхней части 3D модели, затем — от нижней части 3D модели. Сумма этих эффектов была вычтена из цифровой модели аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе DTU17 [29], в результате чего нами были получены остаточные мантийные аномалии (рис. 9, а).

#### *Моделирование рельефа поверхности Мохо*

Рассчитанные остаточные мантийные аномалии пересчитывались в вариации рельефа поверхности Мохо по алгоритму Р. Паркера [67],

относительно выбираемой средней глубины  $H_0$ . Плотностной контраст на границе кора—мантия был выбран равным  $415 \text{ кг/м}^3$ , исходя из значений средней плотности океанической коры  $2850 \text{ кг/м}^3$  и плотности подкоровой мантии  $3265 \text{ кг/м}^3$ .

Подбор  $H_0$  осуществлялся итеративно, с минимизацией среднеквадратичного отклонения значений в рассчитываемой цифровой модели от фактически установленных значений Мохо (Supplement1: Fig.S3).

Минимальное среднеквадратичного отклонения было получено равным  $\pm 1.47 \text{ км}$  при  $H_0 = 11.5 \text{ км}$ .

Финальная цифровая модель рельефа поверхности Мохо в Евразийском бассейне показана на рис. 9, б, сопоставление модели с ранее опубликованными моделями [14, 57, 76] приведено в Supplement 1: Fig. S3.

#### *Расчет цифровой модели мощности земной коры*

Цифровая модель суммарной мощности земной коры в Евразийском бассейне рассчитана как разница между цифровой моделью рельефа поверхности Мохо и рельефа морского дна цифровой модели IBCAO [51] (см. рис. 9, б; рис. 10, а).



Кроме этого, была вычислена более информативная цифровая модель мощности консолидированной части земной коры, представляющая собой разность между цифровой моделью рельефа поверхности Мохо и цифровой моделью рельефа поверхности фундамента (см. рис. 10, б). Сопоставление данных моделей с ранее опубликованными моделями приведено в Supplement 1: Fig S4, Fig. S5).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе нашего исследования была уточнена зависимость между  $V_p$  и мощностью осадочной толщи в Евразийском бассейне. Данная зависимость хорошо аппроксимирует облако значений в Прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где наблюдается наиболее мощный осадочный чехол, накопленный за счет сноса терригенных осадков (см. рис. 2, в).

Очевидно резкое смещение облака точек выше аппроксимирующей зависимости, т.е. скачок скоростей в осадочном чехле при мощностях чехла более ~3.2 км в котловине Нансена и ~2.2 в котловине Амундсена (см. рис. 2, а, б). Мы полагаем, что это смещение объясняется присутствием магматических пород в нижних частях осадочного чехла океанической коры. Таким образом, полученные высокие значения  $V_p$  не являются характеристикой осадочной терригенной толщи, и выведенная общая зависимость пригодна для задач регионального моделирования.

Сопоставление полученной зависимости для Евразийского бассейна  $V_p(H)$  с аналогичной зависимостью для абиссальной части Канадской котловины показывает их сходство, принимая во внимание разный возраст котловин и неизбежные отличия в условиях седиментогенеза. Однако разница с зависимостью для района конуса выноса р. Маккензи [70], где накоплены огромные мощности чехла и предполагается лавинная седиментация в кайнозойское время, значительна. Выведенная зависимость  $\rho(H)$  является удобным инструментом при 2D и 3D гравитационном моделировании на площади Евразийского бассейна (см. рис. 2, е). Эта зависимость соответствует данным, полученным из единственной скважины в регионе [30].

Результаты сравнения полученных цифровых моделей рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла с современными опубликованными аналогичными моделями показывают большую детальность полученных цифровых моделей [57, 68] (Supplement 1: Fig. S1, Fig. S2).

Благодаря примененной методике моделирования данных поверхностей, мы отмечаем не только отличное соответствие моделей данным МОВ ОГТ, но и предполагаем их высокую прогностическую ценность (см. рис. 7).

Наибольшие отличия (от 1 км и более) в структуре и глубинах рельефа поверхности фундамента между новой цифровой моделью и цифровой моделью из проекта ArcCRUST [57] наблюдаются в Прилаптевоморском замыкании Евразийского бассейна, вдоль Баренцево-Карского склона в котловине Нансена и в восточной части котловины Амундсена. В этих областях фиксируется аналогичное расхождение между цифровой моделью мощности осадочного чехла, полученной в рамках проекта ArcCRUST [57], с единственной разницей в том, что в настоящей работе нами использовалась новая версия цифровой модели IBCAO v.4.0 [52].

Особенности рельефа поверхности фундамента и структуры осадочного чехла в Евразийском бассейне вкрест разрезов МОВ ОГТ неоднократно описывались и анализировались [39, 54]. Новые цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла позволяют с большей достоверностью проследить эти особенности на площади Евразийского бассейна.

Область рифтовых гор хребта Гаккеля, проявленная в рельефе океанического дна, характеризуется отметками глубин фундамента  $\leq 5$  км и мощностью осадочного чехла от 0 до 1.5 км в котловине Нансена и до 1 км в котловине Амундсена (см. рис. 6, ж). Минимальные глубины ( $< 1$  км) по данным цифровой модели IBCAO [52] фиксируются в областях подводных гор в центрах магматических сегментов океанической коры в осевой части Евразийского бассейна.

В рифтовой долине хребта Гаккеля глубины фундамента варьируют в западной части Евразийского бассейна от ~3.5 до ~5.2 км, при этом долина практически полностью лишена осадков.

В восточной части Евразийского бассейна фундамент прогнозируется на глубинах ~5.0...5.4 км, при средней мощности осадочного чехла ~1 км. Экстремальная глубина фундамента ~6.5 км, при отсутствии на нем осадков, зафиксирована в кальдере Гаккеля на профиле МОВ ОГТ [71]. Восточнее этой кальдеры (~120° в.д.) рифтовая долина и горы практически полностью перекрыты осадочным чехлом. Глубины фундамента и мощность осадочного чехла резко нарастают в сторону моря Лаптевых и достигают значений ~8 и ~6 км

соответственно. В зоне перехода континент—океан в море Лаптевых данные значения могут быть еще выше.

Области котловины Нансена и котловины Амундсена, где фундамент находится ниже отметки ~5 км, также отличаются по структуре (см. рис. 6, ж).

В котловине Нансена средние глубины фундамента составляют ~7.5 км. Напротив крупных трогов на Баренцево—Карской континентальной окраине сформированы локальные депрессии с глубинами >8 и до ~9.2 км, максимум глубины зафиксирован вблизи трога Святой Анны (см. рис. 1, см. рис. 7). Мощность осадочного чехла нарастает в котловине Нансена от области Срединно-океанического хребта (СОХ) до указанных локальных депрессий с ~1.5 до ~7.3 км.

В котловине Амундсена фундамент занимает более высокое гипсометрическое положение — в среднем ~6.5 км (на ~1 км выше). В его локальных депрессиях глубины достигают ~7.5...8.0 км, вблизи зоны сочленения хребта Ломоносова с Евразийской окраиной доходят до ~10 км. Мощность осадочного чехла в котловине Амундсена варьирует в среднем от ~1.5 м до ~2.5 км, в локальных депрессиях увеличивается до ~4 км и в упомянутой аномальной депрессии достигает ~7 км.

Развиваемая нами методика моделирования рельефа поверхности Мохо включает обязательную процедуру калибровки финальных результатов, полученных с учетом теоретических расчетов, с фактическими данными. Это и ранее позволило получить цифровую модель рельефа поверхности Мохо для глубоководной части Арктического бассейна, более точно соответствующую данным сейсморазведки, чем другие модели [6, 57].

В настоящем исследовании удалось достичь среднеквадратичного отклонения в расхождении между полученной цифровой моделью рельефа поверхности Мохо с немногочисленными фактическими определениями, равного  $\pm 1.47$  км. Для независимой оценки полученной нами цифровой модели рельефа поверхности Мохо в будущем могут быть использованы результаты уникального сейсмического эксперимента JASMINe [36]. Численное сравнение полученной цифровой модели рельефа поверхности Мохо возможно с ранними аналогичными цифровыми моделями из состава проекта TEMAR [14], нашей моделью [48] и моделью из состава проекта ArgCRUST [57].

Нами выполнено сопоставление моделей рельефа поверхности Мохо, из которого очевидно, что

созданную модель отличает большая детальность, вариативность глубин Мохо на площади Евразийского бассейна, существенно меньшие глубины в Прилаптевоморской части (Supplement 1: Fig. S1).

Глубины Мохо варьируют в Евразийском бассейне преимущественно в диапазоне от 8 до 11 км, изостатически повторяя генеральные формы рельефа поверхности фундамента (см. рис. 9, б). Последнее является следствием модели Эйри [27], заложенной в основу методики гравитационного моделирования, что предполагается, но пока не подтверждено для Евразийского бассейна в отсутствие данных ГСЗ.

Наиболее высоко поверхность Мохо поднимается в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов, в восточной части Евразийского бассейна доходит до глубин ~6 км. Также максимальный подъем прогнозируется локально в зоне перехода континент—океан в восточной части котловины Амундсена и к западу от трога святой Анны в борту котловины Нансена. Консолидированная океаническая кора на этих участках по данным моделирования может отсутствовать и, вероятно, на поверхность дна или под маломощные осадки выходят серпентинизированные мантийные породы (см. рис. 10, б). Последнее зафиксировано в ходе опробования морского дна в рифтовой зоне хребта Гаккеля, а также предполагается по данным МОВ в западной части котловины Нансена [57, 60].

Заглубление границы Мохо и, соответственно, увеличение мощности коры происходит либо под влиянием толщи осадков, сносимых с примыкающих континентальных окраин, либо в областях высоких подводных гор. В первом случае — в восточной части котловины Нансена глубины Мохо увеличиваются до 11—12 км, обнаруживая асимметрию по отношению к уровню Мохо в котловине Амундсена (см. рис. 9, б).

Подводные горы в генеральном плане формируют гряды (блоково-грядовая структура [17]), протягивающиеся в отсутствие трансформных разломов [35] через весь Евразийский бассейн параллельно оси хребта Гаккеля, а также цепи гор, ортогональные этой оси, приуроченные к нетрансформным разломам на границах сегментов океанической коры. Граница Мохо под ними может заглубляться до глубины 13—14 км. Приведенная 3D структура коры проявлена в батиметрии в осевой части Евразийского бассейна (см. рис. 1), косвенно проявляется в поле силы тяжести на всей его площади и, как следствие —

во всех полученных цифровых моделях глубинных поверхностей и мощности земной коры.

Приведенные характеристики строения котловин Евразийского бассейна свидетельствуют, что наблюдаемая асимметрия в глубинах фундамента и границы Мохо в котловине Амундсена и котловине Нансена обусловлена наличием в них разного по мощности осадочного чехла. Поступление терригенного материала с Баренцево–Карской и Лаптевоморской окраин синхронно с раскрытием бассейна обеспечило накопление в котловине Нансена толщи осадков мощнее на ~1000–2000 м по сравнению с симметричными относительно СОХ частями в котловине Амундсена. Хребт Ломоносова, представляющий собой противоположную пассивную окраину и находившийся ниже уровня моря со времени ~56 млн лет назад [30], не являлся источником сноса осадочного материала.

С середины кайнозоя фиксируется воздымание Баренцево–Карской окраины, что, несомненно, усилило снос материала в котловине Нансена [49, 71]. Наличие более мощной осадочной толщи в котловине Нансена привело к опусканию ее фундамента на большие глубины по сравнению с котловиной Амундсена — в среднем на ~1–1.5 км глубже. Вместе с этим, произошло и региональное заглубление границы Мохо примерно на те же величины. Этому процессу способствовал факт того, что в рифтовой зоне хребта Гаккеля края Евразийской и Северо-Американской тектонических плит не связаны друг с другом.

Таким образом, очевидно, что обсуждаемая асимметрия в глубинном строении Евразийского бассейна сформировалась в ходе изостатического (компенсационного) отклика океанической литосферы на повышенную нагрузку со стороны более мощной толщи осадков, заполнивших котловину Нансена.

Из двух рассчитанных нами цифровых моделей мощности земной коры наиболее информативна модель мощности ее консолидированной части, в которой не учитывается мощность накопившегося осадочного чехла (см. рис. 10, б). Эта модель существенно отличается от ранее созданных аналогичных моделей (Supplement 1: Fig. S4). Наши расчеты показали, что средняя мощность океанической коры Евразийского бассейна составляет ~4.8 км. Она варьирует при стандартном отклонении от этого значения — от 2.9 до 6.7 км. Существенной региональной асимметрии в мощности коры, с учетом оценки погрешности цифровых

моделей рельефа поверхности фундамента и Мохо, относительно СОХ не наблюдается. В котловинах мощность коры меньше и составляет в среднем 3–4 км, а в осевой части бассейна немного увеличивается, при сильных вариациях от 0 до 12 км (см. рис. 10, б).

Прогнозируется отсутствие океанической коры на локальных участках в котловинах Амундсена и Нансена, а также в пределах амагматических сегментов рифтовой долины хребта Гаккеля (см. рис. 10, б). Наиболее мощная океаническая кора в Евразийском бассейне (в среднем 7–9 км) прогнозируется в самой западной его части, между плато Ермак и Моррис–Джесупа. С одной стороны, это можно объяснить максимальными скоростями спрединга в этом сегменте бассейна благодаря удаленности от Эйлерова полюса [36], а с другой — наличием увеличенного мантийного потока, сформировавшего окраинные части этих плато [51].

Полученные оценки мощности коры и характер ее вариаций по площади, перечисленные черты рельефа поверхности фундамента и рельефа поверхности Мохо подтверждают точку зрения о формировании Евразийского бассейна как медленно- и ультрамедленно-спредингового океанического бассейна [35, 36]. С начала спрединга ~56 и до ~33 млн лет назад полная скорость раскрытия бассейна уменьшалась с ~25 до ~12 мм/год [5]. За это время были сформированы фланговые части современного бассейна, рассматриваемые в качестве котловины Амундсена и котловины Нансена (см. рис. 4). Сформированная океаническая кора в котловинах имеет уменьшенную до 2.9–6.7 км среднюю мощность, ее характеристики типичны для коры медленноспредингового бассейна [36].

От ~33 млн лет назад и поныне раскрывается центральная часть бассейна, область хребта Гаккеля, с полной скоростью, не превышающей 12–13 мм/год [5]. Она характеризуется еще большей дифференциацией мощности коры в амагматических и магматических сегментах (от 0 до, возможно, ~12 км), преобладанием тектонического режима растяжения над магматическим. Это подтверждает результаты глобальных исследований и позволяет относить Евразийский бассейн к классу ультрамедленных бассейнов [35, 36].

Совместный анализ схемы линейной магнитной аномалии (ЛМА), цифровых моделей поверхности фундамента и мощности коры позволяет сделать ряд предположений об особенностях раскрытия Евразийского бассейна (см. рис. 4; см. рис. 6, ж; см. рис. 10, б).



В центральной части бассейна, напротив трога Святой Анны, отмечается существенная асимметрия положения хребта Гаккеля в бассейне относительно континентальных окраин (~390 км в котловине Нансена, ~270 км в котловине Амундсена), а также срезание наиболее древних ЛМА 23 и 24 у выступа хребта Ломоносова в котловине Амундсена. Мы полагаем, что в этой области на самых ранних этапах раскрытия Евразийского бассейна (~53 млн лет назад) произошло изменение (спрямление) положения оси СОХ и ее смещение в сторону хребта Ломоносова. Кроме этого, при сопоставлении приведенных схем заметно несимметричное положение осевой части Евразийского бассейна в самом восточном замыкании бассейна, — фланговая область в котловине Амундсена (~140 км) оказывается почти в 2 раза шире, чем в котловине Нансена (~70 км).

По нашим оценкам, возраст начала формирования данной осевой части ~36 млн (см. рис. 4, магнитохрон 16у). Поэтому до этого времени, вероятно, также произошел перескок оси спрединга или растяжения в западном направлении, что предполагалось и ранее [24, 42]. Более однозначно уточнить возможности описанных тектонических событий и их времени станет возможным при появлении новых площадных аэромагнитных данных.

## ВЫВОДЫ

1. В результате проведенного исследования авторами разработаны новые цифровые модели главных разделов земной коры — рельефа поверхности фундамента и рельефа поверхности Мохо, а также мощности осадочного чехла, суммарной мощности коры и мощности консолидированной части земной коры. Все новые цифровые модели откалиброваны с учетом фактических данных о положении этих разделов, сопоставлены с имеющимися моделями. Новые цифровые модели показывают высокую степень достоверности и детальность. Они позволяют впервые проследить особенности глубинного строения Евразийского бассейна по всей его площади.

2. Показано, что причиной ассиметричного положения фундамента в котловине Амундсена и котловине Нансена является больший объем накопившегося осадочного чехла в котловине Нансена. Это привело к заглублению фундамента и границы Мохо на 1–1.5 км в котловине Нансена при сходной мощности коры в обеих котловинах.

3. Анализ площадных вариаций мощности консолидированной коры и структуры поверхности фундамента Евразийского бассейна показал их соответствие характеристикам ультрамедленных спрединговых бассейнов.

Мощность океанической коры в Евразийском бассейне в среднем составляет 4.8 км и варьирует в пределах стандартного отклонения в диапазоне 2.9–6.7 км. На некоторых локальных участках в котловине Нансена, котловине Амундсена, а также в амагматичных сегментах рифтовой долины хребта Гаккеля прогнозируется отсутствие коры. В то же время, она достигает мощности до ~12 км в пределах подводных гор центров магматических сегментов.

4. Разброс значений мощности коры в Евразийском бассейне, преобладание роли тектонического фактора над магматическим при аккреции океанической коры, выраженное в формировании протяженных подводных гряд, параллельных амагматичным сегментам хребта Гаккеля, возрастают с уменьшением полной скорости спрединга от ~12 до  $\geq 1$  мм/год.

