

УДК 550.34

DOI: 10.24930/1681-9004-2026-26-4-785-798

Численное моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры Альпийско-Гималайского складчатого пояса (на примере Гималайского и Кавказского сегментов)

В. Н. Морозов¹, Д. Ж. Акматов^{1,2}, А. И. Маневич^{1,2}

¹Геофизический центр РАН, 119296, г. Москва, ул. Молодежная, 3

²Университет науки и технологий МИСИС, 119049, г. Москва, Ленинский пр., 4, e-mail: d.akmatov@gcras.ru

Поступила в редакцию 07.08.2025 г., принята к печати 13.01.2026 г.

Объект исследования. В настоящем исследовании объектом исследования выступают геодинамические процессы в двух характерных секторах Альпийско-Гималайского складчатого пояса – Южном Тибете и районе Большого Кавказа, демонстрирующих похожие закономерности напряженного состояния в условиях современных геодинамических процессов. **Цель.** Совместный анализ тектонических сценариев и уточнение закономерностей распределения напряженно-деформированного состояния в пределах Альпийско-Гималайского орогенного пояса. **Материалы и методы.** Численное моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры. Моделирование проведено в упругой постановке задачи на основе метода конечных элементов. Граничные условия подобраны на основе геологических и геофизических данных при допущении доминирующего горизонтального сжатия, характерного для современных тектонических условий данных регионов. **Результаты.** Выполнено численное моделирование для двух сегментов: Гималайского (Непал) и Кавказского (Большой Кавказ). Получены пространственные распределения компонент напряжений, которые демонстрируют корреляцию с морфологией рельефа земной поверхности, плотностью сейсмических событий, сейсмической энергией и скоростями вертикальных движений земной коры. **Выводы.** Альпийско-Гималайский складчатый пояс представляет собой одну из наиболее протяженных и активных тектонических орогенетических систем Земли, формирование которой обусловлено сложными процессами межплитового взаимодействия. Оба региона характеризуются ярко выраженными проявлениями фронтального сжатия, обусловленного взаимодействием между Индийской и Евразийской плитами в первом случае и между Аравийской и Евразийской плитами – во втором. Выделены зоны аномальной концентрации напряжений, потенциально опасные для проявления геодинамической активности. Показано, что Гималайский и Кавказский сегменты демонстрируют единый механизм локализации напряжений вблизи разломов, что указывает на сопоставимость геомеханических процессов, сопровождающих континентальную коллизию регионов.

Ключевые слова: Альпийско-Гималайский складчатый пояс, напряженно-деформированное состояние, упругая модель, горизонтальное сжатие, численное моделирование, Южный Тибет, Большой Кавказ, геодинамика, морфоструктурный анализ, сейсмическая активность

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России

Numerical modeling of the stress–strain state of the Earth’s crust in the Alpine–Himalayan orogenic belt (using the Himalayan and Caucasian segments as examples)

Vladislav N. Morozov¹, Dastan Zh. Akmatov^{1,2}, Alexandr I. Manevich^{1,2}

¹Geophysical Center, RAS, 3 Molodezhnaya st., Moscow 119296, Russia

²University of science and technology MISIS, 4 Leninsky av., Moscow 119049, Russia, e-mail: d.akmatov@gcras.ru

Received 07.08.2025, accepted 13.01.2026

Research subject. This study focuses on the geodynamic processes occurring in two representative sectors of the Alpine–Himalayan orogenic belt – Southern Tibet and the Greater Caucasus – which exhibit similar stress patterns under contemporary

Для цитирования: Морозов В.Н., Акматов Д.Ж., Маневич А.И. (2026) Численное моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры Альпийско-Гималайского складчатого пояса (на примере Гималайского и Кавказского сегментов). *Литосфера*, 26(4), 785–798. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-4-785-798>. EDN: ZITRHHV

For citation: Morozov V.N., Akmatov D.Zh., Manevich A.I. (2026) Numerical modeling of the stress–strain state of the Earth’s crust in the Alpine–Himalayan orogenic belt (using the Himalayan and Caucasian segments as examples). *Lithosphere (Russia)*, 26(4), 785–798. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-4-785-798>. EDN: ZITRHHV

geodynamic conditions. *Aim.* To conduct an integrated analysis of tectonic scenarios and refine the understanding of stress–strain distribution within the Alpine–Himalayan orogenic system. *Materials and methods.* Numerical modeling of the stress–strain state of the Earth’s crust was carried out. The simulation was conducted in an elastic formulation using the finite element method. Boundary conditions were defined based on geological and geophysical data, under the assumption of dominant horizontal compression typical of the present-day tectonic regime in the studied regions. *Results.* Numerical simulations were performed for two segments: the Himalayan region (Nepal) and the Caucasus (Greater Caucasus). The resulting spatial distributions of stress components revealed correlations with surface topography, seismic event density, seismic energy, and vertical crustal movement rates. *Conclusions.* The Alpine–Himalayan orogenic belt represents one of the longest and most tectonically active mountain-building systems on the Earth, formed through complex inter-plate interaction processes. Both regions are characterized by pronounced frontal compression, driven by the convergence of the Indian and Eurasian plates in the Himalayan segment and the Arabian and Eurasian plates in the Caucasus. Areas of anomalous stress concentration were identified, which may indicate areas of potential geodynamic hazard. The results demonstrate that both the Himalayan and Caucasus segments exhibit a common mechanism of stress localization near major fault zones, suggesting comparable geomechanical processes associated with continental collision in these regions.

Keywords: *Alpine–Himalayan orogenic belt, stress–strain state, elastic model, horizontal compression, numerical modeling, Southern Tibet, Greater Caucasus, geodynamics, morphostructural analysis, seismic activity*

Funding information

This work was conducted in the framework of budgetary funding of the Geophysical Center of RAS, adopted by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation

ВВЕДЕНИЕ

Альпийско-Гималайский складчатый пояс (АГСП), простирающийся более чем на 15 тыс. км от атлантического побережья Европы до Юго-Восточной Азии, является одной из крупнейших зон активного современного орогенеза. Он охватывает ряд высокогорных регионов, включая Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи и Тибет. Геологическая история этой структуры тесно связана с исчезновением палеоокеана Тетиса и развитием коллизионных процессов между Евразийской плитой и сближающимися с ней Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферными плитами (Stampfli, Borel, 2002; Handy et al., 2010; Allen, Armstrong, 2012). Территория, ранее представлявшая собой геосинклинальный прогиб, подверглась интенсивному орогенезу, в результате чего сформировались одни из самых молодых и высоких горных систем планеты. Существующие представления, объясняющие формирование АГСП, варьируются от моделей геосинклинального прогиба (Белоусов, 1962; Шолпо, 1978) до концепций межплитового взаимодействия (Dewey, Bird, 1970; O’Brien, 2001; Handy et al., 2010).

Современные исследования, основанные на результатах наблюдений за современными движениями земной коры (СДЗК), сейсмичностью и морфо-структурными особенностями, позволяют уточнить кинематику и динамику тектонических процессов в различных сегментах АГСП. Особое внимание исследователей привлекают сильнейшие землетрясения, зафиксированные в пределах АГСП, которые указывают на его высокую тектоническую энергонасыщенность. Одним из первых в истории задо-

кументированных катастрофических событий стало Лиссабонское землетрясение 1755 г., достигшее магнитуды $\approx M 8.7$ (Gutscher, 2004). Несмотря на то что эпицентр события располагался в акватории Атлантического океана, вблизи Азоро-Гибралтарской трансформной зоны, его связь с продолжающимся коллизионным взаимодействием североафриканской и евразийской плит позволяет интерпретировать данное событие как отражение активности в пределах западного сегмента АГСП. В XX в. одним из самых мощных стало землетрясение 1950 г. в Ассаме (Индия) и на юго-востоке Тибета с магнитудой $M 8.6$ – второе по силе землетрясение за всю инструментальную историю наблюдений в регионе (Baptista et al., 2009). В Гималайском сегменте также зафиксированы разрушительные землетрясения: Бихар–Непал (1934 г., $M_w 8.0$), Кангра (1905 г., $M_w 7.8$), Горкха (Непал, 2015 г., $M_w 7.8$), и Кашмирское землетрясение 2005 г. на границе Индии и Пакистана ($M_w 7.6$) (Bilham, 2004; Avouac et al., 2015; Sapkota et al., 2016). Турецкий сегмент АГСП также остается сейсмически активным: землетрясение в районе города Ван в 2011 г. достигло магнитуды $M 7.1$, вызвав многочисленные разрушения (Irmak et al., 2012). К числу наиболее катастрофических событий последнего времени относится двойное землетрясение 6 февраля 2023 г. в юго-восточной Турции, в районах Кахраманмараша и Элязыга, с магнитудами $M_w 7.8$ и 7.5 соответственно, приведшее к масштабным разрушениям и многочисленным человеческим жертвам (Chadha, 2023).