**Благодарности.** Авторы статьи выражают благодарность АО “Росгеология” (г. Москва, Россия) за предоставленные цифровые материалы МОВ ОГТ экспедиции “Арктика-2020”. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследования выполнены за счет средств субсидии на выполнение государственного задания ФГБУ “ВНИИОкеангеология” на 2016, 2017 и 2022 гг.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология). — Под ред. В.Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Бочкарев А.В., Матвеева Т.В., Гусев Е.А., Гладыш В.А. Геотермические измерения в море Лаптевых в ходе рейса НИС “Иван Петров” в 2018 году. — В кн.: Геология морей и океанов. — Мат-лы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. — Т. II. — М.: ИО РАН. 2019. 320 с.
3. Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. — Под ред. И.С. Грам-

- берга, А.А. Комарицына, В.Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология. 2000. 117 с.
4. Геология и полезные ископаемые России. — Т. 5. — Кн. 1. — Арктические и дальневосточные моря. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
  5. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
  6. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.А., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. 2013. № 3. С. 327–334.
  7. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д., Васильев В.В., Корнева М.С., Суханова А.В., Редько А.Г., Яковенко И.В. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане. — В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. — Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. — СПб.: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 229–238.
  8. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. — СПб.: ВНИИОкеангеологи, 2002. С. 17–34.
  9. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975. 255 с.
  10. Казанин Г.С., Заяц И.В., Иванов Г.И., Макаров Е.С., Васильев А.С. Геофизические исследования в районе Северного полюса // Океанология. 2016. № 2. С. 333–335.
  11. Каминский В.Д., Глебовский В.Ю., Егорова А.В., Черных А.А. Основные достижения и проблемы изучения геологического строения акваторий Северного Ледовитого океана с оценкой углеводородных ресурсов по данным потенциальных полей // Горный журнал. 2013. № 11. С. 23–29.
  12. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н., Медведева Т.Ю., Черных А.А., Александрова А.Г. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения МСБ шельфовой области Российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
  13. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В., Поселов В.А. Проблемы изучения глубоководных нефтеперспективных осадочных бассейнов Евразийской континентальной окраины и ложа Северного Ледовитого океана // Горный журнал. 2012. № 3. С. 66–71.
  14. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. — Под ред. Р.М. Деменицкой. — Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 9–19.
  15. Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5–13.
  16. Конторович А.Е., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Малышев Н.А., Прищепа О.М., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 7–17.
  17. Литвин В.М. Морфоструктура дна океанов. — Л.: Недра, 1987. 275 с.
  18. Лихачев А.А., Глебовский В.Ю., Брекке Х., Инген О., Фалейде Я.И. Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным. — Т. 5 — Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — Под ред.: Г.П. Аветисова, В.А. Басова, А.Л. Пискарева, Ю.Е. Погребницкого, А.И. Трухалева — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 5. С. 98–110.
  19. Мащенко С.П., Зайончек А.В. Мощность земной коры Центрально-Арктического бассейна по результатам трехмерного гравитационного моделирования. — В кн.: Геоморфологические и геологические критерии. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 85 с.
  20. Огнев А.О., Жилкайдарава А.М. Физические свойства осадочных отложений западной части Туранской плиты // Геология нефти и газа. 1986. № 7. С. 43–48.
  21. Петров О.В., Кашубин С.Н., Дараган-Суцова Л.А., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Петров Е.О., Пинджон К., Поселов В.А., Поспелов И.И., Шокальский С.П., Соколов С.Д. Карта мощности осадочного чехла Арктики. — Тектоническая карта Арктики ВСЕГЕИ/CGMW. — Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье. — СПб. ВСЕГЕИ. 2019. С. 36–39.
  22. Поселов В.А., Жолондз С.М., Трухалев А.И., Косько М.К., Поселова Л.Г., Буценко В.В., Павленкин А.Д., Верба В.В., Ким Б.И. Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. С. 8–14.
  23. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338–1341.
  24. Черных А.А. Глубинное строение и тектоника зоны перехода континент-океан в море Лаптевых по геофизическим данным // Автореф. дис. к.г.-м.н.: 25.00.10, СПб, 2005. 24 с.
  25. Черных А.А., Гольмшток А.Я. Грави-термическая модель Прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики. 2009. Вып. 41. С. 62–79.
  26. Черных А.А., Крылов А.А. История седиментогенеза в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302). — Т. 210. — Кн. 7. — Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010, С. 56–66.

27. Airy G.B. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys // *Philos. Transact. Royal Soc. London*. 1855. Vol. 145. P. 101–104.
28. Alvey A., Gaina C., Kuszniir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 274. No. 3–4. P. 310–321.
29. Andersen O.B., Knudsen P. The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. — In: *Fiducial Reference Measurements for Altimetry*. — (Springer, Berlin–Heidelberg, Germany. 2009. Vol. 150. P. 83–87.
30. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Brinkhuis H., Clemens S., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Martinez N.C., Matthiessen J., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Palike H., Rea B.R., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St. John K.E.K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M. Sites Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. — (College Station TX. USA. Integrated Ocean Drilling Program Management Int. 2006. Vol. 302. 169 p.
31. Brevik A.J., Verhoef J., Faleide J.I. Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: Results from the western Barents Sea // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. No. B7. P. 15293–15311.
32. Brocher T.M. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust // *Seismol. Soc. Am. Bull.* 2005. Vol. 95. No. 6. P. 2081–2092.
33. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development. // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.
34. Chen Y. Oceanic crustal thickness versus spreading rate // *Geophys. Res. Lett.* 1992. 19. P. 753–756.
35. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // *Geophys. Res.* 2003.
36. Dick Henry J.B., Lin Jian, Schouten Hans. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
37. Ding W., Niu X., Zhang T., Chen Sh., Liu Sh., Tan P., Kong F., Jin Z., Huang S., Wei Ch., Fang Y., Sun Q., Li J. Submarine wide-angle seismic experiments in the High Arctic: The JASMIInE Expedition in the slowest spreading Gakkel Ridge // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. Vol.1. Is. 3. Art. 100076.
38. Duckworth G.L., Baggeroer A.B. Inversion of refraction data from the Fram and Nansen basins of the Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 1985. Vol.114. P. 55–102.
39. Ehlers B., Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 177. P. 451–462.
40. Engen Ø. Evolution of High Arctic Ocean Basins and Continental Margins. — (Univ. of Oslo, Norway. 2005). 154 p.
41. Fuchs S., Norden B. International Heat Flow Commission. — In: *The Global Heat Flow Database: Release 2021*. — GFZ Data Services. 2021. <https://doi.org/10.5880/fidgeo.2021.014>
42. Funck T., Shimeld J., Salisbury M. Magmatic and rifting-related features of the Lomonosov Ridge, and relationships to the continent–ocean transition zone in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2022. Vol. 229. P. 1309–1337.
43. Gaina C., Werner S. C., Saltus R., Maus S. and the CAMP-GM group. Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. — In: *Arctic Petroleum Geology*. — Ed. by A. M. Spencer, D. Gautier, A. Stoupakova, A. Embry, K. Sørensen (London, Geol. Soc. Mem. 2011. Vol. 35). P. 39–48.
44. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eureka orogeny? // *Arktos*. 2015. Vol. 16. P. 1–11.
45. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // *Geophysics*. 1974. Vol. 39. P. 770–780.
46. Geissler W.H., Jokat W. A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // *Geophysics*. 2004. Vol. 158. P. 50–66.
47. Glebovsky V.Yu., Astafurova E.G., Chernykh A.A., Korneva M.A., Kaminsky V.D., Poselov V.A. Thickness of the Earth's crust in the deep Arctic Ocean: Results of a 3D gravity modeling // *Russian Geol. Geophys.* 2013. Vol. 54. P. 247–262.
48. Glebovsky V.Yu., Astafurova E.G., Chernykh A.A., Egorova A.V., Kaminsky V.D., Korneva M.S., Redko A.G. Updated maps of Moho topography and the earth crust thickness in the Deep Arctic Ocean based on results of potential field zoning and 3-D gravity modeling // *Geophys. Res. Abstr.* 2014. Vol. 16. EGU2014-14872.
49. Henriksen E., Bjørnseth H. M., Hals T. K., Heide T., Kiryukhina T., Kløyjan O. S., Larssen G. B., Ryseth A. E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems // *Geol. Soc. London Mem.* 2011. Vol. 35. No. 1. P. 271–281.
50. Jackson H.R., Reid I., Falconer R.K.H. Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 1773–1783.
51. Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M. The Yermak Plateau: Formed at a triple junction // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 3223–3232.
52. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsen C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. // *Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 176. P. 1–14.
53. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
54. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. P. 1–14.



55. Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 168. P. 983–998.
56. Kristoffersen Y., Husebye E.S., Bungum H., Gregersen S. Seismic investigations of the Nansen Ridge during the FRAM I experiment // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82. P. 57–68.
57. Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S. ArcCRUST: Arctic crustal thickness from 3D gravity inversion // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2019. Vol. 20. Is. 7. P. 3225–3247.
58. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y. Y., Langinen A. E., Sorokin M.Y. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 165. P. 527–544.
59. Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L. Seismic refraction, the Sea. — Ed. by A. E. Maxwell, (Wiley-Intersci., NY, USA. 1970 Vol. 4), P. 53–84.
60. Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W.H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slow-spreading Gakkel Ridge // *Arctic Ocean. J. Geodyn.* 2018. Vol. 118. P. 154–165.
61. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., Snow J.E., Goldstein S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R., Edmonds H.N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature* 2003. Vol. 423. P. 956–961.
62. Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Ju., Mjelde R. Structure and evolution of the Northern Barents-Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 79–102.
63. Nafe J.E., Drake C.L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocity of compressional and shear waves // *Geophysics*. 1957. Vol. 22. P. 523–552.
64. Ogg J. Geomagnetic Polarity Time Scale // *Time Scale*. 2012. Vol. 1. 462 p.
65. O'Regan M., Moran K., Backman J. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15.
66. Parker R.L. The rapid calculation of potential anomalies // *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.* 1972. Vol. 42. P. 315–334.
67. Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // *Nature*. 1973. Vol. 42. P. 137–139.
68. Petrov O., Smelror M., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth-Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 29–71.
69. Shephard G.E., Wiers S., Bazhenova E., Pérez L.F., Mejía L.M., Johansson C., Jakobsson M., O'Regan M. A North Pole thermal anomaly? Evidence from new and existing heat flow measurements from the central Arctic Ocean // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 118. P. 166–181.
70. Shimeld J., Li O., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R., Mosher D., Hutchinson D. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendeleev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? // *Geoph. J. Int.* 2016. Vol. 204. P. 1–20.
71. Piskarev A.L., Elkina D.V. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // *Sci. Reports*. 2017. Vol. 7. Art. 46248.
72. Sobolev P. Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea—constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modelling // *ZDGG*. 2012. P. 309–324.
73. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.
74. Weber J.R. The Lomonosov Ridge experiment: 'LOREX 79' // *EOS Transact. AGU*. 1979. Vol. 60. P. 715–721.
75. Weigelt E., Jokat W. Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 145. P. 505–516.
76. Zhao L., Zhang T., Ling Z., Li M., Zhi P., Ding R., Li C. Spatial and temporal variations in crustal structure in the Eurasian Basin // *J. Marin. Sci.* 2022. Vol. 10. P. 1–15.
77. Zhang T. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: Indications from high-resolution magnetic data // *Geophys. Res. Lett.* 2019. Vol. 46. P. 13712–13721.
78. IHS Kingdom [Электронный ресурс] — Режим доступа: <https://kingdom.ihs.com/>
79. Oasis Montaj, Geosoft [Электронный ресурс] — Режим доступа: <https://www.sequent.com/products-solutions/geosoft-oasis-montaj/>

## Digital Models of the Deep Structure of the Earth's Crust in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean

A. A. Chernykh<sup>a</sup>\*, L. V. Yakovenko<sup>a</sup>, M. S. Korneva<sup>a</sup>, V. Yu. Glebovsky<sup>a</sup>

<sup>a</sup>All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean  
(VNIIOkeangeologiya), bld.1, Angliisky pr., 190121 Saint Petersburg, Russia

\*e-mail: [a.a.chernykh@vniio.ru](mailto:a.a.chernykh@vniio.ru)

Based on the method of gravity modeling, taking into account the accumulated geophysical data on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, the authors have developed digital models of the deep structure of the Earth's crust. The digital models of the basement relief and sedimentary cover thickness in the Eurasia

Basin are calculated on the basis of reinterpretation of depth multi-channel seismic cross-sections and 2D gravity modeling. The digital models of the Mohorovichich surface relief and the earth's crust thickness were calculated using the improved 3D gravity modeling method. It is shown that the reason for the deepening of the basement in the Nansen Basin by 1–1.5 km in comparison with the Amundsen Basin is a larger volume of accumulated sedimentary cover in the Nansen Basin, with a similar thickness of the crust ~4.8 km in both basins. The characteristics of the oceanic crust studied on the basis of the obtained digital models reveal a complex, three-dimensional variability characteristic of ultra-slow spreading ridges. In the region of the Gakkel Ridge, which was formed at full spreading rates of less than 12 mm/year, the maximum spread of crust thickness is observed, as well as the predominance of the role of the tectonic factor over the magmatic one during the accretion of oceanic crust. Latter fact is expressed in the formation of extended subsea ridges parallel to the amagmatic segments of the ridge.

*Keywords:* Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Arctic Basin, gravity modeling, sedimentary cover, basement, crustal thickness, Moho relief, grid, ultraslow-spreading

УДК 551.248+551.4

## РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ДНА И ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

© 2024 г. А. Е. Рыбалко<sup>1,2,3,\*</sup>, В. А. Щербаков<sup>1</sup>, М. Ю. Токарев<sup>4</sup>, А. А. Кудинов<sup>1,2</sup>, П. Ю. Беляев<sup>1</sup>,  
Т. Ю. Репкина<sup>1,4,5</sup>, Н. Е. Зарецкая<sup>1,5</sup>, Я. Е. Терехина<sup>1,4</sup>, В. В. Иванова<sup>1</sup>, В. И. Сличенков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана  
им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д.1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле,  
Университетская наб., д. 7–9, 199034 Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, вл.1, стр. 77, оф.402, Ленинские горы —  
Научный парк МГУ, 119991 Москва, Россия

<sup>4</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, д.1,  
Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт Географии РАН, д.29, Старомонетный пер., 119017 Москва, Россия

\*e-mail: alek-rybalko@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.

После доработки 3.10.2023 г.

В печать 22.02.2024 г.

В настоящей статье приведены результаты исследования проявлений современных геодинамических движений в донных структурах Белого моря (Балтийский кристаллический щит). На основании проведенных экспедиционных работ в Белом море получены данные о формировании подводного рельефа и толщи рыхлых отложений под влиянием современных сейсмотектонических явлений и геодинамических движений, а также долговременных неотектонических процессов. Показано, что впадина Кандалакшского залива представляет собой современный грабен, развивающийся по активизированному в четвертичное время разломам. Развитие грабена продолжается на северо-запад, где формируется новая структура четвертичного возраста. Выявлены признаки проявления современных геодинамических движений. Показана роль дизъюнктивной тектоники в формировании склонов и поперечных по отношению к простираанию залива тектонических структур, морфологически представленных грядами рельефа, секущими поднятие Средние Луды, расположенном в Кандалакшском заливе. Установлено влияние современных геодинамических процессов на распределение толщ четвертичных отложений различного генезиса, и мозаичного распространения современных донных осадков. Изучено влияние гравитационных процессов, участвующих в формировании подводных оползней, приводящих к появлению аномально мощных толщ рыхлого осадочного чехла.

**Ключевые слова:** современные геодинамические движения, грабены, тектонические нарушения, Белое море, Кандалакшский залив, неотектоника, сейсмоакустические методы, гравитационные процессы, опасные геологические процессы, рельеф, донные отложения

DOI: 10.31857/S0016853X24010044, EDN: HMGEOR

### ВВЕДЕНИЕ

Особенности проявления современных геодинамических движений на северо-западе территории России, в том числе на окружающих Балтийский кристаллический щит шельфовых морях, являются в настоящее время обсуждаемыми и отнесенительно новой проблемой.

Некоторые исследователи настаивают на том, что эти процессы проявлялись как на протяжении всего четвертичного этапа развития региона, так и в позднем неоплейстоцене и голоцене [2, 5–7, 10, 11, 21–24, 29, 34, 37, 45, 47, 49, 55, 56, 64].

Другие исследователи отрицают значительное влияние блоковых неотектонических движений на формирование современного рельефа, отдавая предпочтение экзарационным и гляциоизостатическим процессам во время развития покровных оледенений [1, 13, 48–50, 63].

Особенно четко взгляды на гляциоизостатию, как ведущий фактор современных вертикальных движений, развиваются в Норвегии [53]. Однако для Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита выявлены многочисленные проявления как неотектонических процессов





Рис. 1. Карта-схема региона исследования (по данным [66], с дополнениями).

(прямолинейные участки рельефа, обширные области распространения структурно предопределенного рельефа), так и прямые свидетельства тектонических событий в голоцене, — прежде всего многочисленные сейсмодислокации, установленные как на севере, так и в других регионах Карелии [11, 20, 45].

Внедрение новых методов геофизических исследований, в том числе высокоразрешающего многоканального сейсмоакустического профилирования, многолучевого эхолотирования, показало, что многие особенности рельефа и четвертичного покрова морей гляциального шельфа, к которым относятся Баренцево море, Белое море и часть Карского моря, связаны не только с неотектоническими движениями, но проявляющимися именно в голоцене, в том числе и во второй половине этого периода.

При этом сейсмотектонические процессы являются триггерами для подводных гравитационных процессов, которые существенно влияют на распределение донных осадков.

Целью настоящей статьи является исследование влияния современных геодинамических процессов на геоморфологию морского дна и литологию донных осадков Белого моря, где мы проводили иссле-

дования на протяжении многих лет, участвуя в морских геологосъемочных и тематических работах.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### *Западно-Арктический шельф*

Окраинные моря (Баренцево и Карское), а также внутришельфовые моря (Белое и Балтийское) на Северо-Западе России являются морями гляциального шельфа, т.е. шельфа, покрытого в четвертичное время континентальными и шельфовыми ледниками [31].

Беломорская котловина входит в строение одноименного морского бассейна, она является северной частью моря и имеет форму воронки. В строение Беломорской котловины входят (рис. 1):

- Центральная котловина вместе с Кандалакшским, Онежским и Двинским заливами;
- пролив Горло Белого моря;
- Воронка Белого моря (структура, которая является северной частью Белого моря в форме воронки, раструбом обращенная к Баренцеву морю, — внешняя зона раструба называется Воронка Белого моря).

Предполагается, что контур современной Беломорской депрессии предопределен системой

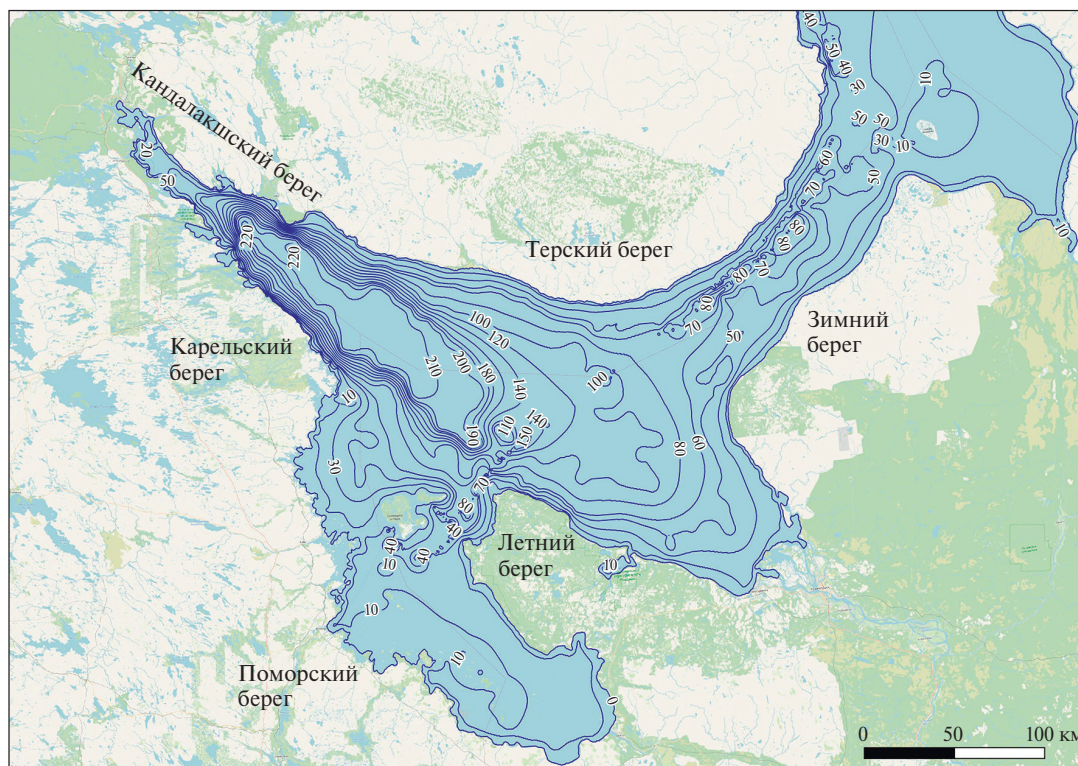


Рис. 2. Рельеф дна Белого моря (по данным [19]).

рифейских грабенов, которые сформировались на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн лет назад [5].

Именно эта депрессия и предопределила положение и морфологию наиболее северо-западного и глубоководного Кандалакшского залива, представляющего в настоящее время глубоководный желоб с крутыми бортами. Его формирование связывается с активизацией разломов вдоль рифейских грабенов в четвертичное время.

Окончательное формирование этой морфоструктуры определялось двумя факторами — эндогенными тектоническими напряжениями непосредственно в рассматриваемой части Балтийского кристаллического щита, а также динамическими нагрузками, связанными с развитием и деградацией Скандинавского ледника [5]. Эта активизация наблюдается и в наше время. При этом, значительная, наиболее глубоководная часть этого желоба выполнена мощной толщей рифейских песчаников [4].

Наличие крупных структурных нарушений характерно также для Баренцева моря.

М.Л. Верба [5, 8] указал на рифтогенную природу глубинных разломов Баренцевоморско–Карского шельфа. С глубинными разломами было связано формирование как крупнейших седимен-

тационных бассейнов в северной и южной частях Баренцева моря, так и унаследованное от системы древних рифтов распределение основных морфологических форм Баренцева моря — желобов и разделяющих их поднятий [8].

Исследованиями, проведенными на Западно-Арктическом шельфе ГИН РАН (г. Москва, Россия) совместно с ОАО «МАГЭ» (г. Мурманск, Россия) — одной из основных геологосъемочных организаций, — четко увязана современная неотектоническая активность с положением подвижных блоков в верхней мантии и разломной сетью глубинного заложения, которые выходят на поверхность морского дна [39].

Тесная связь древних и активизированных в четвертичное время разломов привела к характерной для Западно-Арктического шельфа (и нехарактерной для шельфовых морей) расчлененности рельефа донной поверхности. Эта связь прослеживается на цифровых моделях Баренцева и Белого морей, составленных в последнее время в Институте океанологии РАН (ИО РАН, г. Москва, Россия) (рис. 2).

Характер рельефа во многом предопределяет как распределение четвертичных и современных донных осадков, так и направленность седиментационных процессов. Крутые склоны современной



глубоководной котловины Кандалакшского залива обуславливают развитие на склонах гравитационных процессов [31].

Наличие желобов на Баренцево-Карском шельфе является причиной появления на их склонах гляциотурбидитов, возникших при дегляциации шельфовых областей [15, 30].

На распределение четвертичных отложений на дне западно-арктических морей оказывает воздействие и направленность неотектонических движений в позднечетвертичное время. Продолжающееся гляциоизостатическое поднятие дна Баренцева моря приводит к резкому сокращению мощности четвертичных отложений, в первую очередь, современных нефелоидных морских осадков [37, 42].

В Белом море неотектонический подъем глыбы Кольского полуострова и сопутствующее погружение осевой части Кандалакшского залива приводит к формированию на глубинах до 50–60 м преимущественно покрова маломощного перлювия, образующегося при размыве ледниково-морских и ледниковых отложений [31].

Таким образом, мы видим тесную связь геологического строения морей гляциальной зоны с особенностями формирования четвертичного покрова, а также с донными отложениями, непосредственно залегающими на поверхности морского дна.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### *Особенности проявления современных геодинамических процессов в Западно-Арктических морях*

Широко распространенное понятие новейшей тектоники, прочно вошедшее в геологию четвертичных отложений, подразумевает изучение тектонических движений в земной коре и литосфере, которые происходили в позднем кайнозое (~35 млн лет) и продолжают на современном этапе развития территорий. Это — вертикальные движения, которые имеют разнонаправленный характер и приводят к поднятиям или опусканиям земной поверхности.

На северо-западе Европы — это преимущественно восходящие движения Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита, компенсированные опусканием земной коры в странах центральной Европы, в частности, — Голландии.

На эти движения в северных районах, испытавших четвертичное оледенение, накладываются

ся гляциоизостатические движения, связанные с прогибанием земной поверхности под тяжестью ледника и компенсационным поднятием после снятия ледниковой нагрузки.

Все эти движения очень медленные и обладают долговременным эффектом. Кроме прямых фактов сейсмогенных явлений, примером которых может являться Калининградское землетрясение в 2004 г. [25] или Териберское землетрясение в 1917 г. [23], появляется все большее количество данных о землетрясениях в платформенных областях, свидетельством чему являются многочисленные сейсмодислокации, обнаруженные в Карелии и на Кольском полуострове [20, 44].

В связи с этим возникла необходимость введения определения для новейшего этапа развития земной коры — современные геодинамические движения. Под этим определением понимаются движения земной поверхности в реальном масштабе времени, что обычно соотносится с голоценовым этапом развития территорий, т.е. в течение последних 10–12 тыс. лет [14]. Такое понятийное определение существовало и раньше, но оно охватывало в основном высокоточные измерения смещения поверхности Земли геодезическими методами. Однако в последнее время в это понятие все чаще вводятся данные о геодинамических преобразованиях Земной коры (разрывы, сейсмогенные толчки и др.).

Эти представления в значительной мере относились к структурам Балтийского кристаллического щита, практически лишенного осадочного покрова, кроме маломощного четвертичного чехла. При этом наряду с важным геодинамическим фактором современного морфогенеза земной поверхности, большую роль в формировании донного рельефа играют ледниковые процессы на фоне снижения активности поздневалдайского ледника.

Четвертичные покровные ледники активно преобразовывали породы ложа Северного Ледовитого океана, а при деградации ледникового покрова они оставляли после себя аккумулятивные формы ледникового и водно-ледникового генезиса.

### *Сейсмоакустическое профилирование*

Важнейшую роль для геоморфологических построений приобрело непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), так как этот метод позволил получать информацию о морфологических формах, а по геометрическому соотношению форм получать косвенную информацию о возрасте структур.



Важной характеристикой форм донного рельефа является возраст их формирования, который может быть определен только при геологическом изучении толщи осадков, что реализуется путем геологического отбора проб тяжелыми грунтовыми трубками, а также при проведении бурения рыхлых отложений на всю их мощность.

Однако геологические методы исследования рельефа дна в шельфовых морях до сих пор используются ограниченно. В этих условиях метод НСП остается единственным источником информации о генезисе и возрасте форм донного рельефа. В настоящее время информативность сейсмоакустических методов можно повышать за счет использования аппаратуры с различными частотами излучения, а также проведения многоканального профилирования, что позволяет переходить к точным метрическим методам морфометрического анализа.

По классификации метода НСП наибольшую глубину (до 1 км) зондирования донных грунтов при относительно высокой вертикальной разрешающей способности (4–1 м) обеспечивает сейморазведка высокого разрешения (СВР) в частотном диапазоне колебаний 80–375 Гц.

Применяется метод сейморазведки сверхвысокого разрешения (ССВР) в частотном диапазоне колебаний 375–1500 Гц с разрешающей способностью  $\leq 1$  м. Метод ССВР является наиболее востребованным методом исследования.

Проводится сейморазведка ультравысокого разрешения (СУВР) на частотном диапазоне колебаний 1.5–13 кГц с разрешающей способностью  $\leq 25$  см и глубинной зондирования  $\leq 30$  м по глинистым отложениям [9, 44].

## СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛОГО МОРЯ

### *Кандалакшский залив*

Ранее проведенными исследованиями было подтверждено, что берега и острова Белого и Баренцева морей испытывают вертикальные движения [12, 18, 20, 40].

С.В. Победоносцев и Л.Л. Розанов [23] на основании исследований голоценовых и современных тектонических движений берегов Белого и Баренцева морей выделили обширную зону, расположенную рядом с поднятиями голоценового возраста, на Кандалакшском и Карельском берегах Белого моря.

Испытывают подъем также береговые зоны Онежского п-ова, Соловецких островов, о. Жужмуй и о. Жижгин в Онежском заливе.

Наряду с этим выделяются значительные по протяженности погружения в голоцене следующих структур [23]:

- юго-восточная часть Кольского полуострова;
- южная часть п-ова Канин;
- западное побережье Чешской губы;
- о. Колгуев;
- приустьевые зоны рек Северная Двина и Онега.

Движения берегов были сопряжены и с аналогичными движениями на морском дне.

Б.И. Кошечкин [38] указал, что подъем и формирование Кандалакшских тундр сопровождалось регрессией на прилежащей части Кандалакшского залива.

Эти данные совпали с нашими наблюдениями рельефа дна при проведении морских геолого-съёмочных работ, ходе которых был выделен регрессивный уровень на отметках –50––60 м, ниже –60 м голоценовые осадки почти полностью отсутствовали [30].

Белое море относится к внутришельфовым морям гляциальной зоны и характеризуется достаточно расчлененным, а главное — разнообразным, характером донного рельефа. Максимальные глубины в нем превышают 200 м, при этом наиболее яркой чертой рельефа беломорского бассейна является глубоководная впадина Кандалакшского залива, которая во многом предопределяет контур современного морского бассейна.

Генезис этого рельефа полигенетичен, но главными факторами являются тектонический и ледниковый. Соотношение этих факторов в морфогенезе донной поверхности связано с тем, что до сих пор основным направлением в исследованиях морской геоморфологии является районирование морфологии морского дна [16].

### *Сеймотектоническая активизация и морфоструктуры*

Белое море представляет собой внутриплитную морфоструктуру, расположенную на границе Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита. Контур современной Беломорской депрессии наследует структурный план рифейской системы грабенов, возникших на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн лет назад [4, 62].

Система разломов, ограничивающих эти позднепротерозойские структуры, неоднократно активизировалась, по ним часто происходило внедрение даек, которые видны на острове Касьян в проливе Великая Салма.

Один из последних этапов сеймотектонической активизации произошел в четвертичное время. Окончательное формирование морфоструктуры Белого моря определялось взаимодействием двух факторов [5]:

- эндогенные тектонические напряжения в кристаллическом фундаменте;
- экзогенные статические и динамические нагрузки, создаваемые Скандинавским ледниковым покровом.

Ледниковая нагрузка, создаваемая этим ледником, приводила к проседанию подстилающей поверхности. После снятия этой нагрузки происходило компенсационное воздымание земной поверхности, что и предопределило сложное сочетание влияния на позднеледниковый рельеф тектонического и гляциоизостатического факторов. Однако реальная картина поднятия в Кольском регионе оказалась более сложной.

Обсуждая историю становления взглядов на развитие морфоструктуры Кольского полуострова, С.А. Стрелков с соавт. [38] показали, что разработка первоначальной схемы гляциоизостазии принадлежит В. Рамзаю [60].

В конце 1990 гг., когда началось планомерное изучение отложений озерных котловин, изолированных от моря вследствие гляциоизостатического поднятия, было установлено, что ключевое положение гляциоизостазии, при котором накопление мощности ледника приводит к воздыманию территории после его таяния, было существенно нарушено на Кольском полуострове.

Такие массивы, как Хибинские или Кандалакшские тундры, никак не укладывались в это понятие. Кроме того, было установлено доминирование сдвигов среди неотектонических разрывных нарушений [10]. Б.И. Кошечкин полагал, что тектонические движения преобладали над гляциоизостатическими [38].

#### *Кандалакшский залив*

Кандалакшский залив располагается в пределах двух грабенов [5, 43]:

- одноименный Кандалакшский грабен (на юго-востоке залива), который унаследовал древний рифейский прогиб позднепротерозойского палеорифта и активизированный (воссозданный) в неоплейстоцене до наступления валдайского ледника;

- Колвицкий грабен (на северо-западе залива — эта часть залива имеет название Кандалуха).

Грабены разделены расположенной между островом Великий и Порьей губой межвпадинной

перемычкой. Здесь происходит перенос напряжений растяжения с юго-западного борта (южная часть рифтовой зоны) на северо-восточный борт (северная часть рифтовой зоны) [5, 47].

Проведенные нами здесь сейсмоакустические исследования показали, что данная перемычка представлена структурным поднятием, расчлененным мелкими разломами, при этом в верхней части этого поднятия сохранился блок рифейских пород (рис. 3).

Проведенными исследованиями были выявлены многочисленные формы рельефа, связанные с проявлением современных геодинамических движений, выраженных в распределении отложений как четвертичных, так и поверхностных донных осадков. Было установлено, что многие мезоформы рельефа, часто выражающиеся на поверхности Кандалакшского залива в виде луд и корг, а также островов, отражают мелкоблочную структуру коренного цоколя, представленного кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя.

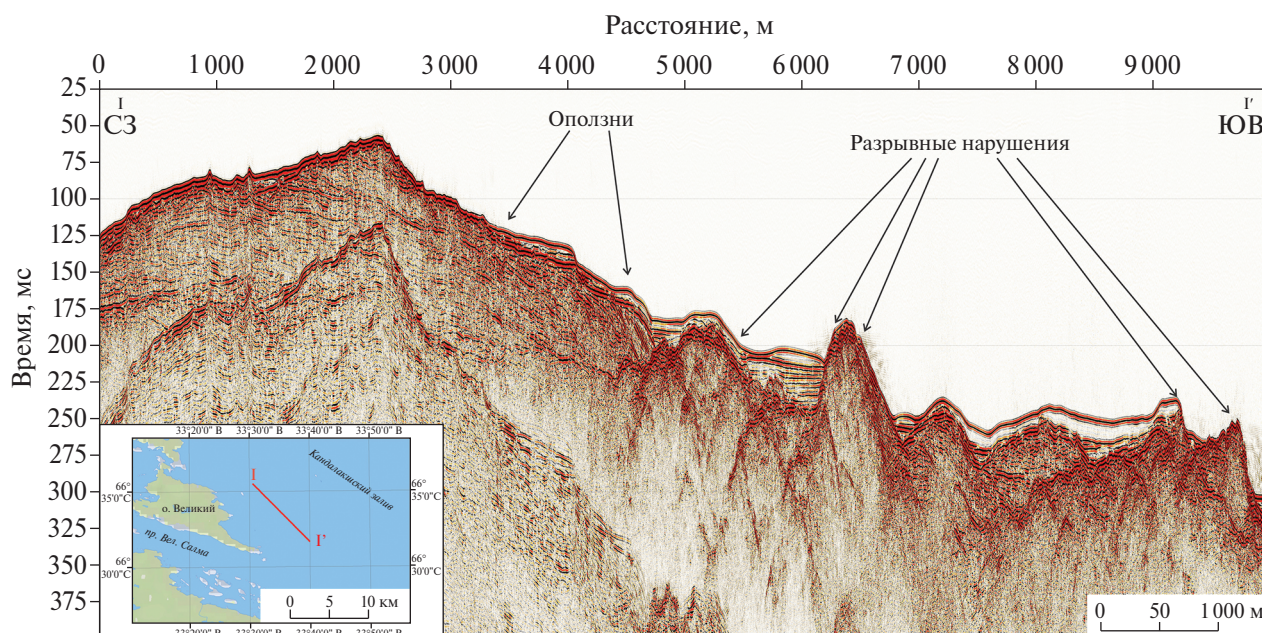
Эти блоковые дифференцированные движения происходят на фоне унаследованного общего поднятия западной части Беломорского бассейна при относительном погружении восточной, в настоящее время со скоростью +4 мм/год и –1––2 мм/год соответственно [46]. На сейсмограммах отчетливо выделяются ступенчатые склоны со значительными градиентами между бровкой и подножием (рис. 4).

Наибольшие градиенты связаны с уступом (бровка Самбалудского шельфа), который протягивается от южного обрамления залива на юго-восток к Онежскому полуострову [31, 63].

А.А. Никонов с соавт. [24] выделили структуру уступа как региональный сейсмолинеament, вдоль которого отмечались неоднократно сильные землетрясения, произошедшие в неоплейстоцене и голоцене.