Постановка задачи в рамках исследования геодинамики АГСП требует разработки моделей геологической среды, отражающих характерные

особенности этого обширного орогенного пояса. В качестве примеров для моделирования целесообразно рассмотреть регионы Гималаев и Кавказа, которые представляют собой ключевые сегменты АГСП с ярко выраженными тектоническими и сейсмическими характеристиками. Таким образом, цель настоящей работы – совместный анализ тектонических сценариев и уточнение закономерностей распределения напряженно-деформированного состояния в пределах Альпийско-Гималайского орогенного пояса. В настоящем исследовании объектом анализа выступают геодинамические процессы в двух характерных секторах Альпийско-Гималайского складчатого пояса – Южном Тибете и районе Большого Кавказа, показывающих сходные закономерности напряженного состояния в условиях современных геодинамических процессов.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

В пределах АГСП сформировались разнообразные по генезису и тектоническому строению структуры, среди которых выделяются крупные коллизионные зоны (Гималаи, Памир, Кавказ), области субдукции (Средиземноморье, Иран) и трансформные разломы (Северо-Анатолийский, Главный Кавказский и др.). Классические взгляды на происхождение пояса, разработанные в рамках геосинклинальной теории (Белоусов, 1962; Шолпо, 1978), позже были дополнены и модифицированы в рам-

ках концепции тектоники плит, придающей центральное значение межплитовому взаимодействию и процессам горизонтального движений литосферных плит. Особенно значима роль так называемого латерального выдавливания (*escape tectonics*), при котором отдельные блоки земной коры деформируются относительно главной зоны коллизии под действием горизонтальных сжимающих напряжений.

Это явление ярко выражено, например, в районе Индо-Тибетского столкновения, где наблюдается латеральное выдавливание горных пород на восток от пояса разломов (Schellart et al., 2019). На западном фланге пояса аналогичные процессы проявлены в Анатолийской микроплите, смещающейся к западу между Северо-Анатолийским и Восточно-Анатолийским разломами (Reilinger et al., 2006). Анализ ориентаций главных действующих напряжений в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса по данным проекта World Stress Map (рис. 1) (Heidbach et al., 2018) свидетельствует о том, что основным механизмом деформирования земной коры АГСП является преобладающее горизонтальное сжатие на глубинах до 20–30 км. На карте показано расположение основного сейсмоактивного пояса Евразии, протягивающегося от Средиземноморья через Кавказ, Анатолию, Иран, Гималаи и Тибет до Юго-Восточной Азии. По данным глубинного сейсмического зондирования (Qiu et al., 2023; Dey et al., 2025), на глубине порядка 20–25 км наблюдаются зона пониженных скоростей, обладающая повышенной пластичностью по срав-

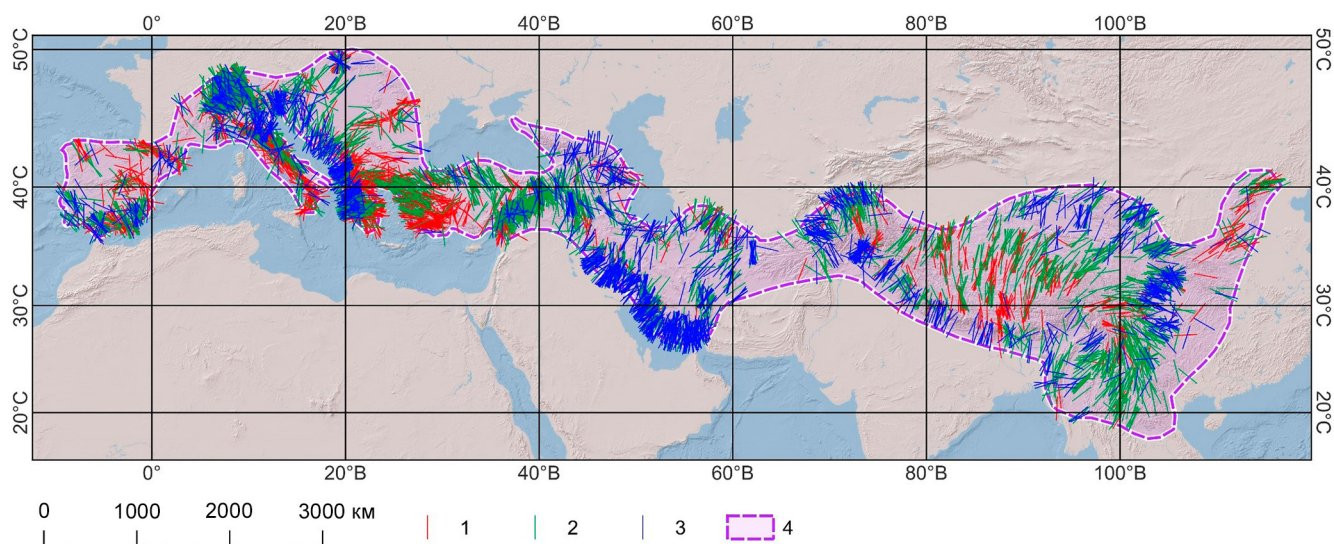


Рис. 1. Напряженное состояние Альпийско-Гималайского складчатого пояса по данным (Heidbach et al., 2018).

1 – сбросы (зоны растяжения), 2 – сдвиги, 3 – взбросы (зоны сжатия), 4 – границы АГСП.

Fig. 1. Stress state of the Alpine-Himalayan orogenic belt based on data from (Heidbach et al., 2018).

1 – normal faults (extensional zones), 2 – strike-slip faults, 3 – thrust faults (compressional zones), 4 – boundaries of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

нению с лежащими выше кристаллическими породами земной коры. Таким образом расчетная схема моделирования включает упругий слой мощностью около 25 км, залегающий на более пластичном подстилающем горизонте.

Гималаи являются результатом продолжающегося взаимодействия Индийской и Евразийской

литосферных плит (рис. 2) (Уфимцев, 2004). Скорость сближения этих плит составляет около 40–50 мм/год, что приводит к активному горообразованию и высокой сейсмической активности (Gautam et al., 2018; Li et al., 2019). Структурно Гималаи разделяются на несколько тектонических зон, включая Индо-Гангскую равнину, Сивалик, Малые и Боль-