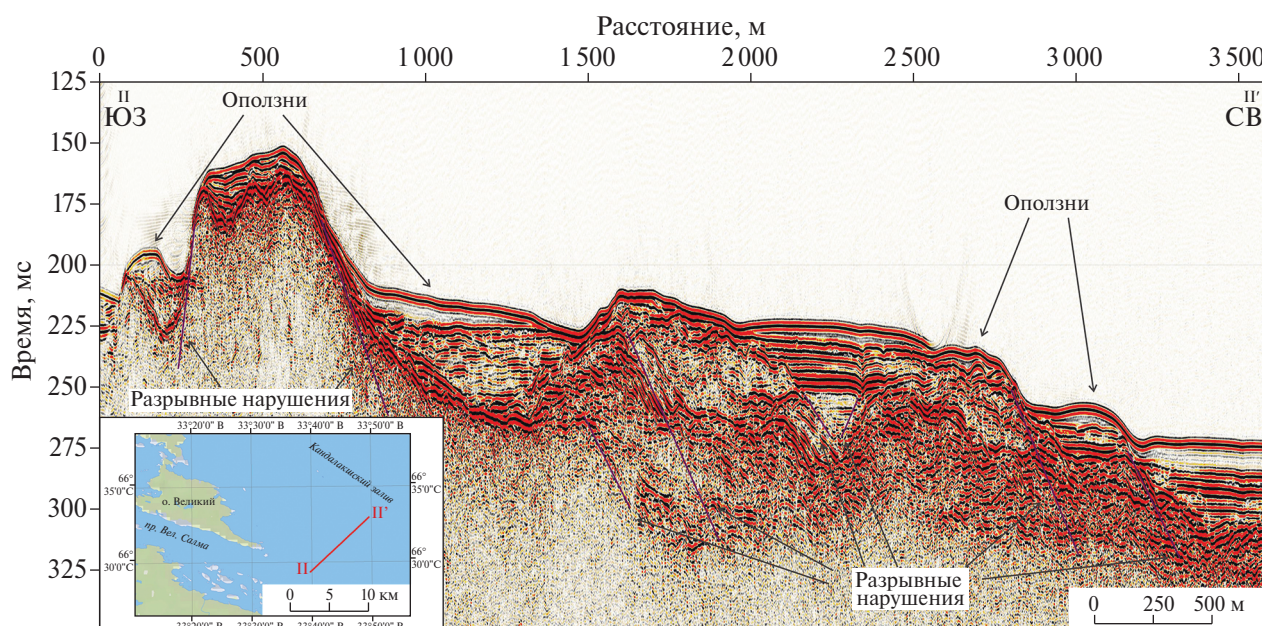
В районе наибольших глубин Кандалакшского залива, который находится между мысом Турый нос и Карельским берегом, были выделены (с использованием модели рельефа Белого моря [18]) узкие трог, тектоническое происхождение которых подчеркивается геометрической формой и приуроченностью к резким перегибам рельефа. При этом формирование этих трогов происходило в результате не только вертикальных, но и сдвиговых смещений по направлениям, поперечным и диагональным к простирацию Кандалакшского грабена [24].





**Рис. 3.** Сейсмоакустический профиль I—I' по восточному склону поднятия островов Средние Луды в Канда-лашском заливе.

При визуализации использовалась по трассовой нормировка амплитуд с усилением 0.3. Показан (линии фиолетовым) блок слоистых пород — реликт покрова рифейских песчаников.



**Рис. 4.** Сейсмоакустический профиль II—II' по юго-западному склону впадины Кандакшского залива, пересекающей пролив Велика Салма.

На врезке: показан профиль II—II'. На сейсмограмме выделены по смещению сейсмических горизонтов множественные активизированные разломы и связанные с ними оползни.

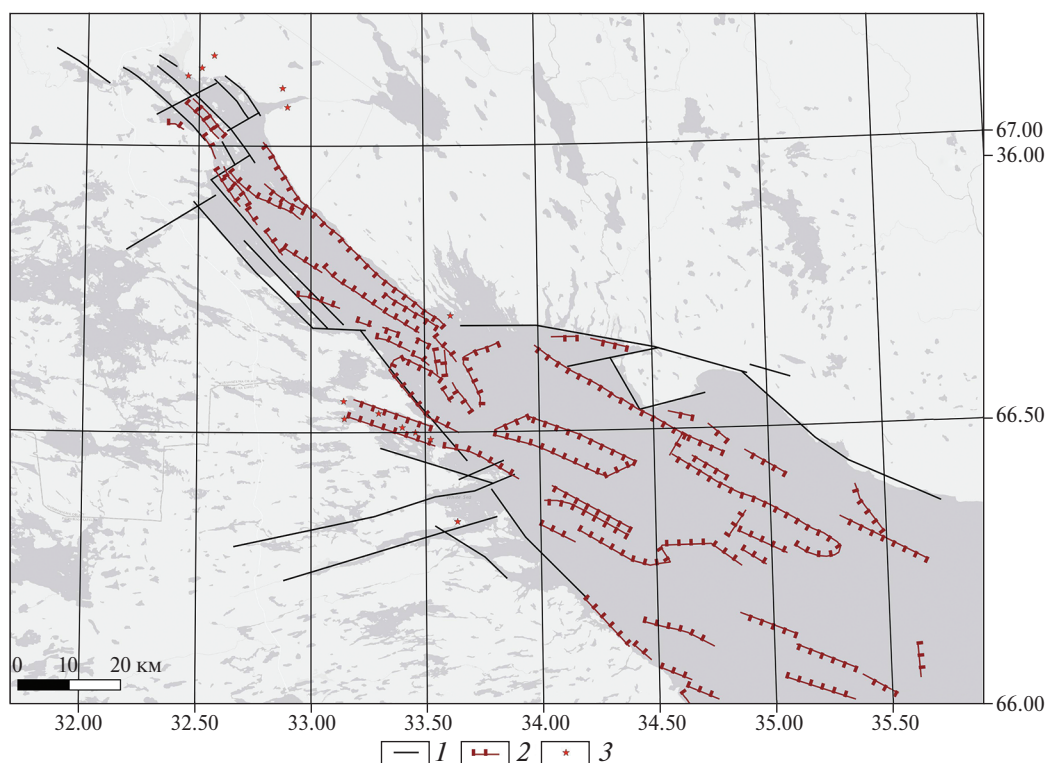
#### *Система разломов глубоководной впадины*

Борта наиболее глубоководной впадины, расположенной напротив мыса Турий нос, имеют высоту от 30 до 80 м, они связаны с диагональными и поперечными направлениями смещений, сформировавших системы разломов.

Диагональная система разломов прослеживается к западу в район пролива Великая Салма и к востоку, определяя положение оси Кандакшского грабена ближе к его северному (Кольскому) борту.

Поперечная система разломов связана с продольными грабенообразными депрессиями со





**Рис. 5.** Элементы морфоструктуры Кандалакшского залива (по данным [46], с изменениями и дополнениями).  
 1 — линейные элементы рельефа береговой зоны; 2 — основные тектонические уступы (ограничения грабенов);  
 3 — палеосейсмодислокации (по [46])

сдвигом осевой части, который наиболее выразительно прослеживается от губы Чупа к полуострову Турий. Тектоническая природа этих разломов, четко просматривающихся по уступам в донном рельефе, подтверждается материалами проведенного нами сейсмопрофилирования (см. рис. 4).

На сейсмограммах отчетливо выделяются смещения в первые метры—десятки метров послеледниковых осадков по тектоническим нарушениям, расположенных в тыловом шве этих уступов [35].

Это привело к формированию на дне Кандалакшского залива плотной системы многочисленных грабенообразных форм (рис. 5).

Приуроченность палеосейсмодислокаций к поперечным и диагональным направлениям деформаций подтверждает сейсмическую активность в неоплейстоцене, возможно, в голоцене [47, 48].

Также в более мелководных впадинах наблюдается резкая дифференцированность рельефа, которая связана с тем, что блоки фундамента, испытывающие разнонаправленное и разновременное движение имеют прямолинейные границы, которые предопределяют появление линейных форм рельефа, причем эта прямолинейность нередко переходит с борта на борт впадины, захватывая и береговую линию (рис. 6).

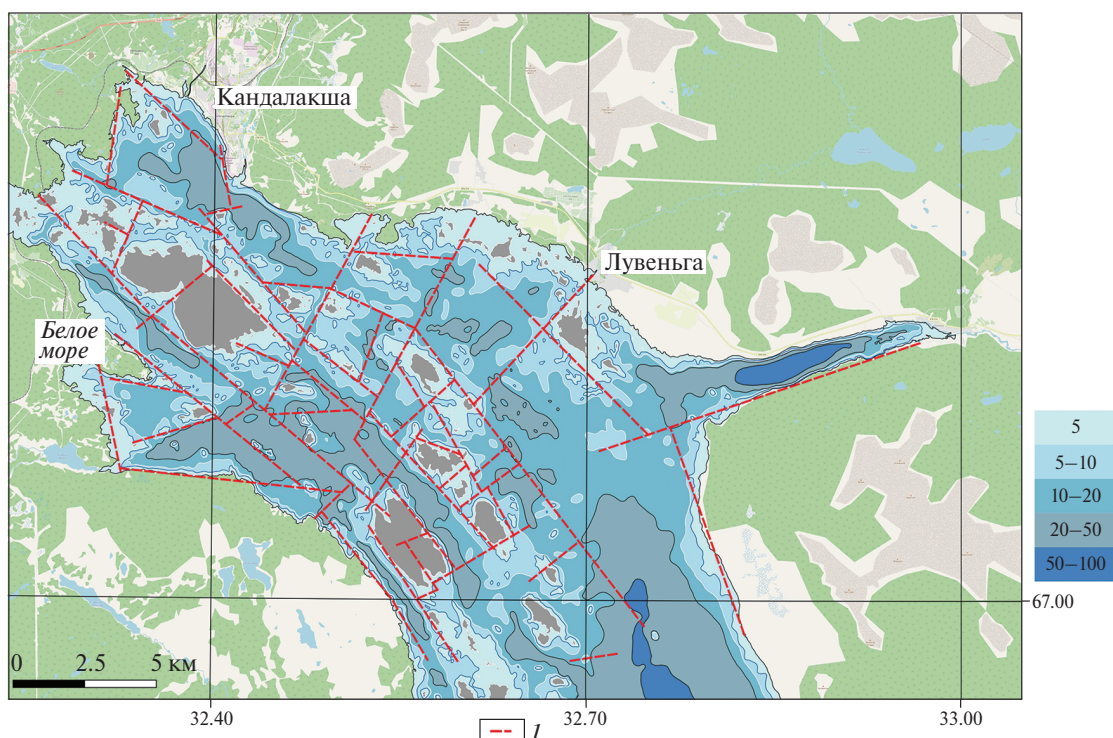
#### *Продольная асимметрия структур Кандалакшского залива*

Для Кандалакшского залива характерна продольная асимметрия, связанная с различным батиметрическим уровнем уступов, обрамляющих современный грабен. Уступы, протягивающиеся вдоль Карельского берега, имеют высоту до 160 м, а высота уступов у южного побережья Кольского полуострова достигает только 100 м.

Аналогичная асимметрия наблюдается в восточном замыкании, где вдоль Онежского полуострова высота уступов составляет ~30 м, вдоль Зимнего берега <2 м, иногда эти уступы отсутствуют [48].

Подобные уступы показаны на сейсмограммах, а их прямая связь с геодинамическими зонами позволяет выделить подобные формы рельефа как структурно-денудационные (см. рис. 4).

Примером грядового структурно предопределенного рельефа является вершина Кандалакшского залива (Кандалухи), где типичный шхерный облик акватории имеет черты четкой линейной упорядоченности. Причем гряды структурного происхождения чередуются с грядами, покрытыми моренными отложениями и характеризующимися развитой растительностью.



**Рис. 6.** Схема распространения современных дизъюнктивов в вершине Кандалакшского залива по данным анализа космоснимков и полученным геофизическим данным (по [64, 65]).

*I* — разрывные нарушения



Структурное происхождение этого рельефа подчеркивается выходами газов по трещинам, а также гидрологическими измерениями, которые указывают на нахождение в нижней части водной толщи относительно опресненных вод [35].

Этот факт можно интерпретировать как результат водообмена по тектоническим трещинам, что мы наблюдали на береговых разрезах. При этом мощность придонного горизонта воды и его минерализация менялись в разное время, что, как мы полагаем, связано с периодами геодинамической активизации и расширением трещин или увеличением водообмена.

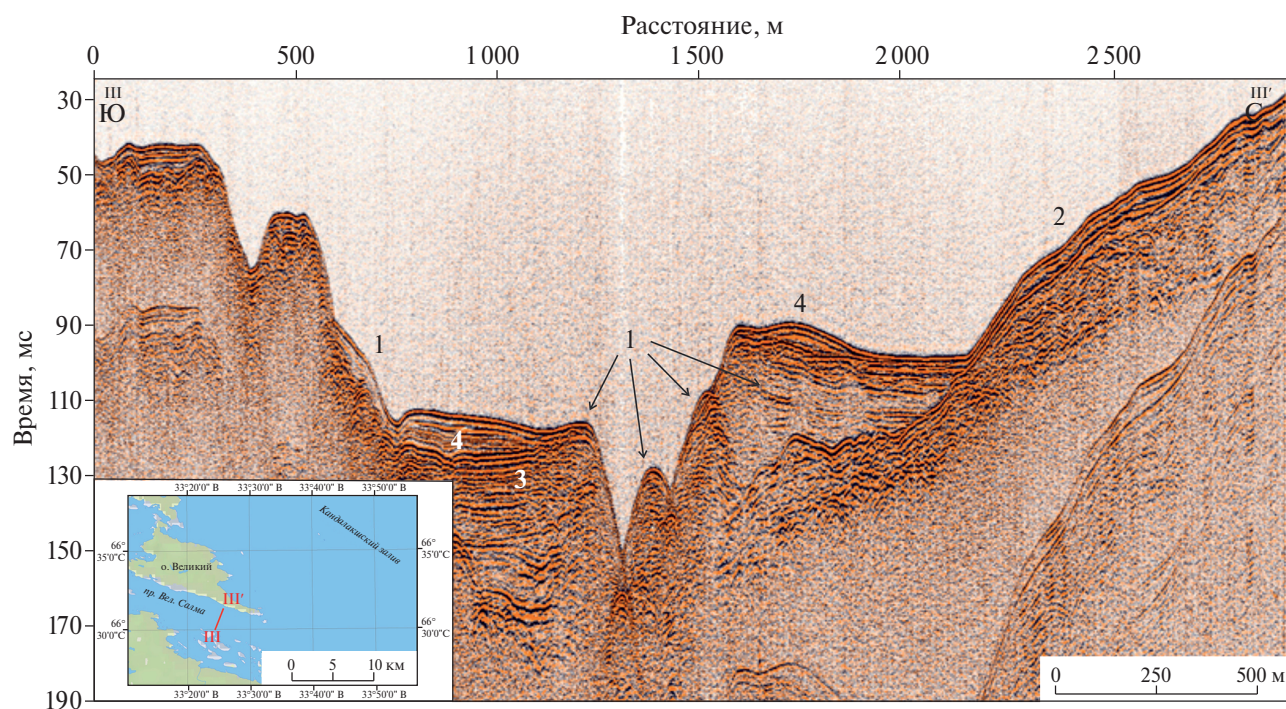
Впоследствии наше мнение подтвердилось, когда после разлива нефти на берегу в Витинском порту и правильной обваловки разлива, нефтепродукты по трещинам проникли в Кандалакшский залив [32].

В большом количестве островов, а также на территории приморской суши, в зоне выхода

**Рис. 7.** Сейсмодислокация на северном берегу Кандалакшского залива.

Смещение по линии тектонического разлома составляет 1.5 м. Показано смещение по тектонической трещине (пунктир красным) верхней линии зоны ожелезнения, связанной с максимальным уровнем приливов (линии черным).





**Рис. 8.** Сейсмограмма по профилю III–III' зоны активного развития оползневых процессов в проливе Великая Салма (Кандалакшский залив).

Обозначено (арабские цифры): 1 — тела оползней; 2 — зеркало скольжения оползня; 3 — зона накопления осадков с аномально высокой мощностью в результате проявления гравитационных процессов; 4 — накопление современных нефелоидных осадков, формирующихся за счет взвеси, образовавшейся при движении оползней.

габброидных пород Кандалакшских тундр на берег, нами было установлено большое количество сейсмодислокаций. Характерно, что на одной из этих сейсмодислокаций видно смещение по разлому приливной линии на расстояние до 1 м, что указывает на ее молодое происхождение (рис. 7).

Еще одним доказательством молодых послеледниковых геодинамических движений являются острые и свежие грани микрорельефа береговых уступов на фоне сглаженного ледником берега, что однозначно свидетельствует об их формировании после отступления ледника.

### *Пролив Великая Салма*

Пролив Великая Салма находится в структуре Кандалакшского залива.

Желоб пролива является зоной растяжения, которая развивалась одновременно с впадиной Кандалакшского залива [7].

Основными чертами рельефа дна желоба и поверхности фундамента в его границах являются [46]:

- увеличение глубин дна в направлении с северо-запада на юго-восток от 40 до 140 м и углубление поверхности фундамента до 300 м;

- увеличение мощности осадочной толщи от 10 до 100–150 м;

- наличие изолированных котловин с глубинами до 120 м, разделенных порогами относительной высотой в несколько десятков метров;

- смещение оси желоба к южному борту, что формирует резкую поперечную асимметрию с крутым резко расчлененным юго-западным и пологим северо-восточным (Великоостровским) склонами.

Склоны впадины пролива по данным сейсмометрии крутые, ступенчатые (рис. 8).

Перечисленные особенности указывают на первичное тектоническое происхождение желоба и свидетельствуют об активном погружении дна желоба в новейшее время и резкой дифференцированности тектонических движений [17].

### *Разрывные нарушения кровли фундамента*

По полученным данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) в фундаменте и перекрывающей его толщ четвертичных отложений были выделены разрывные нарушения, определяющие размер отдельных блоков на уровне первых сотен метров, с вертикальными



смещениями, проявляющимися в донном рельефе, что указывает на современную активность.

Амплитуда смещения кровли фундамента по разрывам в среднем составляет 10–12 м, достигая 35–40 м и уменьшаясь к кровле осадочного чехла до первых метров [36]. При этом осевая часть пролива является контактом многофазных гравитационных блоков, оползающих по обоим бортам. Между ними практически отсутствуют донные осадки. Большое количество оползневых тел устанавливаются здесь и по данным многолучевого эхолотирования [28].

Вследствие того, что толща четвертичных отложений начала накапливаться в течение второй стадии Валдайского оледенения 20–18 тыс. лет назад, скорость вертикальных смещений можно оценить в 0.5–2 м/тыс. лет.

На юго-западном борту грабена обнаружены блоковые оползни объемом до 800 000 м<sup>3</sup>, которые включают как моренные отложения, так и блоки кристаллического основания, что может быть подтверждением произошедших сильных сейсмических событий, когда разрушению подвергся коренной цоколь. В результате склон имеет ступенчатый характер, формируя почти вертикальную структуру с уступами шириной 100–200 м и высотой крутых склонов до 20–30 м (см. рис. 6).

#### *Скорости поднятия*

Измерения поднятий береговой зоны в районе полуострова Киндо в северо-западной части Кандалакшского пролива показали очень высокие скорости поднятия пролива за последние 9.5 тыс. календарных лет — за это время берег полуострова поднялся на ~90 м [29].

В начале голоцена в интервале 9.5–5 тыс. лет назад скорость оценивается в 9–13 мм/год. Скорость замедлилось в атлантическое время (трансгрессия Тапес), затем активизировалось в суббореальное время и опять замедлилось в субатлантическое время. Современные скорости поднятия составляют примерно 4 мм/год. В кутовой части Кандалакшского залива на беломорском побережье амплитуды постледникового поднятия были максимальными — до 150 и более метров [28].

Высокие скорости подъема в голоцене явились причиной заметных тектонических напряжений в земной коре, разрядка которых происходила в результате землетрясений, разломов разной ориентировки, активизации гравитационных процессов.

Это подтверждается наличием многочисленных скальных уступов высотой 15–40 м на берегах пролива, террасовидных ступеней (блоков отседания) на склонах, глубоких (до 2–3 м) трещин и рвов, а также каменных сейсмодислокаций на островах и прилегающей части Карельского берега [29]. Размер каменных блоков в этих сейсмодислокациях может свидетельствовать о землетрясениях магнитудой  $M \leq 9$  баллов [48].

#### *Сейсмогенные структуры Беломорского бассейна*

Потенциальные сейсмогенные структуры выявлены по сейсмоакустическим данным и в остальных частях Беломорского бассейна. Вторым по размеру после Кандалакшского является грабен Онежского залива с сужением прогибов в западной части. На всем протяжении, вплоть до устьевой части реки Онега на востоке, у Онежского залива прослеживаются оба борта с высотой уступов 15–30 м. На сочленении Кандалакшского и Онежского грабенов расположены поперечные уступы высотой до 60 м и с северо-восточным простиранием, как и в проливе Горло Белого моря [48].

Морфоструктура пролива Горло Белого моря, соединяющего беломорскую котловину с Баренцевым морем, имеет значимые геологические особенности. При преобладании в Белом море северо-западного простирания, в проливе Горло Белого моря основные тектонические элементы, в том числе и активизированные в четвертичное время, направлены на северо-восток, параллельно берегу Кольского полуострова и восточной оконечности Зимнего берега.

Мы предположительно объясняем разнонаправленность простирания разрывной тектоникой, а именно системой позднекайнозойских сбросов, которые определили границы современного грабена, к которому приурочен пролив. Это подтверждается полученными нами данными сейсмоакустического профилирования.

На сейсмограммах отчетливо выделяются разрывные нарушения северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена. В рельефе дна каждому из них соответствует отрицательная форма в виде ложбины или рва, что свидетельствует о сейсмоактивности этих разломов, в голоцене [43].

Данные о современной геодинамической (сейсмотектонической) активности этой зоны дислокаций подтверждаются свидетельствами о двух землетрясениях, одно из которых зафиксировано

в 2006 г. в проливе Горло Белого моря на пересечении с Чапомским грабеном, а другое землетрясение произошло в 1542 г. в районе Соловецкого архипелага [40].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование морфоструктуры котловины Белого моря, имеющей древнее заложение в верхнем протерозое, продолжалось в голоцене в условиях направленного поднятия в западной (значительного) и центральной (умеренного) частях и погружения (заметного) в восточной части. Резкая расчлененность рельефа морского дна, наличие скальных гряд свежего облика — все это дает основания считать, что отдельные блоки рельефа разделяются активными в настоящее время разломами. Большинство из них приурочены к Кандалакшскому грабену, но отмечаются и в других районах Белого моря (Горло Белого моря, Соловецкие острова) [49].

Современные геодинамические процессы являются не только важным рельефообразующим процессом. Они влияют на распределение покрова четвертичных отложений. На дне большинства депрессий накапливаются голоценовые нефелоидные осадки, но их накопление практически отсутствует в зонах современных поднятий.

В Кандалакшском заливе, на глубинах <50–60 м происходит резкое редуцирование толщи четвертичных отложений, главным образом за счет отсутствия морских голоценовых глинистых осадков. Во многом это связано с резким сокращением поступления обломочного материала в беломорскую котловину после отступления ледников. В условиях малого объема обломочного материала именно геодинамические процессы стали определяющими в распределении толщ рыхлых осадков разного возраста.

Соответственно, на поверхности морского дна появились обширные площади морского перлювия, тонким слоем перекрывающим толщу ледниково-морских и ледниковых образований. При этом именно чередование зон современных поднятий или опусканий контролирует распределение слоя поверхностных (донных) осадков, обуславливая их мозаичное распределение.

Современные геодинамические движения могут приводить к аномально высокому накоплению рыхлых отложений. Гравитационные процессы перемещают значительные массы обломочного материала. Проявления этих процессов во многом

обусловлены именно современными геодинамическими движениями, так как именно сейсмические толчки при землетрясениях являются в условиях водных бассейнов триггером для развития процессов перемещения обломочного материала вниз по склону.

Пересеченный рельеф морского дна, наличие склонов, в том числе — крутые борта современного Кандалакшского грабена, создают благоприятные условия для развития процессов сноса обломочного материала.

В Белом море, особенно — в Кандалакшском заливе присутствуют все типы склоновых образований:

- блоковые структурные оползни (отседания);
- гравитационные оползни;
- водно-гравитационные процессы (оплывины);
- зерновые потоки (в том числе — турбидиты).

Развитию и формированию склоновых образований способствуют следующие факторы.

● Сильная насыщенность осадков водой, особенно, если вблизи поверхности располагается глинистый горизонт. В морских условиях достаточно уклонов в  $1^{\circ}$ – $2^{\circ}$  для отрыва оползневого тела от склона. Еще меньшие углы достаточны для начала оплывания осадков.

● Наличие современных геодинамических движений, чаще всего проявляющихся в виде сейсмических толчков малой интенсивности — это является основным провоцирующим фактором развития склоновых процессов. Даже малое сотрясение грунта способно вызвать начало его перемещения на более низкие батиметрические уровни.

Пролив Великая Салма является оперяющей зоной для главного тектонического нарушения, проходящего вдоль юго-западного борта Кандалакшской впадины. Форма пролива — узкая и глубокая расселина — способствует оползанию осадочных масс. Наличие большого количества сейсмодислокаций свидетельствует о сохраняющейся вплоть до наших дней сейсмоактивности в этом районе [29, 47].

Об активности современных геодинамических движений свидетельствует появление относительно опресненного горизонта придонных вод в основании водной толщи в вершине Кандалакшского залива [33]. Приведенные нами данные указывают не только на особенности современных седиментационных процессов в различных районах Белого моря, но и на присутствие молодых тектонических процессов. Это — тектоногенные

зоны, по многим из них зафиксировано выделение газовых эманаций.

Геодинамические процессы в Белом море и, в частности, Кандалакшском заливе, приводят к многочисленным изменениям в морфологическом облике бассейна, в частности, — в появлении отчетливых и протяженных линейных элементов рельефа (берег—подводный уступ — берег острова—берег залива). Также, это — расчлененный рельеф морского дна, нехарактерный для шельфов вне гляциальной зоны, широкое развитие песчано-щебнистых осадков, маркирующих зоны неотектонического поднятия, изменчивый характер гидродинамических процессов, тесно связанных с особенностями донного рельефа.

Блоковая структура морского дна в вершине Кандалакшского залива приводит к появлению своеобразного шхерного рельефа, где небольшие острова, сложенные кристаллическими породами, иногда перекрыты чехлом моренных отложений, чередуются узкими глубокими проливами, где глубины могут достигать почти 100 м.

Поднятие суши является причиной для формирования меромиктических озер, т.е. заливов, постепенно отделяющихся от морских бассейнов в результате возникновения в их устьях порогов, препятствующих проникновению соленых вод.

Все эти явления, описанные на примере северо-западной части Белого моря, мы находим и на Балтийском море, Ладожском и Онежском озерах, также представляющих собой внутриматериковые водоемы гляциальной зоны [26, 32, 62].

Современные геодинамические процессы являются опасными геологическими процессами, изучение которых активно развивается в связи началом хозяйственного освоения морского дна.

Морские исследования последних лет [46], проведенные в рамках научных экспедиций, свидетельствуют о большой роли современных геодинамических процессов в формировании донного рельефа и покрова четвертичных отложений для Баренцева и Карского морей гляциального шельфа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные геодинамические движения, рассмотренные нами на примере Белого моря, являются мощным фактором морфо-седиментогенеза в морях тектонически спокойной гляциальной зоны на северо-западе Европейской части России.

Уровень активности этих процессов несопоставим с дальневосточными морями и их побережьями, особенно камчатским, но отдельные сейсмические события могут привести к существенным разрушениям инженерных сооружений. Примером может служить Калининградское землетрясение 2004 г., когда на суше были зафиксированы многочисленные повреждения инфраструктуры на побережье [3, 25, 54].

Современные геодинамические движения вносят огромный вклад в формирование побережий Мурмана и Карелии, а также являются одной из главных причин своеобразия и расчлененности донного рельефа как внутренних морей и также крупных озер, так и окраинных Баренцева и Карского морей. С этими процессами связаны аномальные гидрологические процессы на дне Кандалакшского залива, которые связаны с поступлением пластово-поровых вод по активизированным тектоническим трещинам. Это позволило сделать предложения об использовании (измерении) гидрохимии придонного слоя водной толщи для предсказания современной тектонической активности региона [35].

Современная геодинамика может рассматриваться как триггер гравитационного перемещения осадков вниз по склону в тектонически предопределенных желобах, что приводит к формированию своеобразного ступенчатого рельефа, а также появлению труднообъяснимых с нормальной седиментационной точки зрения толщ глинистых отложений. Во многом это следствие осаждения взвешенного материала, взмученного при смещении подводных оползней. Были зафиксированы случаи, когда современные сейсмотектонические события кратковременно фиксировались даже на поверхности нефелоидных илистых осадков [28].

Проведенное исследование показало, что современные геодинамические процессы являются важным фактором современного лито-морфогенеза шельфовых морей Северо-Запада России и их необходимо принимать во внимание, как при современной геологической картографии, так и при проведении морских инженерно-геологических изысканий.

Изучение современных геодинамических процессов приобретает практическое значение при оценке опасных геологических процессов и явлений в зонах хозяйственного освоения шельфа. Все крупнейшие месторождения и проявления газифлюидов в Баренцевом и Карском морях связаны с зонами тектонических процессов.



**Благодарности.** Авторы благодарят наших коллег С.В. Шварева (ИГ РАН, Москва, Россия), Л.Р. Семенову (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия) и Ю.А. Журавлева (ООО “МАГЭ”, Мурманск, Россия) за совместные исследования, в которых мы смогли по-новому подойти к исследованию структур, рассмотренных в статье.

В нашей памяти навсегда останется ушедший от нас коллега А.А. Никонов (ИФЗ РАН, Москва, Россия) — геолог, посвятивший всю свою жизнь изучению новейших тектонических движений.

Авторы благодарны рецензентам д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и д.г.-м.н. Н.П. Чамову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии, а также крайне признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена при содействии РНФ — грант 22-17-00081.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А.В., Амантова М.Г., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Гусенцова Т.М., Жамойда В.А., Фьелдскар В. Проблемы голоценового развития Южного Приладожья // Региональная геология и металлогения. 2016. № 65. С. 37–49.
2. Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Овсов М.К., Мехрюшев Д.Ю. Сейсмические события на Ладоге // Геориск. 2009. № 3. С. 6–12.
3. Ассиновская Б.А., Овсов М.К. Сейсмотектоническая позиция Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года // Физика земли. 2008. № 9. С. 32–43.
4. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Сер. Балтийская. — Лист Q-37. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ. 2012. 302 с.
5. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. — Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий”. — М-б 1:1 500 000. — Под ред. М.Г. Леонова — М.: ГЕОС, 104 с. (Тр. ГИН РАН. 2012. Вып. 597).
6. Баранская А.В., Мазнев С.В., Романенко Ф.А., Шилова О.С. Новейшие движения земной коры Карельского берега Белого моря // Арктика и Антарктика. 2019. № 2. С. 16–33.
7. Бондарь И.В., Шварев С.В. Детальная оценка новейших тектонических напряжений в районе пролива Великая Салма (Кандалакшский залив) по тектонофизическим данным. — Под ред. Н.Е. Козлова. — Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2020. С. 55–60. (Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. Вып. 17).
8. Верба М.Л., Дараган-Суцова Л.А., Павленкин А.Д. Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Советская геология. 1990. № 12. С. 36–47.
9. Гайнанов В.Г., Токарев М.Ю., Зверев А.С., Росляков А.Д. Многоканальное сейсмоакустическое профилирование на разных частотных диапазонах — реальные возможности // Разведка и охрана недр. 2008. № 1. С. 35–38.
10. Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Геодинамика Беломорской котловины в голоцене // Вестн. КНЦ РАН. 2014. Т. 17. № 2. С. 51–58.
11. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Сейсмотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. 2003. № 2. С. 61–64.
12. Иностранцев А. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. — СПб: Типогр. В. Демаков, 1871. С. 1–83. (Тр. Санкт-Петербург. общ-ва естествоиспытателей. 1871. Т. 2. Вып. I).
13. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки. — Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. — Л.: Наука, 1990. 280 с.
14. Кузмин Ю.О. Современная геодинамика — это наука о движениях Земли в реальном масштабе времени // Физика Земли. 2019. № 1. С. 78–103.
15. Лаврушин Ю.А., Алексеев В.В., Чистякова И.А., Хасанкаев В.Б. Типы осадков и эволюция обстановок осадконакопления Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 82–90.
16. Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картирования — М.: ВИЭМС, 1980. 45 с.
17. Маев Е.Г., Сафьянов Г.А., Фроль В.В., Зверев А.С. Мощность осадков и рельеф коренного ложа пролива Великая Салма (Белое море) // Геоморфология. 2010. № 1. С. 59–67.
18. Медведев В.С. Краткий очерк динамики и морфологии западного побережья Белого моря. — М.: АН СССР, 1957. С. 1–15. (Тр. Океаногр. комис. 1957. Вып. 2).
19. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестн. МГУ. Сер. 5: Геогр. 2012. № 3. С. 86–92.
20. Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен–голоценовых осадках Северо-Запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 830–839.
21. Никонов А.А. Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и в смежных с ним районах // Изв. АН СССР. Сер.: Геогр. 1965. № 6. С. 23–34.
22. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии. — В сб.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. — Мат-лы XXXIV Тектонич. совещ., г. Москва, МГУ, 30 янв.–3 февр. 2021 г. — М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 80–83.

23. Никонов А.А. Землетрясение в Териберке 100 лет тому назад и вопрос о сейсмическом потенциале среднего сектора Мурманской сейсмогенной зоны. — Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2018. С. 268–271. (Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Вып. 15).
24. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет. — Мат-лы Междунар. конф. “Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности”. — Нерюнгри: ТИ СВФУ, 2015. С. 243–251.
25. Орленок В.В. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года // Вестн. РГУ им. И. Канта. 2006. Вып. 1. С. 6–11.
26. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. — Под ред. Д.А. Субетто. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 332 с.
27. Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей (по уровнемерным данным) // Геоморфология. 1971. № 3. С. 57–62.
28. Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Михайлюкова П.Г. Терехина Я.Е., Барымова А.А., Середа И.И., Соловьева М.А., Исаченко А.И., Корост Д.В., Токарев М.Ю. Опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования морского дна по данным многолучевого эхолотирования и гидролокации бокового обзора (пролив Великая Салма Канда拉克шского залива Белого моря. — Мат-лы Всерос. науч. конф. “Поздние и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология”. — М.: ИГ РАН, 2018. С. 122–128.
29. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
30. Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 48 с.
31. Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене—голоцене — В сб.: Система Белого моря. — Т. IV. — Процессы осадкообразования, геология и история. — М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.
32. Рыбалко А.Е., Росляков А.Г., Токарев М.Ю., Токарев А.М. Современные геодинамические процессы — важный фактор формирования структуры дна шельфовых морей. — Мат-лы XXI Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. — М.: ГЕОС, 2015. Т. V. С. 242–246.
33. Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Федорова Н.К., Никитин М.А. Новые данные о геологии и геоморфологии Канда拉克шского залива по материалам высокочастотного сейсмоакустического профилирования и геологического пробоотбора. — Мат-лы XIX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. — М.: ИО РАН, 2011. Т. V. С. 174–177.
34. Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А., Беляев П.Ю., Гайнанов В.Г., Токарев А.М., Балакин И.С. Геодинамические и неотектонические процессы в Ладожском и Онежском озерах по данным сейсмоакустических исследований. — Мат-лы VII Междунар. науч.-практич. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)”. — Тверь: Поли-ПРЕСС, 2019. Т. II. С. 39–40.
35. Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю. Геодинамические процессы в Канда拉克шском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков. — Мат-лы XX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. — М.: ИО РАН, 2013. Т. III. С. 237–241.
36. Рыбалко А.Е., Щербаков В.А., Захаров М.С., Локтев А.С., Иванова В.В., Исаева О.В., Мотычко В.В., Карташев А.О., Беляев П.Ю. Новая инженерно-геологическая карта шельфа арктических морей России // Деловой журнал Neftegaz.RU. Т. 97. № 1. 2020. С. 44–51.
37. Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Козупица Н.А. Строение осадочного чехла Канда拉克шского залива Белого моря по данным сейсмоакустики // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2018. № 2. С. 81–92.
38. Стрелков С.А., Афанасьев А.П., Евзеров В.Я., Каган Л.Я., Кошечкин Б.И., Лебедева Р.М., Рубинраут Г.С. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. — Л.: Наука, 1976. 164 с.
39. Соколов С. Ю., Абрамова А. С., Шкарубо С.И. Неотектонические нарушения шельфа Баренцева моря и их генезис по данным морфометрии рельефа дна, сейсморазведки и глубинному строению мантии // ДАН. 2023. Т. 509. № 1. С. 62–68.
40. Строение и динамика литосферы Беломорья. — Под ред. Н.В. Шарова. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 239 с.
41. Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Западно-Арктического шельфа: литологическое строение, пространственное распределение // Вестн. КНЦ РАН. 2015. Т. 21. № 2. С. 124–134.
42. Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // ДАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 226–230.
43. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. — М-б 1 : 1500000. — Под ред. А.С. Балужева. — М.: ГИН РАН, 210 с.
44. Токарев М.Ю. Разработка технологии многоканальных сейсмоакустических исследований с заглубленными системами на мелководных акваториях. — М.: МГУ, 2016. 24 с.

45. Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Пирогова А.С., Дудков И.Ю., Строева А.Р. Итоги экспедиции ТТР-21: новые данные о четвертичном седиментогенезе, рельефообразовании и флюидоразгрузке в северо-восточной части Карского шельфа. — Мат-лы XI Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2022)”. — Тверь: ПолиПРЕСС, 2022. Т. IV. С. 254–258.
46. Шварев С.В., Бондарь И.В., Романенко Ф.А. Луговой Н.Н. Голоценовые палеосейсмодетформации на островах Кузокоцкого архипелага (Кандалакшский залив Белого моря, восточная Фенноскандия) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 2. № 21. С. 9–43.
47. Шварев С.В., Никонов А.А. Морфотектоника бассейна Белого моря в сопоставлении с уточненными характеристиками исторических землетрясений. — Мат-лы Всерос. науч. конф. “Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология”. — М.: ИГ РАН, 2018. С. 174–180.
48. Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных — В сб.: Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. — Мат-лы Всерос. конф. “VII Щукинские чтения”. — М.: МГУ, 2015. С. 199–202.
49. Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. Glacial Erosion/Sedimentation of the Baltic Region, and the Effect on the Post-glacial Uplift. — In: *The Baltic Sea Basin*. — Ed. by J. Harff et alio, (Springer, Berlin–Heidelberg. Germany. 2011. Ch. 3). P. 53–71.
50. Amantov A., Fjeldskaar W. Geological–geomorphological features of the Balticregion and adjacent areas: Imprint on glacial-postglacial development // *Regional Geology and Metallogenia*, 2013. Vol. 53. P. 90–104.
51. Daly R.A. The Changing World of the Ice Age. — (New Haven, CT: Yale Univ. Press. 1934), 271 p.
52. Dehls J.F., Olesen O., Olsen L., Blikra L.H. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults // *Quat. Sci. Rev.* 2000. Vol. 19. P. 1447–1460.
53. Fjeldskaar W., Amantov A. Effects of glaciations on sedimentary basins // *J Geodynam.* 2018. Vol.118. P. 66–81. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.10.005>
54. Gregersen S., Wiejacz P., Dębski W., Domanski B., Assinovskaya B., Guterch B., Mäntyniemi P., Nikulin V.G., Pacesa A., Puura V., Aronov A.G., Aronova T.I., Grunthal G., Husebye E.S., Sliupa S. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004 // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2007. Vol. 164. No. 1–2. P. 63–74.
55. Mikhailova P.G., Sereda I.I., Solovyeva M.A., Potemka A.K., Tokarev A.M., Tokarev M.Yu., Isachenko A.I., Shabalina N.V. Experience of large-scale geomorphological mapping of glaciated shelves using geophysical data (Velikaya Salma Strait, Kandalaksha Gulf of the White Sea) // *Oceanology*. 2022. Vol. 62. No. 3. P. 390–403.
56. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden Primary structures and secondary effects // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
57. Nikonov A. A. The stratigraphic method in the study of large past earthquakes: Seismotectonics and paleoseismicity// *Quaternary Int.* 1995. Vol. 25. P. 47–56.
58. Ojala A.E.K., Mattila J., Markovaara-Koivisto M., Ruskeenieni T., Palmu Ju.-P., Sutinen R. Distribution and morphology of landslides in northern Finland: An analysis of postglacial seismic activity // *Geomorphology*. 2019. Vol. 326. P. 190–201.
59. Olesen O., Blikra L.H., Braathen A., Dehls J.F., Olsen L., Rise L., Roberts D., Riis F., Faleide J.I., Anda E. Neotectonic deformation in Norway and its implications: A review // *Norwegian J. Geol.* 2004. Vol. 84. P. 3–34.
60. Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Haibiusse Kola in der Quartärzeit // *Fennia*. 1898. Vol. 16. No. 1. P. 3–54.
61. Rybalko A.E., Zhuravlyov V.A., Semyonova L.R., Tokarev M.Yu. Development history and Quaternary deposits of the White Sea basin. — In: *Sedimentation Processes in the White Sea the White Sea Environment*. — Ed. by A.P. Lisithin, L.L. Demina, (Springer Int. Publ. AG, NY. USA. 2018. Part II), P. 135–164.
62. Steffen H., Wu P. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia — a review of data and modeling // *J. Geodynam.* 2011. Vol. 52. No. 3–4. P. 169–204.
63. Zaretskaya N., Shvarev S., Korsakova O., Grigoriev V. Palaeoseismic traces in the Late Pleistocene deposits of Southern Kola Peninsula. — In: *From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg*. — (Field Symp. INQUA PeriBaltic Working Group. Potsdam, GFZ German Res. Centre for Geosci. Abstr. Volume. 2019. Sci. Techn. Rep. STR 19/01). P. 131–133.
64. <https://www.esri.com> (Accessed 2023).
65. <https://www.openstreetmap.org/#map=8/66.480/34.909> (Accessed 2023).
66. [https://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/Ocean/World\\_Ocean\\_Base/MapServer/tile/%7Bz%7D/%7By%7D/%7Bx%7D&zmax=20&zmin=0](https://services.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/Ocean/World_Ocean_Base/MapServer/tile/%7Bz%7D/%7By%7D/%7Bx%7D&zmax=20&zmin=0) (Accessed 2023).



## The Influence of Modern Geodynamic Processes on the Formation of the Coastal Relief and Seabed of the White Sea

A. E. Rybalko<sup>1,2,3,\*</sup>, V. A. Shcherbakov<sup>1</sup>, M. Yu. Tokarev<sup>4</sup>, A. A. Kudinov<sup>1,2</sup>, P. Yu. Belyaev<sup>1</sup>, T. Yu. Repkina<sup>1,4,5</sup>, N. E. Zaretskaya<sup>1,5</sup>, Ya. E. Terekhina<sup>1,4</sup>, V. V. Ivanova<sup>1</sup>, V. I. Slichenkov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Gramberg All-Russia Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean*

*(VNIIOkeangeologiya), bld.1, Angliisky pr., 190121 St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Saint Petersburg State University — Institute of Earth Sciences, bld.7–9, Universitetskaya emb., 199034 St. Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*Center for Marine Research, Lomonosov Moscow State University (MSU), prop. 1, bld.77, office 402, Leninskiye Gory — Science Park of MSU, 119991 Moscow, Russia*

<sup>4</sup>*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, bld.1, Leninskiye Gory, 119991 Moscow, Russia*

<sup>5</sup>*Institute of Geography RAS, bld.29, Staromonetny per., 119017 Moscow, Russia*

*\*e-mail: alek-rybalko@yandex.ru*

The article presents the results of the study of manifestations of modern geodynamic movements in the bottom structures of the White Sea (Baltic crystalline shield). Based on expeditionary work carried out in the White Sea, data were obtained on the formation of the seabed relief and the thickness of loose sediments under the influence of modern seismotectonic events and geodynamic movements, as well as long-term neotectonic processes. It is shown that the Kandalaksha Bay depression is a modern graben developing along faults activated in the Quaternary. Graben development continues to the northwest, where a new Quaternary structure is formed. Signs of manifestations of modern geodynamic movements have been identified. The role of disjunctive tectonics in the formation of slopes and tectonic structures transverse to the strike of the bay, morphologically represented by relief ridges cutting the SrednyLudy rise, located in Kandalaksha Bay, is shown. The influence of modern geodynamic processes on the distribution of thicknesses of Quaternary sediments of various genesis and the mosaic distribution of modern bottom sediments has been established. The influence of gravitational processes involved in the formation of underwater landslides, leading to the appearance of abnormally thick layers of loose sedimentary cover, has been studied.

**Keywords:** East Arctic, White Sea, recent geodynamic movements, grabens, tectonic faults, Kandalaksha Bay, neotectonics, seismoacoustic methods, gravitational processes, hazardous geological processes, topography, bottom sediments

УДК 551.24

## МНОГОЯРУСНАЯ ТЕКТОНИКА И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (УЗБЕКИСТАН)

© 2024 г. И. У. Атабеков<sup>1,\*</sup>, Ю. М. Садыков<sup>1</sup>, Ж. К. Мамарахимов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт сейсмологии им. Г.О. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан, д. 3,  
ул. Зулфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан

\*e.mail:atabekovi@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2023 г.

После доработки 14.02.2024 г.

В печать 22.02.2024 г.

Геодинамическими особенностями Ферганской межгорной впадины являются наличие рифта при меридиональном сжатии региона и несоответствие расположения очагов землетрясений с границами неоднородностей слоев земной коры. Первая особенность решается по условиям многоярусной тектоники плит, которая, в отличие от классической, дает дополнительную возможность оценки нефтегазоносности впадины. Однако существующие гипотетические тектонические схемы не подкреплены математическими расчетами. Для выяснения этих особенностей нами разработана математическая модель напряженно-деформированного состояния применительно к одному из поперечных разрезов земной коры Ферганской впадины, который имеет зонально неоднородное плотностное строение. Результаты математической модели показывают, что наличие блоков, различающихся плотностями, создают перемещения под действием горизонтальных напряжений сжатия. Также показано, что изолинии максимальных касательных напряжений располагаются близко к границам неоднородных зон, что указывает на наличие больших погрешностей при определении гипоцентров землетрясений.

**Ключевые слова:** многоярусная тектоника, геодинамика, сейсмичность, глубинные структуры, активные разломы, современные движения, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X24010054, EDN: NMC1AC

### ВВЕДЕНИЕ

Высокая концентрация плотностных неоднородностей и резкие изменения мощности земной коры указывают на то, что в этих местах происходили или происходят тектонические движения, сопровождаемые разрушением земной коры [30, 31]. Структуры, где происходят современные тектонические движения, плотностные неоднородности в земной коре, можно считать тектоническими структурами, а границы между ними являются переходными зонами, где различия физических свойств достигают максимальных значений. Действие силы тяжести в структурах скольжения типа глубинных разломов становятся важным фактором.

Однако очаги землетрясений земной коры Ферганской депрессии по сейсмологическим данным не всегда коррелируют с границами плотностных неоднородностей. Другая особенность Ферганской депрессии состоит в том, что, находясь в условиях близмеридианного сжатия, она имеет рифтовый характер, свойственный зонам растяжения.

Н.А. Яблонская [31], придерживаясь идеи Э. Аргана [3] о многоярусной тектонике, установила наличие нескольких горизонтальных уровней срыва на глубинах до 5 км. На основе распределения сейсмичности в вертикальном разрезе была рассмотрена автономность развития верхней части земной коры относительно ее более глубоких слоев.

Многоярусная тектоника допускает перемещение не только по астеносфере, но и по поверхности Мохо и границе Конрада. Для исследования нефтегазоносности Сурхандарьинской мегасинклинали Узбекистана мы ранее проводили численное моделирование процессов складкообразования на основе многоярусной тектоники плит [1]. Однако в регионе Сурхандарьинской мегасинклинали мы применяли напряжения сжатия для исследования взбросовых движений, считая кайнозойские, мезозойские и палеозойские слои зонально однородными, но отличающимися друг от друга физическими параметрами [1].

В развитие многоярусной тектоники было принято представление о влиянии упругопластического деформирования на более глубокие слои земной коры, при котором горизонтальная расслоенность литосферы увеличивается от древних платформ к молодым платформам и далее — к складчатым областям коры [18, 19, 32, 35, 36]. Аналогичный характер расслоенности свойственен вертикальной раздробленности литосферы.

В периоды изменения геодинамической обстановки горизонтальные движения часто сменяются вертикальными движениями, при которых происходит изостатическое выравнивание литосферы.

Однако Ферганская депрессия является рифтовой впадиной и здесь сбросовые движения преобладают, поскольку по реологическим свойствам силикатов в разных  $P$ – $T$  условиях и из-за особенностей теплового потока одиночный рифт континентальной литосферы более пластичен.

Е.Е. Милановский с соавт. [21] полагают, что при региональном сжатии литосферы возможны как сбросовые, так и взбросовые движения.

Учитывая важность проблемы современной активной тектоники, мы решили построить математическую модель для одной из характерных профилей Ферганской депрессии для выяснения взаимоотношения глубинного строения бассейна на основе механики сплошных сред.

С этой целью мы провели анализ сейсмических данных, глубинного плотностного строения, современных тектонических движений, некоторых продольных и поперечных профилей территории. При проведении тектонического анализа был использован картографический метод, который позволяет соотносить разномасштабные карты, отражающие глубинное строение. Также был применен способ декомпозиции, позволяющий замену некоторых элементов использованных карт и схем на более современные.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРА ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Геодинамика Ферганской впадины, как и Западно-Тянь-Шаньской микроплиты, обусловлена коллизионными процессами в зоне взаимодействия Южного Тянь-Шаня и Памирской дуги. Одной из главных форм современной геодинамической активности является сейсмичность.

От 838 года н.э. и до наших дней в пределах Ферганской впадины и сопредельных территориях

возникли более 90 землетрясений с магнитудой  $M \geq 4.5$  и из них:

- 13 землетрясений ( $M \geq 6.0$ );
- 44 землетрясения ( $5.9 \geq M \geq 5.0$ );
- 33 землетрясения  $4.9 \geq M \geq 4.5$ .

Практически все землетрясения возникали в зонах динамического влияния активных разломов [3, 7–10, 12, 13].

Ширина зоны влияния активных разломов варьирует в зависимости от ее длины.

Если разлом выражен в палеозойских породах, то учитываются следы воздействия разлома, симметрично по обе стороны разлома — по полосам интенсивного деформирования и дробления пород, повышенной трещиноватости и по другим параметрам.

В кайнозойских отложениях Ферганской впадины эти параметры дополняются результатами дешифрирования аэро- и космоснимков и топографических карт, анализом гидросети и геоморфологических элементов [11, 37].

Также использовались сейсмодислокации, выявленные по результатам макросейсмического изучения эпицентральных зон сильных землетрясений, и макросейсмические параметры, такие как [12–17, 33, 34]:

- пространственные размеры первой изосейсты;
- морфологические данные активных разломов с учетом глубины их проникновения;
- данные о сильных землетрясениях, являющиеся убедительными доказательствами связи землетрясений с активными разломами.

Для выявления тенденции современных движений имеются новейшие, молодые и современные движения и составленные карты современных вертикальных движений тектонических структур Средней Азии [33]. Карты дополнены нами сетью активных разломов [4]. Совместный анализ сейсмичности и неотектоники показал, что для горного обрамления Ферганской впадины характерны положительные скорости современных вертикальных движений (от +2 до +10 мм/год), а для самой Ферганской впадины — отрицательные скорости (от –2 до –10 мм/год).

Разломы, разделяющие впадину и ее горное обрамление, характеризуются напряженным состоянием и являются потенциально сейсмоопасными. Наличие напряжений растяжения подтверждают материалы по современному трещинообразованию [33].



В пределах Ферганской впадины участки трещинообразования располагаются в зоне динамического влияния Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны и повторяют ее простирание. Здесь выявлены сжимающиеся и растягивающиеся трещины. Особое значение представляют результаты геодезических измерений. Результаты нивелирования за период 1971–1974 гг. по линии Ташкумыр–Андижан–Ош показали аномальные отрицательные значения скорости вертикальных движений ( $-46 \pm 9$  мм) на отрезке Андижан–Карасу [33].

#### *Данные GPS мониторинга*

Следующим важным элементом геодинамики являются материалы высокоточных измерений методами космической геодезии. Было отмечено, что перемещения к северу пунктов GPS, расположенных на Памире, в Северо-Западном Куньлуне и в Тариме, происходят с близкими скоростями 15–20 мм/год [11, 22, 37]. Это свидетельствует о том, что в настоящее время Памир и Тибет совместно перемещаются в сторону Тянь-Шаня.

В пределах Западного Тянь-Шаня можно выделить несколько районов, отличающихся ориентацией скоростей перемещения. В пунктах наблюдений GPS, расположенных в северо-западной части Таласо–Ферганского разлома в пределах Чаткало–Кураминского блока, перемещения направлены на юг.

На юго-западной части Таласо–Ферганского разлома, в пределах одноименного Таласо–Ферганского блока, перемещения ориентированы на северо-запад. Обе группы направлений подчеркивают современную геодинамическую обстановку в зоне Таласо–Ферганского правостороннего сброса-сдвига.

Группа пунктов наблюдения GPS, расположенных в пределах Чаткало–Кураминского регионе, ориентированы в южном направлении и подтверждают более раннее предположение о том, что к западу от Таласо–Ферганского сдвига на фоне меридионального сжатия происходит выталкивание блоков к западу с левосторонним (против часовой стрелки) вращением блоков.

Скорости, возникающие в пределах южных частей Ферганской впадины и Алайской долины (Южно-Тянь-Шаньский блок), ориентированы субмеридионально. По количеству данных о величине перемещений пункты наблюдений GPS, расположенных в равнинных частях (Ферганская впадина), статистически уступают пунктам GPS, расположенным в горных областях. Таким образом, материалы космической геодезии подтвер-

ждают субмеридиональную ориентацию напряжений сжатия, действующих в пределах Западного Тянь-Шаня и связанных, вероятно, с давлением Памирского выступа на Тянь-Шань.

#### *Современные движения микроплит Средней Азии*

Земная кора Средней Азии многослойная и имеет в плане блоковое строение [9, 12, 20]. Более стройную форму эти представления получили при разработке геодинамической модели многоярусной тектоники плит [18, 19, 31, 34]. В основу этой модели заложено перемещение плит и блоков как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. Причиной движения микроплит служат, в основном, перемещения крупных плит (Индостанской, Аравийской и др.).

Ферганская впадина находится в зоне столкновения вышеупомянутых плит. Для изучения этих движений мы выбрали десять сейсмопрофилей Ферганской впадины (рис. 1, профили I–I' — X–X').

Восемь профилей пересекают впадину в поперечном сечении и два профиля — в продольном сечении [22–25]. Все поперечные профили практически повторяют друг друга. На всех профилях картируются три стратиграфических комплекса пород (сверху вниз) (рис. 2):

- мезо–кайнозойский;
- палеозойский;
- допалеозойский.

Мезо–кайнозойский и палеозойский комплексы стратифицированы.

В допалеозойском комплексе выделяются блоки, различающиеся плотностью пород. Кровельные части этих стратиграфических комплексов подобны.

На всех профилях I–I' — X–X' наблюдается обратная корреляция между рельефом поверхности Мохо и базальтами с вышележащими разрезами земной коры (см. рис. 2).

Изменение морфологии вертикальных границ блоков с юго-востока на северо-запад представляет интерес для исследования.

На профиле I–I' в палеозойских отложениях и нижележащих блоках вертикальные границы соответствуют разломам взбросового типа, т.е. напряжения сжатия (см. рис. 2). На последующих профилях плоскости разломов постепенно приближаются субвертикальному положению.

На профиле VII–VII' они практически субвертикальны (см. рис. 2).