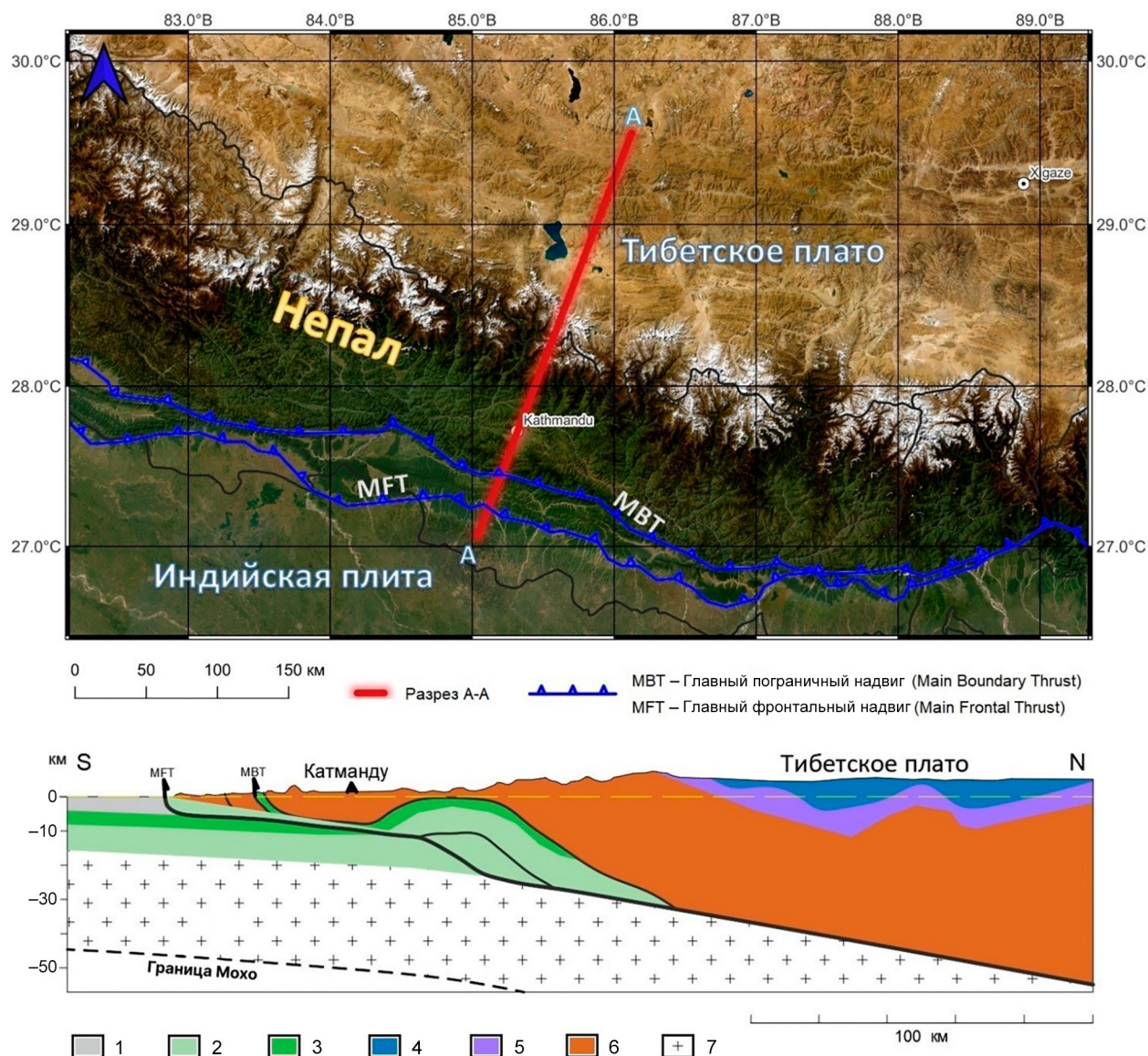


Рис. 2. Схема расположения разреза через центральную часть Гималайского сегмента (Непал) АГСП.

Красная линия обозначает положение разреза, использованного в численном моделировании напряженно-деформированного состояния (Pandey et al., 1995).

1 – верхние сиваликские отложения, 2 – верхняя кора Индийской плиты, 3 – палеозойские метаосадки (метаосадочные породы), 4 – юрские отложения, 5 – триасовые отложения, 6 – лейкогранитно-гнейсовый фундамент, 7 – нижняя кора.

Fig. 2. Schematic location of the cross-section through the central part of the Himalayan segment (Nepal) of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

The red line indicates the location of the section used in the numerical modeling of the stress-strain state (Pandey et al., 1995).

1 – Upper Siwalik deposits, 2 – upper crust of the Indian Plate, 3 – Paleozoic metasedimentary rocks, 4 – Jurassic deposits, 5 – Triassic deposits, 6 – leucogranite-gneiss basement, 7 – lower crust.

шие Гималаи, а также Тибетское плато. Каждая из этих зон характеризуется своими геологическими особенностями и типами деформаций. Например, в районе Непала наблюдаются крупные зоны разломов, к которым приурочены очаги глубоких землетрясений (Gunti et al., 2022). Кавказ представляет собой зону активного взаимодействия между Аравийской и Евразийской плитами (рис. 3). Сбли-

жение этих плит приводит к формированию сложной системы надвигов и разломов, а также высокой сейсмической активности. Геодинамика Кавказа характеризуется как горизонтальными, так и вертикальными движениями, что отражается в разнообразии горного рельефа и наличии активных тектонических структур (Омельченко, 2020; Татарinov и др., 2024).

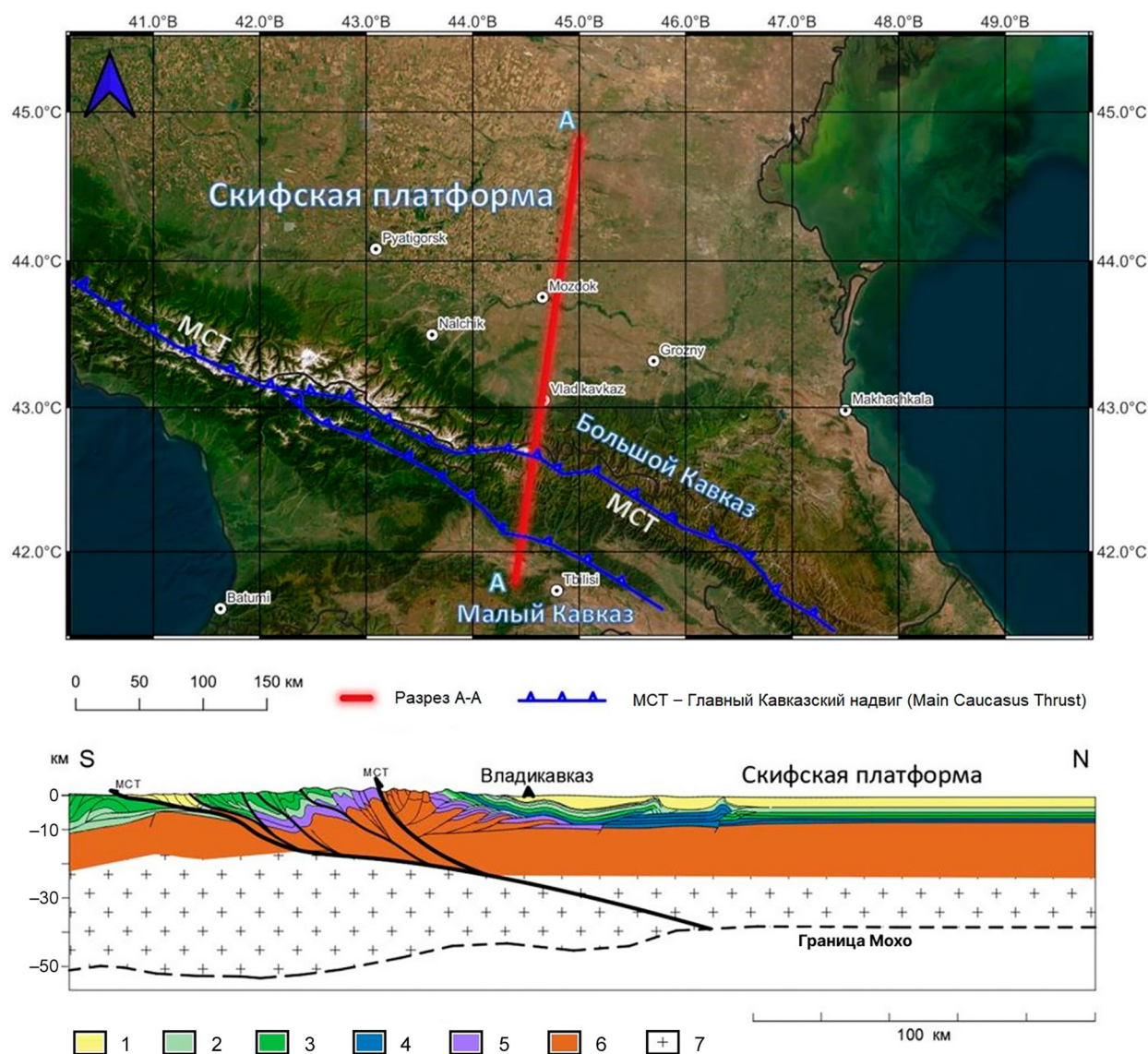


Рис. 3. Схема расположения разреза через Кавказский сегмент АГСП.

Красная линия обозначает положение расчетного разреза, используемого в численном моделировании напряженно-деформированного состояния (Mosar et al., 2022).

1 – четвертичные отложения, 2 – палеоцен-эоценовые осадки, 3 – верхнеюрские осадки, 4 – среднеюрские осадки, 5 – нижне-среднеюрские осадки с базальтовыми прослоями, 6 – гранитный фундамент (массивы Дарiali и Гвелети), 7 – нижняя кора.

Fig. 3. Schematic location of the cross-section through the Caucasus segment of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

The red line indicates the location of the section used in the numerical modeling of the stress-strain state (Mosar et al., 2022).

1 – Quaternary deposits, 2 – Paleocene–Eocene sediments, 3 – Upper Jurassic sediments, 4 – Middle Jurassic sediments, 5 – Lower–Middle Jurassic sediments with basaltic interlayers, 6 – granitic basement rocks of the Dariali and Gveleti massifs, 7 – lower crust.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Моделирование напряженно-деформированного состояния в пределах характерных сегментов Альпийско-Гималайского складчатого пояса – Кавказа и Гималаев – выполнено на основе упругой постановки задачи. Такой подход обусловлен тем, что большинство сильных сейсмических событий ($M_w > 6.0$) происходит в пределах земной коры и развивается в течение малого временного интервала (десяtkи–сотни лет), вследствие чего их поведение может быть интерпретировано как преимущественно упругое. Метод моделирования напряженно-деформированного состояния блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, подробно изложен в ранее опубликованных работах (Морозов и др., 2024). Под тектоническими разломами понимается диспергированная среда (“гигантско-глыбовый меланж”) (Шерман и др., 1992; Кочарян, 2016). Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 1 км. Упругий модуль пород разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива (Морозов и др., 2024). Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряженного состояния). Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука (1):

$$\begin{Bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = [D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] \times \begin{Bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{xy} \end{Bmatrix}, \quad (1)$$

где σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} – компоненты осредненных интегральных напряжений; ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{xy} – соответствующие им компоненты тензора деформации; $E^{(m)}$ – модуль Юнга; $\nu^{(m)}$ – коэффициент Пуассона матрицы упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводится неоднородность (разлом) в упруго-изотропную модель слоя по формуле

$$[D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] = E^{(m)} \times \left[1 - (\nu^{(m)})^2 \right] \times \begin{bmatrix} 1 & \nu^{(m)} & 0 \\ \nu^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \nu^{(m)})^2 \end{bmatrix}. \quad (2)$$

Помимо компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} , рассчитывалась интенсивность напряжений:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx} \times \sigma_{yy} + 3 \times \sigma_{xy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (3)$$

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологиче-

ской среды, так как потенциальная энергия формоизменения определяется по формуле

$$U_\Phi = \frac{1 + \bar{\nu}}{3 \times E} \times \sigma_i^2 \Delta V, \quad (4)$$

где $\bar{E}$ – средний модуль упругости, $\bar{\nu}$ – среднее значение коэффициента Пуассона, ΔV – объем.

Для построения модели использовались структурные данные, отражающие геологическое строение региона, а также данные о современных движениях земной коры, глубинной структуре (Pandey et al., 1995; Mosar et al., 2022). При этом геометрия расчетных разрезов формировалась на основе опубликованных тектонических схем и профилей: для Гималайского сегмента использованы данные (Pandey et al., 1995; Li et al., 2019), содержащие положение Главного фронтального разлома (MFT), глубину коры и элементы разлома (угол падения). Для Кавказского сегмента применены структурные материалы (Mosar et al., 2022; Татаринова и др., 2024; и др.), включающие геометрию и структурное положение Главного Кавказского надвига, глубину Мохо.

На рис. 4 приведена расчетная схема, отображающая лишь общие граничные условия модели; фактическая геометрия разломов, используемая в численных расчетах, соответствует структурным профилям, представленным на рис. 2 и 3. В модель включен лишь Главный разлом, тогда как красная линия на рис. 4 имеет сугубо схематический характер. В упругой постановке задача решалась на модельной области размером 300×50 км, при этом геометрия Главного разлома задавалась на всю глубину расчетного домена, что обеспечивало корректное распределение поля напряжений.

С юга в направлении к Кавказу задавалось давление, соответствующее воздействию Аравийской плиты на южные склоны Скифской платформы. Аналогично в модели Гималайского сегмента (Непал) рассматривалось давление Индийской плиты на южную часть Тибетского плато. К нижней границе модели применено условие отсутствия вертикальных смещений (по нормали к границе), при этом горизонтальные смещения остаются свободными. Такое условие позволяет имитировать взаимодействие с более глубокими и менее деформируемыми слоями литосферы без чрезмерного ограничения динамики моделируемого слоя.

Боковые границы, соответствующие относительно жестким блокам – северу Кавказа (Скифская платформа) и северной части Тибета (Южно-Китайский краевой блок), закреплены в горизонтальном направлении смещений. Это отражает тектоническое положение указанных блоков как относительно инертных элементов орогенической системы, играющих роль “тектонических упоров” в системе латерального сжатия. Закрепления выбраны исходя из соображений симметрии напряжений

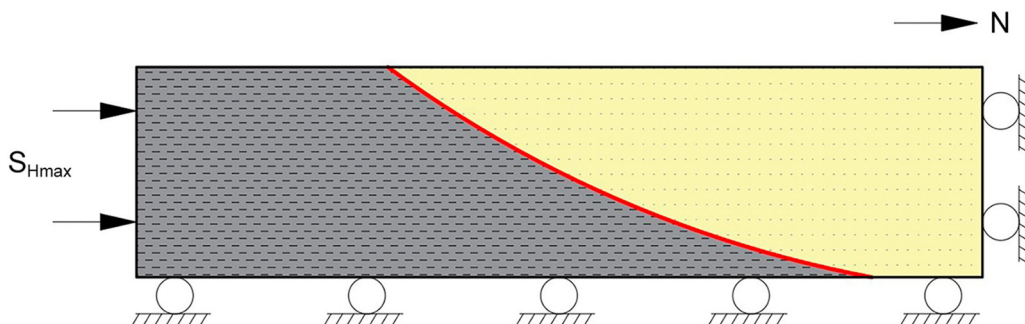


Рис. 4. Расчетная схема модели с заданием граничных условий моделирования.

Красная линия – разлом, разделяющий два отдельных тектонических блока.

Fig. 4. Computational model scheme with boundary conditions applied.

The red line marks the fault separating two distinct tectonic blocks.

и характерных направлений тектонического воздействия, что согласуется с концепцией, согласно которой вся Альпийско-Гималайская складчатая система является зоной фронтального и бокового сжатия.

В исходной постановке модели начальное напряженное состояние задавалось как сочетание литостатической вертикальной компоненты и горизонтального тектонического сжатия. Вертикальное напряжение определялось по выражению (5), а распределение горизонтальных напряжений задавалось с учетом эмпирических представлений о закономерном изменении природного напряженного состояния с глубиной (Brown, Hoek, 1978; Sheorey, 1994; Зубков, 2016). В качестве базовой зависимости использовалась модель P.R. Sheorey (1994), описывающая глубинное изменение коэффициента напряжений $S = Sh/Sv$ в условиях регионального гравитационного поля:

$$Sv = \rho g H = \int_0^H \gamma(z) dz = \gamma H, \quad (5)$$

где Sv – эффективное вертикальное напряжение, ρ – плотность пород, g – ускорение свободного падения, γ – удельный вес пород, H – глубина залегания.

Поскольку моделируемые районы (Гималайский и Кавказский сегменты) характеризуются преобладающим горизонтальным сжатием, обусловленным столкновением Индийской и Аравийской плит, базовое соотношение P.R. Sheorey (1994) дополнительно корректировалось путем введения тектонической составляющей горизонтального напряжения. Такой подход позволяет воспроизвести типичный для орогенических поясов режим $Sh > Sv$, согласующийся с данными World Stress Map (Heidbach et al., 2018) и результатами независимых геодезических и сейсмотектонических исследований (Pandey et al., 1995; Татионов и др., 2024).

В рамках упругой постановки моделирования принято допущение, что основное накопление упругой энергии, приводящей к сейсмическим событиям, происходит в пределах сейсмогенного слоя, ограниченного глубинами до ≈ 20 км. Повторяющийся характер сильных землетрясений в этом интервале указывает на цикличность процессов накопления и высвобождения упругой энергии (Uchida, Bürgmann, 2019; Chaves et al., 2020). При этом каждое крупное сейсмическое событие сопровождается локальным разрушением пород и частичным разуплотнением среды (дилатансией), что временно снижает способность к накоплению упругой энергии в данной зоне (Chaves et al., 2020).

Значение упругого модуля E окружающей геологической среды принято равным 5×10^4 МПа. Упругие свойства диспергированного материала в ядре разлома заданы на два порядка ниже: $E_f = 5 \times 10^2$ МПа. По мере удаления от ядра разлома упругие характеристики среды принимались возрастающими и на расстоянии порядка 500 м в каждую сторону достигали значений ненарушенного массива, что определяет эффективную ширину зоны влияния порядка 1 км. Коэффициент Пуассона ν принят равным 0.2–0.25. Физико-механические параметры геологической среды, использованные в численном моделировании, определены на основе данных, представленных в ряде исследований (Морозов и др., 2024), посвященных моделированию напряженно-деформированного состояния в тектонически активных регионах.

В рамках моделирования напряженно-деформированного состояния для двух региональных сегментов – Кавказского и Гималайского (включая Главный Кавказский разлом и Главный фронтальный надвиг Гималаев) – рассмотрены две контрастные геомеханические среды:

- 1) кристаллический массив, представленный гранитами, гнейсами и базальтами, характеризующийся условно неразрушенной структурой;

- 2) зоны тектонических нарушений, ассоциированные с разломами и повышенной трещиноватостью.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В целях верификации тектонических сценариев и уточнения закономерностей распределения напряженно-деформированного состояния в пределах Альпийско-Гималайского орогенного пояса выполнено численное моделирование двух сегментов: Гималайского (Непал) и Кавказского (Большой Кавказ) (см. рис. 2 и 3 соответственно). Оба региона характеризуются ярко выраженными проявлениями фронтального сжатия, обусловленного взаимодействием между Индийской и Евразийской плитами в первом случае и между Аравийской и Евразийской плитами – во втором. Результаты моделирования представлены в сопоставимом масштабе, что позволило провести их сравнительный анализ (рис. 5, 6).