На профиле VIII–VIII' плоскости разломов

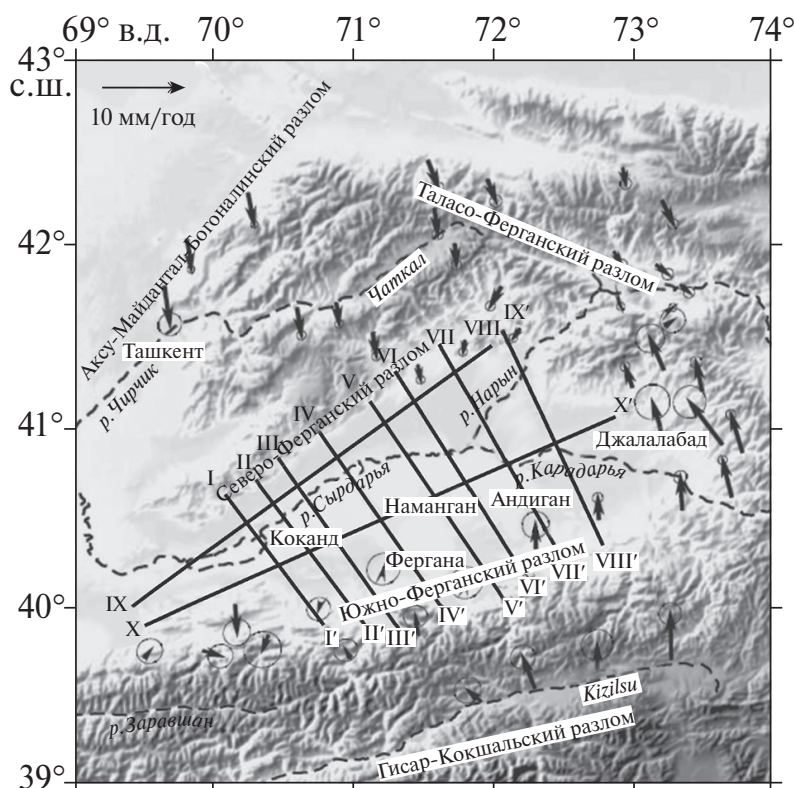


Рис. 1. Сейсмические профили I—I' — X—X' для построения плотностных моделей (по данным [23–26]).

центральной части впадины приобретают сбросовый характер (см. рис. 2).

На профилях IX—IX' и X—X' анализ геологических разрезов показал, что характер морфологии разломов и вертикальных границ допалеозойских блоков свидетельствует о преобладании растягивающих напряжений в продольном сечении Ферганской впадины (см. рис. 2).

Тектоническая деформация мезозой—кайнозойских отложений имеет прямую связь со складчатыми структурами палеозойского фундамента.

В работе [26] Ферганская впадина традиционно разделена на продольные северную, центральную и южную зоны складчатости.

Кумбель—Кокандский разлом разделяет Ферганскую впадину на западную и восточную блоки. Сравнительный анализ складчатых зон в блоках показал, что для западного блока характерен конвергентный стиль, для восточного — моновергентный.

Конвергентность образовалась за счет встречного двустороннего надвигания Чаткало—Кураминского и Южно-Тянь-Шаньского блоков. Моновергентность возникла за счет поддвига Южно-Тянь-Шаньского блока под Восточно-Ферганский блок.

### МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПОПЕРЕЧНОГО ПРОФИЛЯ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Для построения численной модели была выбрана тестовая схема, которая отражает характерные особенности продольных профилей (рис. 3).

Схема ориентирована на северо-западное—юго-восточное направление в длину на протяжении 122 км.

Выделены три стратиграфических комплекса отложений (сверху-вниз):

- мезозойский;
- кайнозойские (MZ, KZ);
- осадочные отложения.

Осадочные отложения наложены на осадочно-вулканогенно-метаморфические породы. Мощность мезозой—кайнозойских отложений на самой прогнутой части впадины составляет более 10 км.

Для кайнозойской части разреза средняя плотность составляет  $2.5 \text{ г/см}^3$ . Для нижней мезозойской части средняя плотность равна  $2.57 \text{ г/см}^3$ .

Для большей части домезозойских осадочно-вулканогенно-метаморфических пород принята плотность в  $2.67 \text{ г/см}^3$ . Приведенные значения

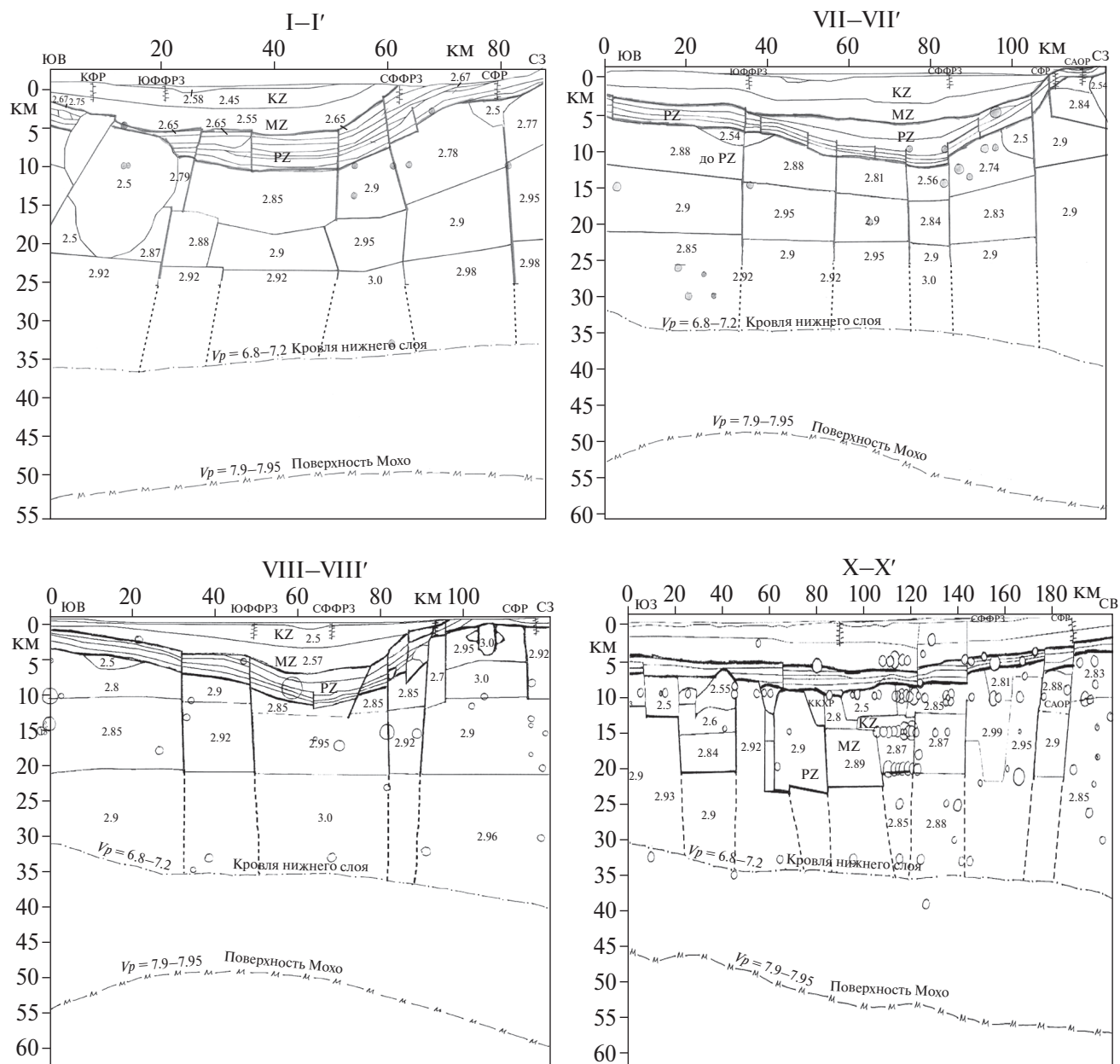


Рис. 2. Глубинный разрез сейсмических профилей I-I', VII-VII', VIII-VIII' и X-X' (по данным [23–26]).

Обозначено: гипоцентры землетрясений (кружочки); плотность блоков (арабские цифры).

Отложения: MZ — мезозойские, PZ — палеозойские;

разломы: СФР — Северо-Ферганский, ЮФР — Южно-Ферганский, САОР — Сайрам-Андижан-Ошский разлом; флексурно-разрывные зоны: СФФРЗ — Северо-Ферганская, ЮФФРЗ — Южно-Ферганская.

плотностей рассчитаны по сейсмическим скоростям [25].

Ниже расположены допалеозойские блоки, различающиеся плотностью пород. Первый ряд блоков имеет различия плотности пород от 2.5 до 3.0 г/см<sup>3</sup>, характерных для интрузивных и эффузивных образований. Блоки также отличаются размерами и конфигурацией.

Второй ряд блоков имеет более упорядоченную форму. Плотность пород меняется закономерно

в сторону увеличения. Только крайний, расположенный в северо-западной части профиля, блок отличается плотностью (2.9 г/см<sup>3</sup>).

Ниже на глубинах 21–25 км выделяется третий ряд блоков с плотностью 2.9–3.0 г/см<sup>3</sup>.

Ранее нами были получены средние горизонтальные напряжения земной коры Ферганской впадины, в том числе, на южной и на северной части границ [4, 5]. Мы используем эти данные в качестве граничных условий на южном и север-



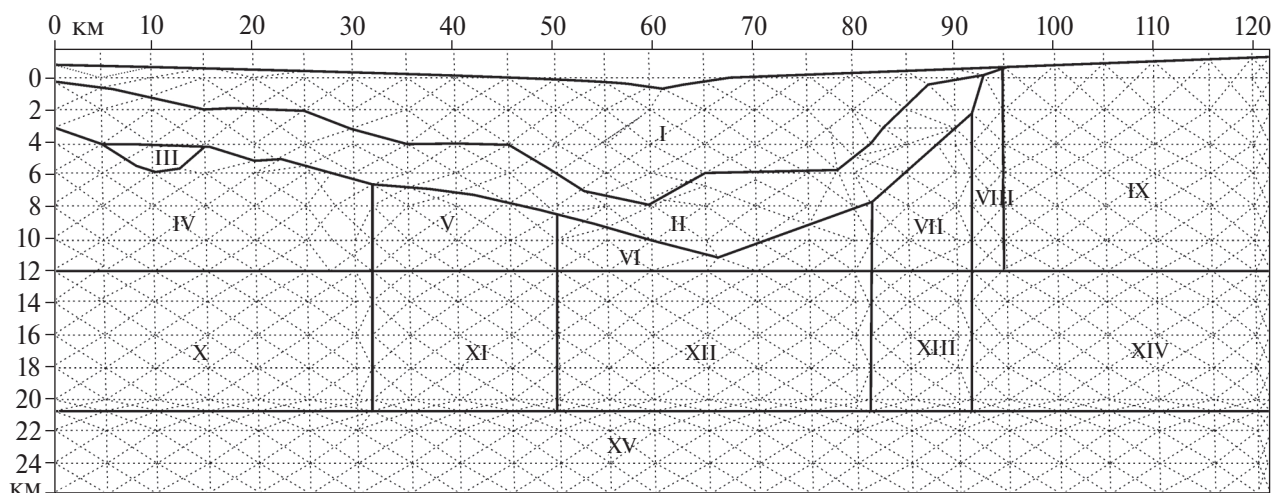


Рис. 3. Расчетная область для построения математической модели неоднородной тяжелой полосы.

ном краях математической модели рассматриваемого профиля. Для этого рассмотрим задачу упругого деформирования составляющей по глубине узкой призматической полосы, в предположении плоского обобщенного напряженного состояния земной коры Ферганской депрессии.

*Математическое моделирование обобщенного напряженного состояния земной коры Ферганской депрессии*

**Постановка задачи деформирования упругой тяжелой полосы.** В декартовой системе координат ось  $x_1$ , помещенную на дневную поверхность Земли, направим вдоль длинного ребра полосы, при этом ось  $x_2$  направим вертикально вниз. Напряженное состояние упругой тяжелой полосы описывается уравнением Ламе относительно вектора перемещений:

$$\Delta \bar{U} + \frac{1}{(1-2\nu)} \text{grad div } \bar{U} = \bar{F}, \quad (1)$$

где  $\bar{U}$  — двумерный вектор с компонентами перемещений ( $u_1, u_2$ ),  $\Delta$  — двумерный оператор Лапласа,  $\nu$  — коэффициент Пуассона,  $F(0, \rho gh/G)$ ,  $\rho$  — плотность,  $g$  — ускорение свободного падения,  $h$  — глубина рассматриваемого профиля,  $G$  — модуль сдвига.

Плотность, модуль сдвига, коэффициент Пуассона для указанных блоков выбирается из таблицы, приведенной на рис. 4, которая была построена для литосферы Средней Азии [1, 7, 10, 13, 28].

Перемещения масштабируются относительно  $h=1000$  м, плотности блоков относительно  $\rho=2.5$  г/см<sup>3</sup> и напряжения относительно давления  $p=\rho gL$ , при  $\rho=2.5$  г/см<sup>3</sup>,  $L=25$  км. Соотношение между компонентами перемещений, тензоры

деформации  $\varepsilon_{ij}$  и напряжений  $\sigma_{ij}$  имеют обычно принятый вид в теории упругости:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right); \quad (2)$$

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2G \varepsilon_{ij}, \quad (3)$$

где  $\lambda$  — постоянная Ламе, которая выражается через  $G$  и  $\nu$  по формуле:

$$\lambda = \frac{2G\nu}{(1-2\nu)}. \quad (4)$$

**Деформация и перемещение тяжелой полосы при моделировании двустороннего сжатия.** Исследуем деформацию и перемещение упругой тяжелой полосы при горизонтальном сжатии с двух сторон (см. рис. 5). Рассматриваемый профиль разделен на 15 однородных зон.

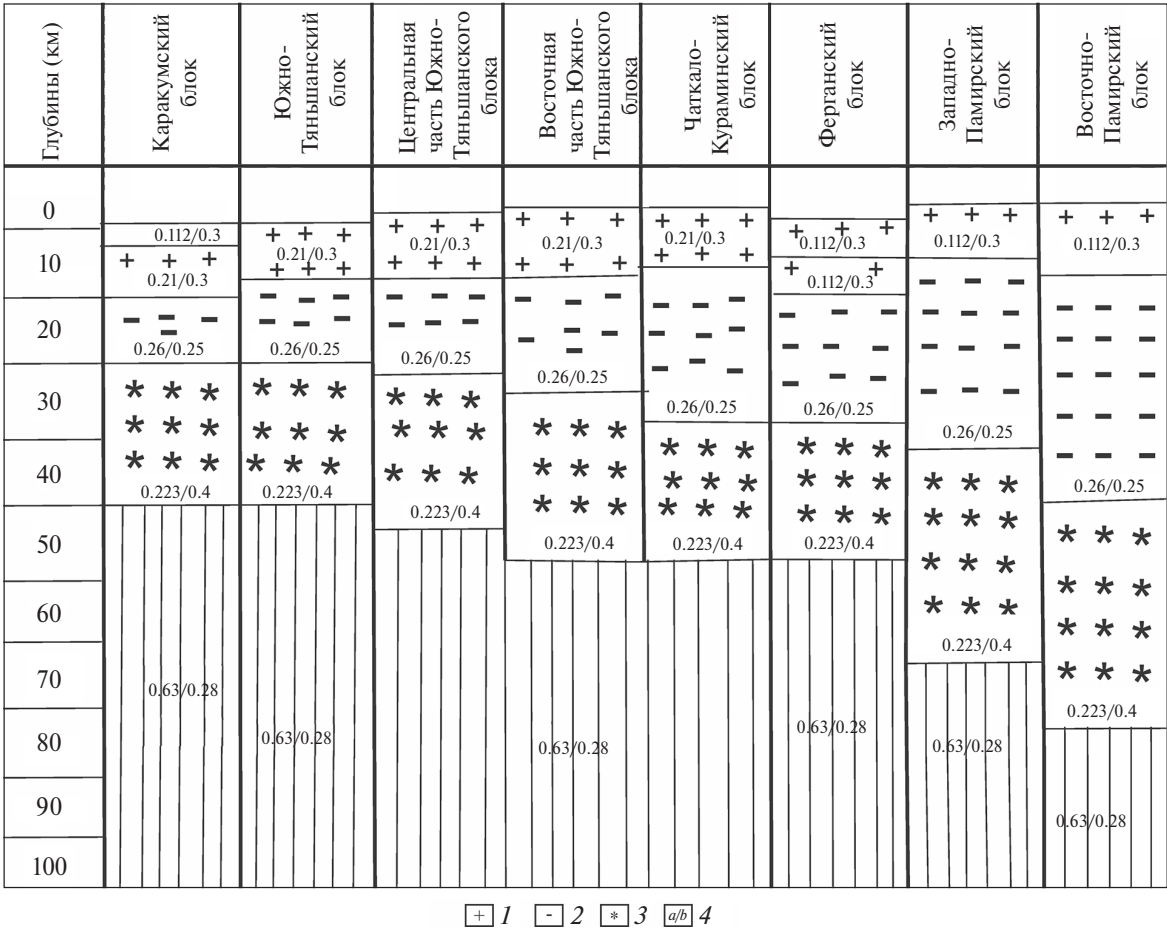
Граничные условия задавались следующим образом:

- на верхней части прямоугольника, соответствующей поверхности Земли, отсутствуют напряжения;
- на боковых границах горизонтальные перемещения, убывающие по глубине; нижняя граница допускает скольжение без трения.

Уравнение (1) решалось методом граничных интегральных уравнений, который описан подробно в [6].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследователями был проведен сравнительный анализ данных по нефтегазоносности Ферганской депрессии с позиции многоярусной тектоники, который дал возможность четко описать



**Рис. 4.** Физические параметры литосферы Центральной Азии (по данным [1]).  
1 — модуль сдвига (арабские цифры) в масштабе  $10^{-11}$  Па/коэффициент Пуассона; 2 — палеозойский комплекс с границей кристаллического фундамента; 3 — граница Конрада; 4 — поверхность Мохо

геодинамический тип нефтегазоносного бассейна и уточнить его глубинную структуру [2, 18, 31, 35].

Проведение численных расчетов для подкрепления многоярусной тектоники очень важно для понимания геодинамики Ферганской впадины. В частности, необходимо согласовать сочетание взбросов (сжатие) и сбросов (растяжение) в центральной части депрессии. Картина расслоенной деформации, в отличие от обычного прогибания, имеет сложный вид (рис. 5).

Предлагаемая численная модель деформации границ раздела неоднородностей разработана нами с помощью математического моделирования напряженного состояния одного из продольных профилей, сжатого с боковых сторон (см. рис. 2). Верификация модели проведена на численном решении задачи о перемещений от собственного веса тестовой задачи для однородной полосы, закрепленной по боковым сторонам (рис. 6).