Моделирование показало, что распределение вертикальных смещений на поверхности хорошо коррелирует с современным рельефом исследуемых регионов. Максимальные положительные перемещения (подъемы) соответствуют фронтальным частям орогенов – Центральным Гималаям и Центральному Кавказу (см. рис. 5а, 6а). Графики вертикальных смещений (см. рис. 5г, 6г) демонстрируют локальные максимумы в пределах активных тектонических зон, интерпретируемые как зоны наибольшей тектонической податливости. Вертикальные разрезы указывают, что основная концентрация деформаций наблюдается в интервале глубин до 10–12 км, что соответствует верхней части сейсмогенного слоя.

Карты интенсивности σ_i (см. рис. 5д, 6д) в обеих моделях демонстрируют сходную структуру: локализация экстремальных значений напряжений происходит вдоль разломных зон на глубинах до 15 км. Эти области пространственно совпадают с зонами повышенной плотности зарегистрированных сейсмических событий (см. рис. 5в, 6в; Pandey et al., 1995), что указывает на их роль в накоплении упругой энергии. Ниже отметки 15 км происходит резкое снижение напряжений, что отражает переход среды к вязкопластическому поведению, и потеря способности к эффективной аккумуляции упругой энергии для формирования землетрясений.

Независимо от региональной специфики как Гималайский, так и Кавказский сегменты демонстрируют единый механизм локализации напряжений и деформаций вблизи фронтального разлома. Это подтверждает универсальность геомеханического отклика на фронтальное тектоническое сжатие в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Использование в моделях концепции вертикально ограниченного (прерывистого) разлома позволило устранить нереалистичные концентрации напряжений в нижней коре и обеспечить физическую согласованность полученных результатов.

Сопоставление моделей (см. рис. 5, 6) показывает, что, несмотря на геодинамические различия, сегменты АГСП реагируют на фронтальное сжатие формированием аналогичных по структуре зон концентрации напряжений и вертикальных деформаций. Это подчеркивает общность тектонических процессов в орогенных системах и подтверждает эффективность использования унифицированного подхода при построении численных моделей.

Анализ кумулятивной выделившейся сейсмической энергии в Кавказском сегменте за период 1925–1992 гг. (рис. 7) (по данным каталога событий USGS) показывает динамику накопления и последующего высвобождения упругой энергии в виде сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$. Для Кавказского сегмента кумулятивная сейсмическая энергия была сопоставлена с тремя временными интервалами, соответствующими эпохам повторного нивелирования вдоль рассматриваемого профиля: 1925–1946, 1946–1970 и 1970–1992 гг.

– Эпоха 1 (1925–1946 гг.) демонстрирует умеренный рост накопленной энергии за счет нескольких землетрясений ($M 6.0–6.4$). Такая динамика согласуется с положительными скоростями вертикальных движений, зафиксированными в этот период по данным нивелирования. Можно предположить, что межсейсмическое сжатие и постепенное накопление напряжений в зоне фронтального надвига создают условия для медленного поднятия верхней коры.

– Эпоха 2 (1946–1970 гг.) характеризуется низкой крупной сейсмичностью и слабым приростом кумулятивной энергии. Подобная динамика может указывать на межсейсмический режим, при котором напряжения в земной коре продолжают нарастать, не достигая уровней, необходимых для возникновения крупных землетрясений. В такие периоды вертикальные движения, как правило, проявляют меньшую амплитуду, что соответствует наблюдаемым данным (см. рис. 6б) (Татаринов и др., 2024). Следует отметить, что землетрясение 1970 г. ($M 6.7$) располагается на границе между эпохами 2 и 3, и его роль может носить промежуточный характер.

– Эпоха 3 (1970–1992) сопровождается заметным усилением сейсмической активности, включая Спитакское землетрясение 1988 г. ($M 6.8$) и Рача–Джавское 1991 г. ($M 7.0$), что приводит к резкому росту накопленной энергии. Повышение скоростей вертикальных движений в этот период может свидетельствовать о реакции верхней коры на изменения напряженно-деформированного состояния в зоне фронтального надвига. Предполагается,

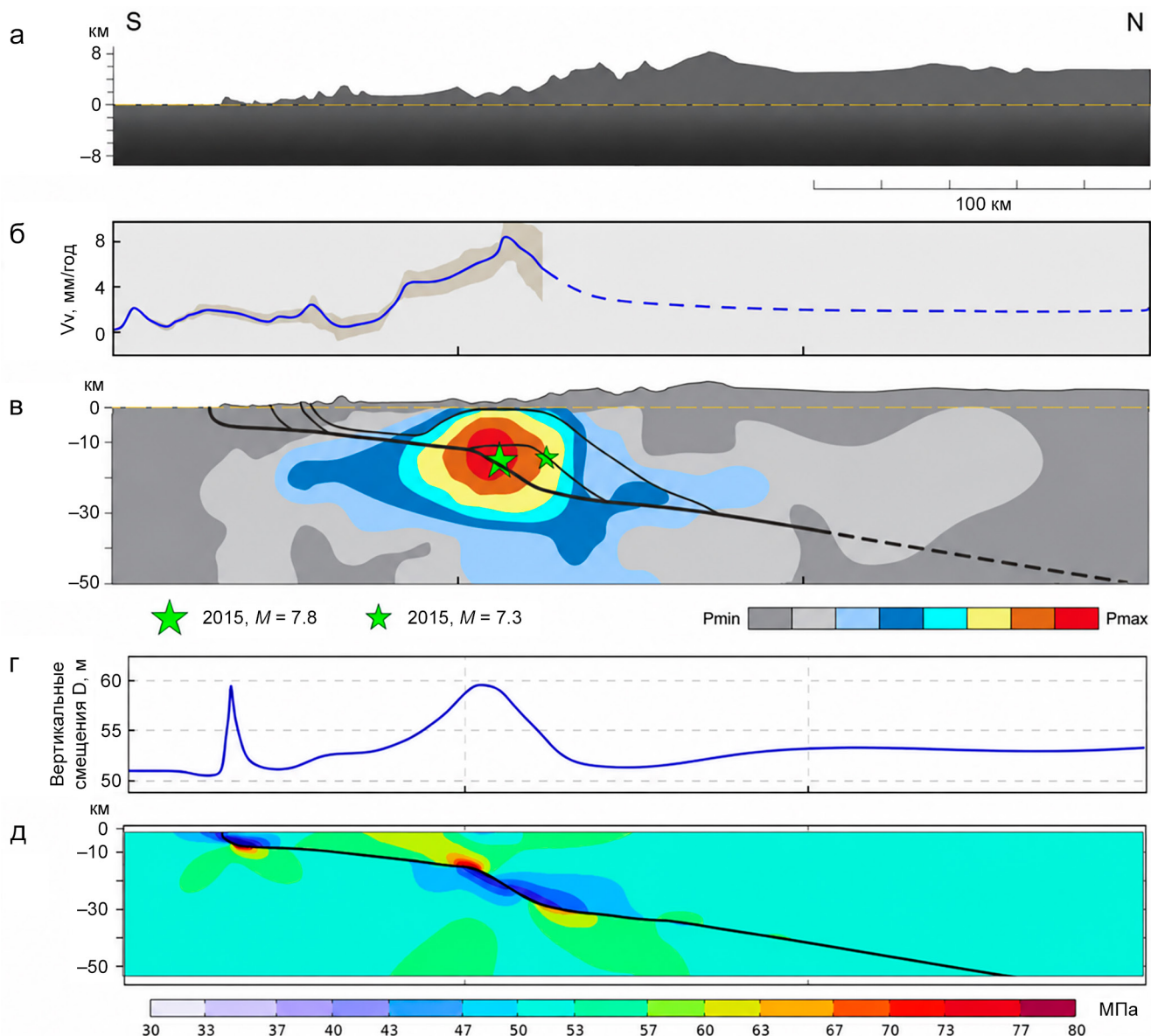


Рис. 5. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния земной коры Гималайского сегмента АГСП.

а – продольный профиль рельефа по разрезу; б – скорость вертикальных поднятий по данным геологических исследований; сплошная линия – наблюдаемые значения, пунктир – тренд (Pandey et al., 1995); в – относительная плотность сейсмических событий (условная шкала от максимума до минимума); штрих-пунктирная линия – предполагаемое глубинное продолжение разлома, по (Pandey et al., 1995); г – распределение вертикальных смещений по данным численного моделирования; д – распределение интенсивности напряжений (МПа) по результатам численного моделирования.

Fig. 5. Results of numerical modeling of the stress-strain state of the Earth's crust in the Himalayan segment of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

а – longitudinal topographic profile along the cross-section; б – rate of vertical uplift based on geological studies; solid line – observed values; dashed line – trend (Pandey et al., 1995); в – relative density of seismic events; conventional scale from maximum to minimum (Pandey et al., 1995); г – distribution of vertical displacements according to numerical modeling; д – distribution of stress intensity (MPa) based on numerical modeling results.