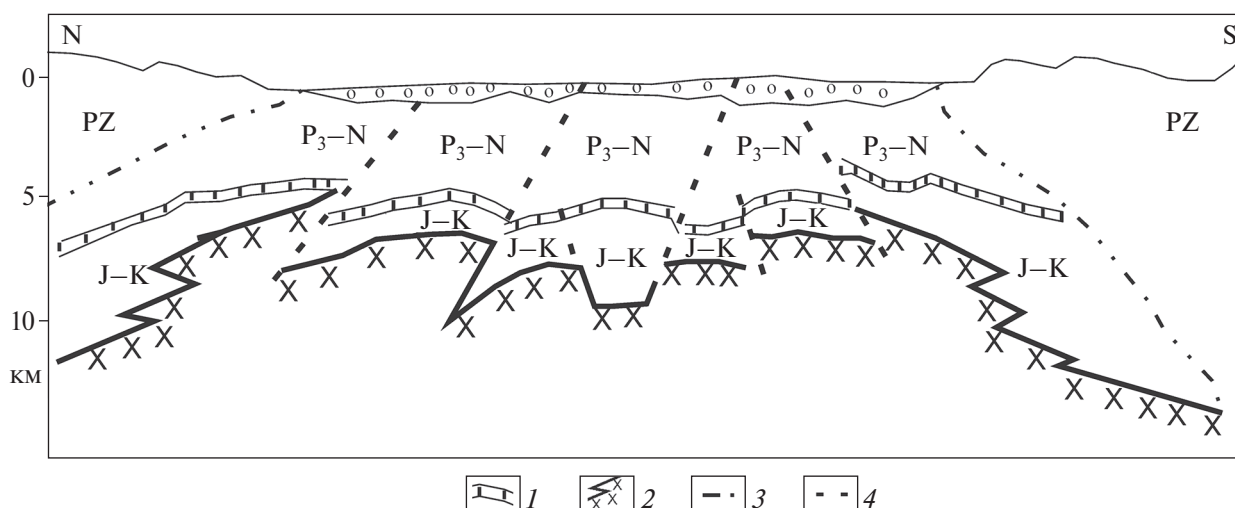
Небольшие искажения направления векторов вызваны особенностью метода граничных инте-

гральных уравнений при численной реализации уравнения (1), эти искажения устраняются применением более высокой аппроксимации искомых данных. Представлены изолинии перемещений при боковом сжатии тяжелой полосы, состоящей из 15-ти зонально однородных областей (рис. 7).

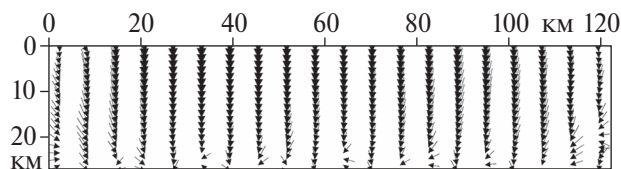
На основе результатов численного решения тестовой задачи рассмотрим особенности напряженного состояния и деформации реальных профилей.

В соответствии с критерием фон Мизиса материал разрушается, когда энергия деформации на единицу объема деформируемого тела достигает значения энергии деформации на единицу объема за пределами упругости материала. Эта теория применима к пластическим средам и лучше всего работает для материалов, подвергающихся сдвигу. Во многих упругих средах максимальные касательные напряжения  $\tau_{max}$  представляют большой интерес для исследования.

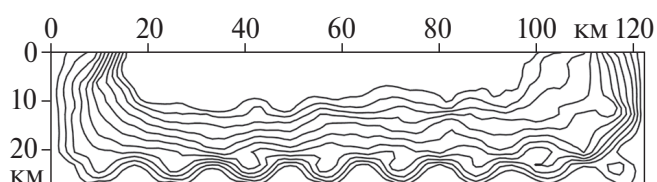
При достижении предела прочности по касательному напряжению возможны разрушения,



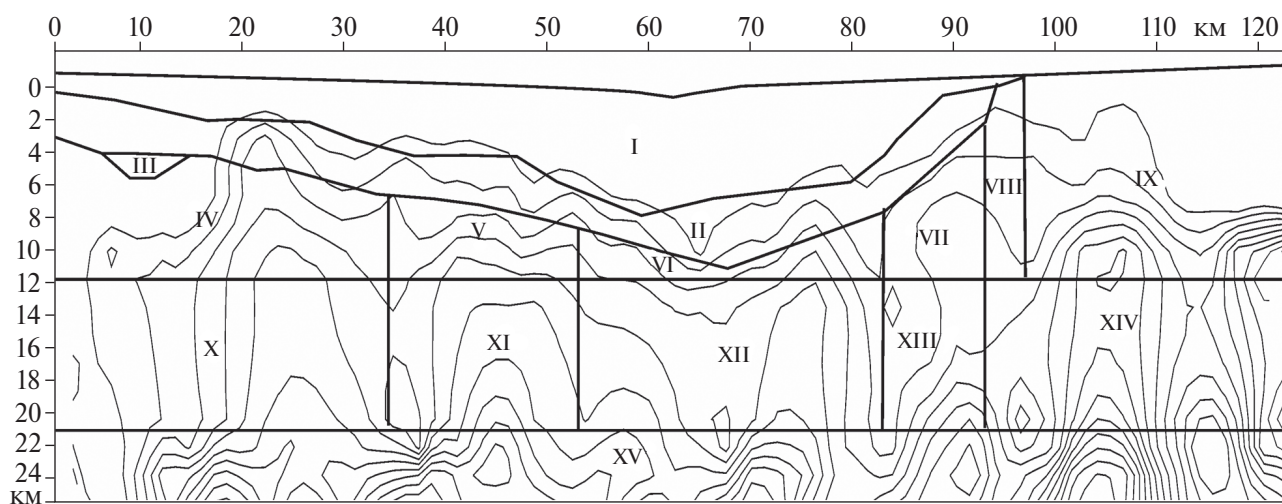
**Рис. 5.** Схема образования рифтовой долины Ферганского нефтегазоносного бассейна (по данным [18, 31, 35]). Отложения: PZ — палеозойские; P<sub>3</sub>-N — олигоцен-неогеновые; J-K — юрско-меловые. 1 — палеогеновый нефтегазоносный комплекс; 2 — поверхность складчатого фундамента; 3-4 — нарушения: 3 — разрывные, 4 — олигоцен-четвертичные.



**Рис. 6.** Поле перемещений тяжелой однородной полосы, сжатой по боковым границам.



**Рис. 7.** Изолинии перемещений зонально неоднородной тяжелой полосы.



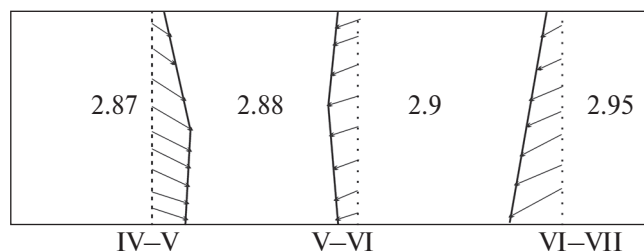
**Рис. 8.** Изолинии максимальных касательных напряжений неоднородной тяжелой полосы.

следствием которых являются землетрясения. Изолинии  $\tau_{\max}$ , полученные в наших расчетах, представлены на рис. 8. Картина изолинии показывает, что в большей части они оконтуривают границы плотностных неоднородностей и близлежащих им частей.

Показано перемещение границ раздела плотностей, заключенных в зонах IV-V, V-VI и VI-VII, (см. рис. 6, рис. 9).

Как следует из представленной картины, при принятых условиях первоначально вертикальные границы областей IV-V, V-VI и VI-VII наклоняются приблизительно так, как в гипотетической много-





**Рис. 9.** Перемещения в крупном плане границ контакта зон IV–V, V–VI и VI–VII тестовой задачи о боковом сжатии зонально неоднородной тяжелой полосы.

Обозначено: плотности в г/см<sup>3</sup> (арабские цифры); границы контакта (линии) — до деформации (штриховые), после деформации (сплошные).

ярусной схеме (см. рис. 5). Одновременно получено, что очаги землетрясения находятся в непосредственной близости плотностных неоднородностей.

## ВЫВОДЫ

1. Проведенное математическое моделирование позволило выявить геодинамические особенности Ферганской депрессии, которая находится в близмеридиональном сжатии и при этом имеет земную кору, характерную для рифта, которому свойственно растяжение.

2. Предварительно проведен анализ плотностных характеристик глубинных слоев и современных движений региона.

3. Численные результаты решения математической модели показали, что под действием горизонтальных тектонических напряжений вполне возможны сбросовые движения, предполагаемые многоярусной тектоникой. При этом решающую роль играет наличие зонально неоднородных плотностей земной коры.

Показано, что значения максимальных касательных напряжений находятся вблизи границ плотностных неоднородностей, что не совпадает с ранее определенными гипоцентрами землетрясений.

**Благодарности.** Авторы искренне признательны анонимным рецензентам за ценные советы и замечания и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках бюджетного финансирования фундаментальных и прикладных исследований АН РУз.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абидов А.А., Атабеков И.У., Ходжиметов А.И. Движущие силы складкообразования. — В сб.: “Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле”. — Под ред. О.А. Глико, Ю.Г. Леонова — М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 69–72.
2. Алексеев Н.А., Горячева И.Г., Добычин М.И. О движении вещества в пограничном слое при трении твердых тел // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 1. С. 97–100.
3. Арган Э. Тектоника Азии. — Доклад на Брюссельской (XII) сессии Международного геологического конгресса в 1922 г. — М.—Л.: ОНТИ, 1935 (2018), 192 с.
4. Атабеков И.У., Садыков Ю.М. Напряженное состояние земной коры Западного Тянь-Шаня в Центральной Азии (Узбекистан): математическое моделирование // Геотектоника. 2022. №3. С. 50–65. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22030031>
5. Атабеков И.У., Садыков Ю.М., Ибрагимов Р.С. Современная активная тектоника Ферганской впадины (Узбекистан) по результатам тектонофизической реконструкции коровых напряжений и математического моделирования поля скоростей перемещений // Геотектоника. 2022. № 5. С. 76–84. <https://doi.org/10.31857/S0016853X22050034>
6. Атабеков И.У. Опыт моделирования сейсмотектонического течения земной коры Центральной Азии // Физика Земли. 2021. № 1. С.122–132. <https://doi.org/10.31857/S0002333721010014>
7. Бабаджанов Т.Л., Кунин Н.Я., Лук-Зильберман В.И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. — Под ред. В.В. Белоусова/ — Ташкент: Фан, 1986. 190 с.
8. Булин Н.К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника. 1971. № 3. С. 3–15.
9. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. — Под ред. Ю.Г. Леонова. — М.: ГЕОС, 2012. 186 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 603).
10. Долгополов Ф.Г. Трехмерная физико-геологическая модель литосферы Среднеазиатского геодинамического полигона // Геология и минеральные ресурсы. 2004. № 5. С. 40–43.
11. Зубович А.В. Данные спутниковой геодезии о современных движениях земной коры. — В кн.: “Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)”. — Под ред. Н.П. Лаверова — М.: Научный мир, 2005. С. 201–218.
12. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. — Ч.П. — Геофизические модели земной коры и верхней мантии Средней Азии. — Под ред. И.Х. Хамрабаева. — М.: Наука, 1977. С. 37–134.
13. Зуннунов Ф.Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985. 108 с.
14. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. — Под ред. Г.А. Мавлянова. —Ташкент: ФАН, 1978. 144 с.
15. Ибрагимов Р.Н., Зияутдинов Ф.Ф., Садыков Ю.М., Ходжаев А.К. Карта сейсмогенных зон Узбекистана. — М-б 1 : 1 600 000. — Специальная угловая врезка “Сей-

- смическое районирование. — М-б 1:5 000 000. — Ташкент: Госкомземгеодезкадастр, 2011, 1 лист.
16. *Ибрагимов Р.Н., Садыков Ю.М., Кадыров Ш.М., Рыжкова М.О., Ходжаев А.К., Зияутдинов Ф.Ф.* Сейсмоструктура некоторых районов Узбекистана. — Под ред. О.М. Борисова. — Ташкент: ФАН, 1980. 148 с.
  17. *Ибрагимов Р.Н., Садыков Ю.М., Ходжаев А.К., Нурматов У.А., Юсупжанова У.А.* Карта сейсмогенных зон Узбекистана и прилегающих территорий. — М-б 1:3 500 000. — В кн.: Сейсмологический атлас Узбекистана. — Ташкент: Госкомземгеодезкадастр, 2021. 59 с.
  18. *Клецев К.А., Петров А.И., Шейн В.С.* Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа. — М.: Недра, 1995. 284 с.
  19. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. — Под ред. А.Л. Книппера. — М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 460).
  20. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. — Ч. II. — Строение и энергетика литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира по геофизическим данным. — Под ред. И.А. Фузайлова, Р.А. Мусина. — Ташкент: ФАН, 1977. С. 87–229.
  21. *Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Качественная модель механизма складчатости в рифтогенных впадинах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. С. 171–176.
  22. *Мордвинцев Д.О.* Особенности глубинного строения Ферганской впадины и их связь с размещением месторождений нефти и газа. — Мат-лы Всерос. конф. “Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ: углеводороды и жизнь”. Москва 18–23 окт. 2010 г. — М.: 2010, ИПНГ РАН. С. 361–364.
  23. *Мордвинцев Д.О.* Новые взгляды на глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. Особенности глубинного строения кристаллического фундамента // Геология и минеральные ресурсы. 2011. № 6. С. 41–46.
  24. *Мордвинцев Д.О.* Новые взгляды на глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. Особенности рельефа структурной поверхности докембрийских образований // Геология и минеральные ресурсы. 2012. № 4. С. 55–60.
  25. *Мордвинцев О.Д.* Геологическое строение докембрийских комплексов Ферганской впадины по геофизическим данным. — Дис. ... д.г.-м.н. — Ташкент: ИС АНРУз, 2020. 201с.
  26. *Пешкова Н.Н.* Возможная модель строения Ферганской межгорной впадины // Докл. АН СССР. Т. 355. № 2. С. 230–234.
  27. *Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Шукуров З.* Карта активных разломов Западного Тянь-Шаня. — М-б 1:1 600 000. — В кн.: Сейсмологический атлас Узбекистана. — Ташкент. Госкомземгеодезкадастр, 2021. 79 с.
  28. *Таль-Вирский Б.Б.* Геофизические поля и тектоника Средней Азии. — М.: Недра, 1982. 271 с.
  29. *Цубои Т.* Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков, прочность Земной коры. — В сб.: Слабые землетрясения. — Под ред. Ю.В. Ризниченко — М.: ИЛ, 1961. С. 160–164.
  30. *Цубои Т.* Гравитационное поле Земли. М.: Мир, 1982. 288 с.
  31. *Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61–71.
  32. *Якубов Д.Х.* Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Среднего и Южного Тянь-Шаня. — Под ред. О.М. Борисова. — Ташкент: ФАН, 1991. 104 с.
  33. *Ярмухамедов А.Р.* Современные тектонические движения земной коры. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. — Под ред. О.М. Борисова. — Ташкент: Университет, 1998. С. 446–459.
  34. *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward.* — Ed. by A.C. Ries, R.W.H. Butler, R.H. Graham, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2007. Is.272), 449 p. Doi: doi.org/10.1144/gsl.sp.2007.272.01.0
  35. *Khain V.E., Sokolov B.A., Khleshov K.A., Shein V.S.* Tectonic and geodynamic setting of oil and gas basins of the Soviet Union // AAPG Bull. 1991. Vol. 75. No. 2. P. 313–325. Doi: 10.1306/0c9b27bd-1710-11d7-8645000102c1865d
  36. *Thomas J.C., Cobbold P.R., Shein V.S., Le Douaran S.* Sedimentary record of Late Paleozoic to recent tectonism in Central Asia — analysis of subsurface data from the Turan and South Kazak domains // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 243–263.
  37. *Zubovich F.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.V., Hager B.X., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29 (TC6014). P. 1–23.

## **The Layered Tectonics and Mathematical Modeling of Geodynamic Setting of the Fergana Depression (Uzbekistan)**

**I. U. Atabekov<sup>1,\*</sup>, Yu. M. Sadykov<sup>1</sup>, J. K. Mamarakhimov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Mavlyanov Institute of Seismology, Academy of Sciences of Republic of Uzbekistan, bld. 3,  
str. Zulfiyakhonum, 100028 Tashkent, Uzbekistan*

*\*e.mail: atabekovi@mail.ru*

The geodynamic features of the Fergana intermountain depression are the presence of a rift during meridional compression of the region and the discrepancy between the location of earthquake sources and the boundaries of heterogeneities in the layers of the earth's crust. The first feature is solved using the ideas of multi-stage plate tectonics, which provides an additional opportunity to assess the oil and gas content of the basin. However, existing hypothetical tectonic schemes are not supported by mathematical calculations. To clarify these features, we have developed a mathematical model of the stress-strain state in relation to one of the cross sections of the Earth's crust in the Fergana depression, which has a zonally inhomogeneous density structure. The results of the mathematical model show that the presence of blocks of different densities creates displacements under the influence of horizontal compressive stresses. It is also shown that the isolines of maximum tangential stresses are located close to the boundaries of inhomogeneous zones, which indicates the presence of large errors in determining earthquake hypocenters.

**Keywords:** multi-stage tectonics, geodynamics, seismicity, deep structures, active faults, modern movements, mathematical modeling



## ПРАВИЛА ПРЕДОСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

### 1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который должен содержать текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл; рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле) и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, affiliation авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

- \* Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).
- \* Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.
- \* Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения.
- \* Геологический очерк с описанием региона исследования.
- \* Описание метода исследования (если он нестандартен) и фактического материала.
- \* Основная часть, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.
- \* Результаты исследования.
- \* Обсуждение результатов.
- \* Заключение, или пронумерованные Выводы.
- \* Благодарности.
- \* Финансирование.
- \* Список литературы.
- \* Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, affiliation авторов, аннотацию, ключевые слова.
- \* Таблицы.
- \* Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.
- \* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

### 2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы, таблицы необходимо разместить после списка литературы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента.

2.4. Иностранные фамилии, а также названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9 × 7 см и не более 18 × 24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок — в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания — (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

\* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи под заголовком СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

\* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

\* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

\* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

*Smith S.S.* Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 139–161.

\* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Вулканизм Южного Урала — В сб.: Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

*Smith S.S.* Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

\* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.). — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

\* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

*Жеваго В.С.* Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

\* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иностранных.

\* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов,

массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

\* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

\* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

\* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

### 3. Требования к форматированию файлов статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

\* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

\* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл “Readme” в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

### 4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редколлегией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Файл PDF опубликованной статьи направляется на указанный в п.2.4 электронный почтовый адрес автора-корреспондента.