что сильные землетрясения сопровождаются локальной дилатансией и реактивацией разломных зон, что, в свою очередь, способно приводить к изменению параметров вертикальных движений.

Сопоставление с результатами нивелирных наблюдений (см. рис. 6б) указывает на согласованность резких изменений вертикальных скоростей в 1970–1992 гг. с фазой активизации сильных землетрясе-

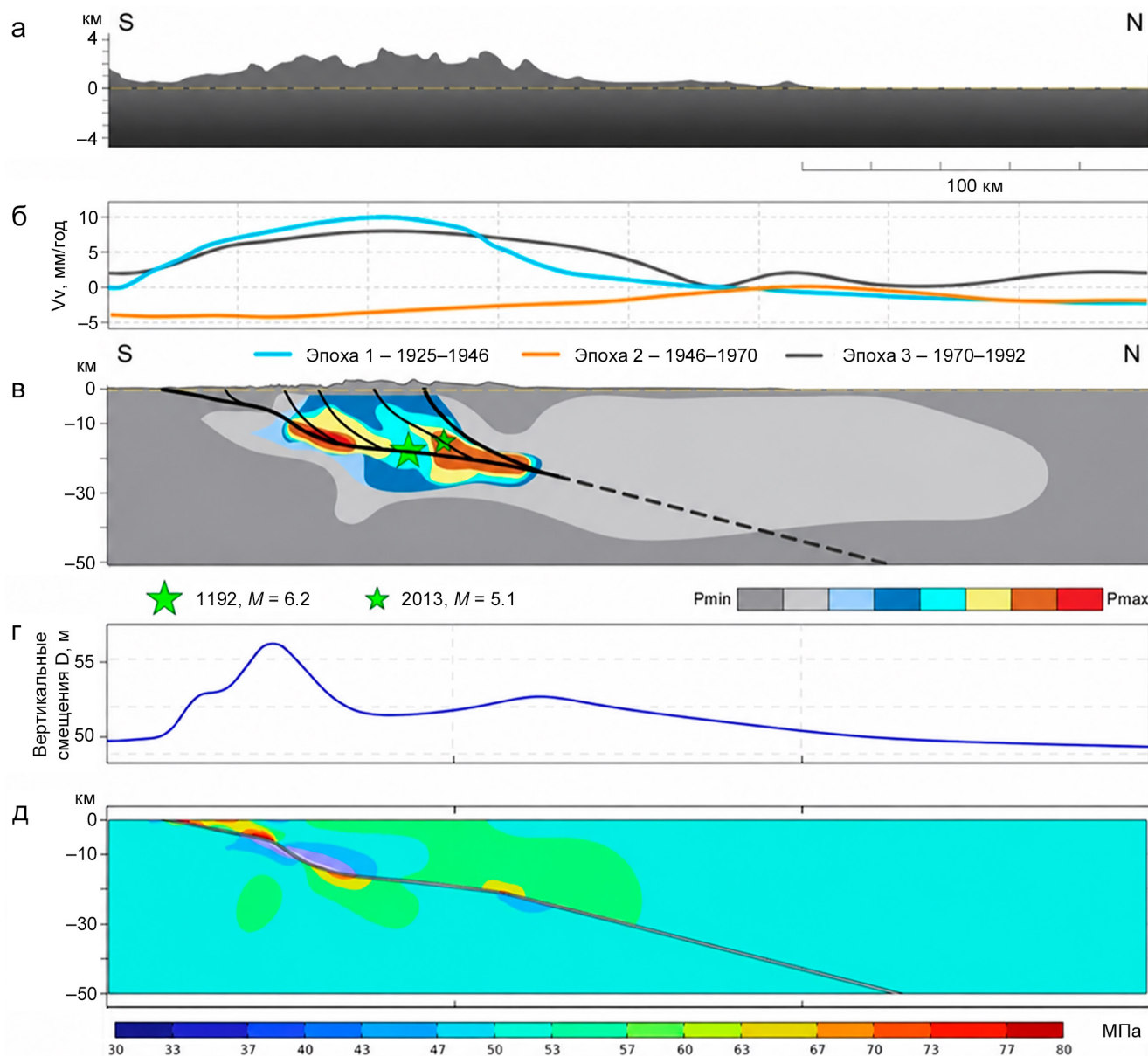


Рис. 6. Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

а – продольный профиль рельефа по разрезу; б – скорость вертикальных движений земной поверхности по данным нивелирования за три эпохи: 1925–1946, 1946–1970 и 1970–1992 гг. (Татаринов и др., 2024); в – относительная плотность сейсмических событий (условная шкала от максимума до минимума) (Tibaldi et al., 2020); штрих-пунктирная линия – предполагаемое глубинное продолжение разлома (Mosar et al., 2022); г – распределение вертикальных смещений по результатам численного моделирования; д – распределение интенсивности напряжений (МПа) в земной коре по результатам численного моделирования.

Fig. 6. Numerical modeling of the stress–strain state of the Earth’s crust in the Caucasus segment of the Alpine-Himalayan orogenic belt.

а – longitudinal topographic profile along the cross-section; б – rate of vertical crustal movements based on leveling data for three epochs: 1925–1946, 1946–1970, and 1970–1992 (Tatarinov et al., 2024); в – relative density of seismic events (conventional scale from maximum to minimum) (Tibaldi et al., 2020); штрих-пунктирная линия – предполагаемое глубинное продолжение разлома (Mosar et al., 2022); г – distribution of vertical displacements based on numerical modeling; д – distribution of stress intensity (MPa) in the crust based on numerical modeling results.

ний. Это позволяет предположить, что повторяемость сейсмических событий с магнитудами $M \geq 6.0$ оказывает существенное влияние на вертикальные

движения земной поверхности. Такие события могут вызывать кратковременное перераспределение напряженного состояния, дилатансию пород и по-

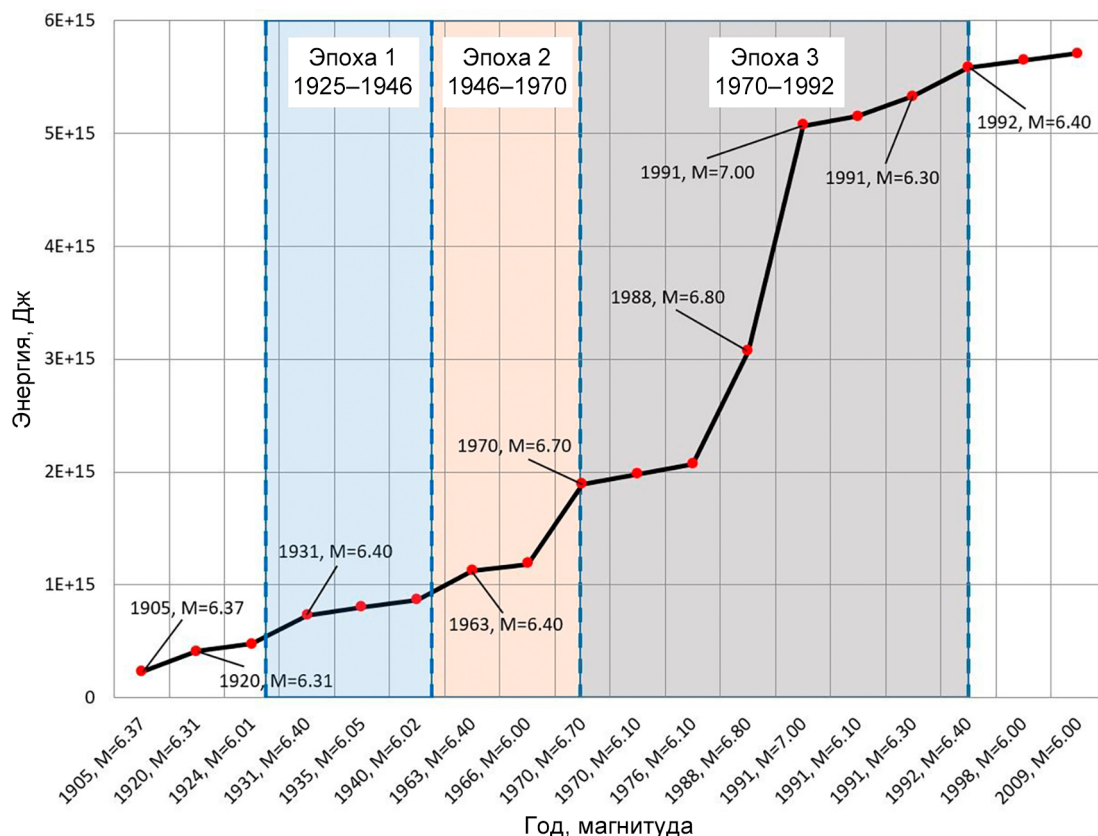


Рис. 7. Кумулятивная сейсмическая энергия Кавказского региона за 1925–1992 гг.

По оси ординат показано накопление сейсмической энергии (Дж), по оси абсцисс – годы. Красными точками обозначены события с магнитудой $M \geq 6.0$. График иллюстрирует ступенчатый характер накопления энергии и ее разрядки в виде сильных землетрясений. Разными цветами выделены три эпохи деформационной активности: эпоха 1 (1925–1946), эпоха 2 (1946–1970), эпоха 3 (1970–1992), соответствующие различным фазам тектонической переработки региона.

Fig. 7. Cumulative seismic energy in the Caucasus region for the 1925–1992.

The y-axis shows the accumulation of seismic energy (in Joules), and the x-axis shows the years. Red dots indicate events with magnitudes $M \geq 6.0$. The graph illustrates the stepwise character of energy accumulation and its release through major earthquakes. Three deformation epochs are highlighted by background colors: Epoch 1 (1925–1946), Epoch 2 (1946–1970), and Epoch 3 (1970–1992), corresponding to different phases of tectonic reworking in the region.

следующую реактивацию фронтальных разломов, что отражается в виде ускоренных поднятий в пределах активных тектонических зон. Таким образом, для Кавказского сегмента АГСП можно выделить связь между фазами накопления и разрядки упругой энергии и режимами вертикальных движений. Данная связь носит вероятностный характер, но представляется обоснованной в рамках анализа доступных геодезических и сейсмологических данных.

ВЫВОДЫ

Результаты численного моделирования, выполненного для Гималайского и Кавказского сегментов Альпийско-Гималайского складчатого пояса, позволяют провести комплексный сравнительный анализ тектонических сценариев и уточнить закономерности распределения напряженно-дефор-

мированного состояния в условиях фронтального сжатия, типичного для современных геодинамических условий рассматриваемых регионов. Несмотря на значительную пространственную разнесенность и индивидуальные особенности геологического строения, оба сегмента демонстрируют сходный механизм локализации напряжений и вертикальных смещений земной коры, что указывает на наличие универсальных геомеханических закономерностей в пределах АГСП.

Одним из ключевых результатов моделирования стало установление того факта, что максимальная концентрация девиаторных напряжений и накопление упругой энергии происходят в приразломных зонах на глубинах до 15 км. Эти зоны пространственно совпадают с очагами зарегистрированных сильных землетрясений и участками интенсифицированных вертикальных движений зем-

ной поверхности. Такое совпадение подтверждает, что именно прифронтальные зоны надвигов являются основными концентраторами тектонического напряжения, способными инициировать разрушительные сейсмические события. Сходная конфигурация полей напряжений в двух моделируемых регионах указывает на общность механизмов деформации в условиях межплитового сжатия.

Сравнительный анализ современных вертикальных движений, сейсмической активности и морфо-структурных характеристик показывает, что оба сегмента реагируют на накопление тектонической энергии сходным образом. В частности, в Кавказском сегменте предполагается взаимосвязь между фазами вертикальных поднятий и периодами повышенной сейсмической активности. Особенно показательна третья эпоха (1970–1992 гг.), когда наблюдалось резкое увеличение сейсмической энергии (включая землетрясение в Спитаке, M_w 6.8) (Татаринов и др., 2024). В Гималайском сегменте аналогичные закономерности зафиксированы при анализе событий 1934, 2015 гг. и межсейсмического накопления деформаций, зарегистрированного по данным ГНСС (Pandey et al., 1995; Li et al., 2019).

Таким образом, в обоих случаях в пределах фронтальной зоны орогена наблюдается последовательность: накопление упругой энергии – повышение вертикальных скоростей – высвобождение энергии в форме землетрясений – снижение градиентов деформаций и временная стабилизация геодинамического режима. Этот цикл, зафиксированный независимо для Кавказа и Гималаев, указывает на единую эволюционную модель тектонического перераспределения напряжений в континентальных коллизионных системах. При этом геометрия разломов, геомеханические свойства среды и величины внешнего тектонического нагружения могут определять локальные особенности, не изменяя общих закономерностей.

Отдельное внимание заслуживает тот факт, что, несмотря на различия в геодинамической обстановке (Гималаи формируются в результате столкновения Индийской и Евразийской плит, а Кавказ – Аравийской и Евразийской), деформационный ответ верхней коры оказывается сопоставимым. Это подтверждает гипотезу о доминирующей роли горизонтального сжатия и развитии фронтальных надвигов как универсального механизма переработки литосферы в условиях коллизионной тектоники. Также это позволяет использовать единые численные подходы к моделированию напряженно-деформированного состояния в различных частях АГСП. Таким образом совместное рассмотрение Кавказского и Гималайского сегментов АГСП позволяет выявить устойчивые закономерности геомеханического поведения орогенических структур и сопоставить процессы континентальной коллизии в различных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов В.В. (1962) Основные вопросы геотектоники. 2-е изд., перераб. М.: Гостеолтехиздат, 608 с.
- Зубков А.В. (2016) Закон формирования природного напряженного состояния земной коры. *Литосфера*, (5), 146–151.
- Кочарян Г.Г. (2016) Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 432 с.
- Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И. (2024) Математическое моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений. М.: РАН, Наука, 243 с.
- Омельченко В.Л. (2020) О глубинных разломах на Северном Кавказе. *Литосфера*, **20**(1), 130–142. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142>
- Татаринов В.Н., Кафтан В.И., Маневич А.И., Дзёбев Б.А., Дзеранов Б.В., Авдоница А.М., Лосев И.В., Королькова А.А. (2024) Новейшая тектоническая эволюция Кавказа: современные вертикальные движения и механизм деформирования земной коры. *Физика Земли*, (4), 76–99. <https://doi.org/10.31857/S0002333724040068>. EDN: FWTYBY
- Уфимцев Г.Ф. (2004) Тектонический рельеф Тибет-Гималаев. *Литосфера*, (2), 3–15.
- Шерман С.И., Семинский С.А., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусов В.А., Бабичев А.А. (1992) Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 258 с.
- Шолпо В.Н. (1978) Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 176 с.
- Allen M.B., Armstrong H.A. (2012) Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Geol. Magaz.*, **149**(5), 655–663.
- Avouac J.P., Meng L., Wei S., Wang T., Ampuero J.P. (2015) The 2015 Gorkha earthquake: A complex faulting event in the Himalaya. *Science*, **348**(6234), 769–774.
- Baptista M.A., Miranda J.M., Omira R. (2009) Evaluation of the tsunami hazard in the North East Atlantic region. *Natur. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**(1), 25–31.
- Bilham R. (2004) Earthquakes in India and the Himalaya: tectonics, geodesy and history. *Annals Geophys.*, **47**(2–3), 839–858. <https://doi.org/10.4401/ag-3338>
- Chadha R.K. (2023) An Mw 7.8 earthquake on 6 February 2023 on the East Anatolian Fault, Turkey. *J. Geol. Soc. India*, **99**, 449–453. <https://doi.org/10.1007/s12594-023-2331-z>
- Chaves E.J., Schwartz S.Y., Abercrombie R.E. (2020) Repeating earthquakes record fault weakening and healing in areas of megathrust postseismic slip. *Sci. Adv.*, **6**, eaaz9317
- Dewey J.F., Bird J.M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**(14), 2625–2647.
- Dey A.K., Jana N., Biswas R. (2025) Delineation of 3D crustal seismic structures beneath western Tibet and the Himalayan range using local earthquake tomography. *Seismica*, **4**(1). <https://doi.org/10.26443/seismica.v4i1.1453>
- Gautam D., Maghami M., Mahboubi H. (2018) Study of seasonal and long-term vertical deformation in Nepal based on GPS and GRACE observations. *Adv. Space Res.*, **61**(5), 1322–1333. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.11.041>

- Brown E.T., Hoek E. (1978) Trends in relations between measured in situ stresses with depth. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **15**(4), 211-215.
- Gunti S., Roy P., Narendran J., Pudi R., Muralikrishnan S., Vinod Kumar K., Subrahmanyam M., Israel Y., Satish Kumar B. (2022) Assessment of geodetic strain and stress variations in Nepal due to 25 April 2015 Gorkha earthquake: Insights from the GNSS data analysis and b-value. *Geod. Geodynam.*, **13**(3), 288-300. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.01.003>
- Gutscher M.-A. (2004) What caused the great Lisbon earthquake? *Science*, **305**(5688), 1247-1248. <https://doi.org/10.1126/science.1101351>
- Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D. (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.*, **102**(3-4), 121-158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D. (2018) The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, **744**, 484-498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Irmak T.S., Doğan B., Karakaş A. (2012) Source mechanism of the 23 October, 2011, Van (Turkey) earthquake ($M_w = 7.1$) and aftershocks with its tectonic implications. *Earth, Planets Space*, **64**, 991-1003. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.05.002>
- Li S., Wang Q., Chen G., He P., Ding K., Chen Y., Zou R. (2019) Interseismic coupling in the central Nepalese Himalaya: Spatial correlation with the 2015 M_w 7.9 Gorkha earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 3893-3911. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02121-7>
- Mosar J., Mauvilly J., Koiava K., Gamkrelidze I., Enna N., Lavrishev V., Kalbergueva V. (2022) Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia-Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt. *Marine Petrol. Geol.*, **140**, 105630. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105630>
- O'Brien P.J. (2001) Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples. *Phys. Earth Planet. Int.*, **127**(1-4), 277-291. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00232-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00232-1)
- Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.-P., Lavé J., Massot J.P. (1995) Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, **22**(7), 751-754. <https://doi.org/10.1029/94GL02971>
- Qiu Y., Fang L., Liu J. et al. (2023) Two unconnected low-velocity zones in the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan Block revealed with high-resolution ambient noise tomography. *Pure Appl. Geophys.*, **180**, 1015-1035. <https://doi.org/10.1007/s00024-023-03245-7>
- Reilinger R. et al. (2006) GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone. *Geophys. J. Int.*, **165**(3), 971-989.
- Sapkota S.N., Bollinger L., Perrier F. (2016) Fatality rates of the $M_w \sim 8.2$, 1934, Bihar-Nepal earthquake and comparison with the April 2015 Gorkha earthquake. *Earth, Planets Space*, **68**, Article 40. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0416-2>
- Schellart W.P., Chen Z., Strak V. et al. (2019) Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics. *Nat. Commun.*, **10**, 4480. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9>
- Sheorey P.R. (1994) A theory for in situ stresses in isotropic and transversely isotropic rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomechan. Abstr.*, **31**(1), 23-34. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(94\)92312-4](https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)92312-4)
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**(1-2), 17-33.
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., Bonali F.L., Russo E., Kadirov F., Yetirmishli G., Kazimova S. (2020) Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus. *J. Asian Earth Sci.*, **188**, 104108. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.104108>
- Uchida N., Bürgmann R. (2019) Repeating earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **47**, 305-332. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060119>

REFERENCES

- Allen M.B., Armstrong H.A. (2012) Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Geol. Magaz.*, **149**(5), 655-663.
- Avouac J.P., Meng L., Wei S., Wang T., Ampuero J.P. (2015) The 2015 Gorkha earthquake: A complex faulting event in the Himalaya. *Science*, **348**(6234), 769-774.
- Baptista M.A., Miranda J.M., Omira R. (2009) Evaluation of the tsunami hazard in the North East Atlantic region. *Natur. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**(1), 25-31.
- Belousov V.V. (1962) Basic issues of geotectonics. 2nd ed., rev. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 608 p. (In Russ.)
- Bilham R. (2004) Earthquakes in India and the Himalaya: tectonics, geodesy and history. *Annals Geophys.*, **47**(2-3), 839-858. <https://doi.org/10.4401/ag-3338>
- Chadha R.K. (2023) An Mw 7.8 earthquake on 6 February 2023 on the East Anatolian Fault, Turkey. *J. Geol. Soc. India*, **99**, 449-453. <https://doi.org/10.1007/s12594-023-2331-z>
- Chaves E.J., Schwartz S.Y., Abercrombie R.E. (2020) Repeating earthquakes record fault weakening and healing in areas of megathrust postseismic slip. *Sci. Adv.*, **6**, eaaz9317
- Dewey J.F., Bird J.M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**(14), 2625-2647.
- Dey A.K., Jana N., Biswas R. (2025) Delineation of 3D crustal seismic structures beneath western Tibet and the Himalayan range using local earthquake tomography. *Seismica*, **4**(1). <https://doi.org/10.26443/seismica.v4i1.1453>
- Gautam D., Maghami M., Mahboubi H. (2018) Study of seasonal and long-term vertical deformation in Nepal based on GPS and GRACE observations. *Adv. Space Res.*, **61**(5), 1322-1333. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.11.041>
- Brown E.T., Hoek E. (1978) Trends in relations between measured in situ stresses with depth. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **15**(4), 211-215.
- Gunti S., Roy P., Narendran J., Pudi R., Muralikrishnan S., Vinod Kumar K., Subrahmanyam M., Israel Y., Satish Kumar B. (2022) Assessment of geodetic strain and stress variations in Nepal due to 25 April 2015 Gorkha earthquake: Insights from the GNSS data analysis and

- b-value. *Geod. Geodynam.*, **13**(3), 288-300. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.01.003>
- Gutscher M.-A. (2004) What caused the great Lisbon earthquake? *Science*, **305**(5688), 1247-1248. <https://doi.org/10.1126/science.1101351>
- Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D. (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.*, **102**(3-4), 121-158. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D. (2018) The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, **744**, 484-498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Imak T.S., Doğan B., Karakaş A. (2012) Source mechanism of the 23 October, 2011, Van (Turkey) earthquake ($M_w = 7.1$) and aftershocks with its tectonic implications. *Earth, Planets Space*, **64**, 991-1003. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.05.002>
- Kocharyan G.G. (2016) Geomechanics of Faults. Moscow, GEOS Publ., 432 p. (In Russ.)
- Li S., Wang Q., Chen G., He P., Ding K., Chen Y., Zou R. (2019) Interseismic coupling in the central Nepalese Himalaya: Spatial correlation with the 2015 M_w 7.9 Gorkha earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 3893-3911. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02121-7>
- Morozov V.N., Tatarnikov V.N., Kolesnikov I.Yu., Manevich A.I. (2024) Mathematical modeling of the stress-strain state in epicentral zones of large crustal earthquakes. Moscow, Nauka Publ., 243 p. (In Russ.)
- Mosar J., Mauvilly J., Koiava K., Gamkrelidze I., Enna N., Lavrishev V., Kalberguenova V. (2022) Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia-Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt. *Marine Petrol. Geol.*, **140**, 105630. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105630>
- O'Brien P.J. (2001) Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples. *Phys. Earth Planet. Int.*, **127**(1-4), 277-291. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00232-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00232-1)
- Omel'chenko V.L. (2020) On deep faults in the North Caucasus. *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 130-142. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142>
- Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.-P., Lavé J., Massot J.P. (1995) Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, **22**(7), 751-754. <https://doi.org/10.1029/94GL02971>
- Qiu Y., Fang L., Liu J. et al. (2023) Two unconnected low-velocity zones in the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan Block revealed with high-resolution ambient noise tomography. *Pure Appl. Geophys.*, **180**, 1015-1035. <https://doi.org/10.1007/s00024-023-03245-7>
- Reilinger R. et al. (2006) GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone. *Geophys. J. Int.*, **165**(3), 971-989.
- Sapkota S.N., Bollinger L., Perrier F. (2016) Fatality rates of the $M_w \sim 8.2$, 1934, Bihar-Nepal earthquake and comparison with the April 2015 Gorkha earthquake. *Earth, Planets Space*, **68**, Article 40. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0416-2>
- Schellart W.P., Chen Z., Strak V. et al. (2019) Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics. *Nat. Commun.*, **10**, 4480. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9>
- Sheorey P.R. (1994) A theory for in situ stresses in isotropic and transversely isotropic rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomechan. Abstr.*, **31**(1), 23-34. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(94\)92312-4](https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)92312-4)
- Sherman S.I., Seminskii S.A., Bornyakov S.A., Buddo V. Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A. (1992) Faulting in the lithosphere: shear zones. Novosibirsk, Nauka Publ., 258 p. (In Russ.)
- Sholpo V.N. (1978) Alpine geodynamics of the Greater Caucasus. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russ.)
- Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**(1-2), 17-33.
- Tatarinov V.N., Kaftan V.I., Manevich A.I., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Avdonina A.M., Losev I.V., Korol'kova A.A. (2024) Recent tectonic evolution of the Caucasus: modern vertical movements and crustal deformation mechanisms. *Phys. Solid Earth*, (4), 76-99. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0002333724040068>
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., Bonali F.L., Russo E., Kadirov F., Yetirmishli G., Kazimova S. (2020) Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus. *J. Asian Earth Sci.*, **188**, 104108. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>
- Uchida N., Bürgmann R. (2019) Repeating earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **47**, 305-332. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060119>
- Ufimtsev G.F. (2004) Tectonic relief of Tibet-Himalayas. *Lithosphere (Russia)*, (2), 3-15. (In Russ.)
- Zubkov A.V. (2016) The law of natural stress formation in the Earth's crust. *Lithosphere (Russia)*, (5), 146-151. (In Russ.)