

УДК 550.34,550.21.534.11

DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003

Оригинальная статья

Глубинное строение, сейсмичность, тектоника северного фланга Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (Северная Осетия) в рамках единой кинематической модели на базе новых геофизических данных

А.В. Горбатиков¹, В.Б. Заалишвили², Ю.В. Харазова¹,
М.Ю. Степанова¹, В.К. Мильков^{3, 4}, А.П. Миронов^{3, 4},
Х.М. Хубаев⁴, Д.А. Мельков², А.С. Кануков², З.В. Абаева²,
Г.В. Шманатов², А.Ф. Габараев², М.О. Ревазов²

¹Институт физики Земли РАН им. О. Ю. Шмидта,

Россия, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1;

²Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук,

Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а;

³Государственный Астрономический Институт имени П.К. Штернберга МГУ,

Россия, 119234, пр. Университетский, д.13, Москва;

⁴Владикавказский научный центр Российской академии наук (КНИО ВНЦ РАН),

Россия, 363110, РСО-Алания, Пригородный район, с. Михайловское, ул. Вильямса, 1

e-mail: avgor70@mail.ru

Статья поступила: 18.07.00.2023, доработка: 01.09.2023, принята к публикации: 08.09.2023

Резюме: Актуальность работы. Исследование глубинного строения в контактных зонах литосферных блоков в сопоставлении с сейсмичностью и регистрируемыми современными движениями имеет важнейшее значение для правильного понимания геодинамических процессов. Кавказская коллизионная зона характеризуется высокой геодинамической и тектонической активностью и сейсмичностью. Формирование тектонической структуры горно-складчатого сооружения Кавказа (далее – Кавказа) связано, в первую очередь, с напряжениями субгоризонтального сжатия, ориентированными, в общем, вкрест простирания и на современном этапе развития такие напряжения играют определяющую роль. С целью представления тектонического процесса в рамках единой кинематической модели была поставлена задача объединения структур Большого Кавказа, Осетинской впадины и Сунженского хребта единым глубинным геофизическим разрезом. **Методы.** Для построения структур Большого Кавказа, Осетинской впадины и Сунженского хребта единым глубинным геофизическим разрезом был применён метод микросейсмического зондирования (ММЗ). **Результаты.** Предложена кинематическая схема тектонических движений, которая позволяет объяснить наличие в тектонической зоне северной моноклинали Кавказа серии падающих на север надвигов и взбросов. При коллизии складчато-глыбового горного сооружения Кавказа и Скифской плиты верхний слой 8-11 км надвигается на Кавказ быстрее, проскальзывая по контакту 8-11 км, и создает листрику Владикавказского разлома. Сдвиг идет по поверхности фундамента, что объясняет сейсмичность, приуроченную к границе фундамент-осадки на глубине около 10 км. В районе Владикавказского разлома при столкновении с консолидированным приподнятым массивом Кавказа происходит процесс выпучивания осадочной толщи. Сунженский хребет является промежуточной складкой этого процесса. Зафикси-

рованное спутниковыми геодезическими измерениями более быстрое поднятие бортов Владикавказского разлома по сравнению с его центральной частью объясняется тем, что для южной ветви разлома это связано с задирием осадочного толща при столкновении с приподнятым глыбовым фронтом Кавказа. Над северной ветвью разлома формируется независимый фронт поднятия.

Ключевые слова: глубинное строение, микросейсмическое зондирование, кинематическая модель, сейсмичность, Кавказская коллизионная зона, Сунженский хребет.

Благодарности: Исследования выполнены при частичной поддержке гранта РФФИ №21-55-46007 СТ_а.

Для цитирования: Горбати́ков А. В., Заалишвили В. Б., Харазова Ю. В., Степанова М. Ю., Милу́ков В. К., Миронов А. П., Хубаев Х. М., Мельков Д. А., Кануков А. С., Абаева З. В., Шманатов Г. В., Габараев А. Ф., Ревазов М. О. Глубинное строение, сейсмичность, тектоника северного фланга Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (Северная Осетия) в рамках единой кинематической модели на базе новых геофизических данных. *Геология и геофизика Юга России*. 2023. 13(3): 33-48. DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003.

GEOPHYSICS

DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003

Original paper

Deep structure, seismicity, tectonics of the northern flank of the Greater Caucasus and the Terek-Caspian trough (North Ossetia) within the framework of a unified kinematic model based on new geophysical data

A.V. Gorbatikov¹, V.B. Zaalishvili², Yu.V. Kharazova¹,
M.Yu. Stepanova¹, V.K. Milyukov^{3, 4}, A.P. Mironov^{3, 4},
Kh.M. Khubaev⁴, D.A. Melkov², A.S. Kanukov², Z.V. Abaeva²,
G.V. Shmanatov², A.F. Gabaraev², M.O. Revazov²

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
10/1 Bolshaya Gruzinskaya, Moscow 123242, Russian Federation;

²Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Centre, Russian Academy of Sciences,
93a Markova Str., Vladikavkaz, 362002, Russian Federation;

³Sternberg Astronomical Institute, Moscow State University,
13 Universitetsky pr., Moscow, 119234, Russian Federation;

⁴Vladikavkaz Scientific Centre, Russian Academy of Sciences,
1 Williams str., Prigorodny district, Mikhailovskoye village 363110, Russian Federation,
e-mail: avgor70@mail.ru

Received: 18.07.2023, revised: 01.08.2023, accepted: 08.09.2023

Abstract: Relevance. The study of the depth structure in the contact zones of lithospheric blocks in comparison with seismicity and recorded recent movements is of utmost importance for the correct understanding of geodynamic processes. The Caucasian collision zone is characterized by high geodynamic and tectonic activity and seismicity. The formation of the tectonic structure of the Caucasus mountain-fold structure (hereinafter referred to as the Caucasus) is primarily associated with subhorizontal compression stresses oriented, in general, across the strike, and at the present stage of development such stresses play a determining role. In order to represent the tectonic process within the framework of a unified kinematic model, the goal was set to unite

the structures of the Greater Caucasus, the Ossetian Depression and the Sunzhensky Ridge by a single deep geophysical section. **Methods.** The method of microseismic sounding was applied to build the structures of the Greater Caucasus, the Ossetian Depression and the Sunzhensky Ridge as a single deep geophysical section. **Results.** A kinematic scheme of tectonic movements is proposed, which allows to explain the presence of a series of northward-dipping thrusts and thrusts in the tectonic zone of the northern monocline of the Caucasus. During collision of the fold-and-boulder mountain structure of the Caucasus and the Scythian plate, the upper 8-11 km layer thrusts faster into the Caucasus, slipping across the 8-11 km contact, and creates the listric of the Vladikavkaz fault. The thrusting is along the basement surface, which explains the seismicity confined to the basement-sediment boundary at a depth of about 10 km. In the vicinity of the Vladikavkaz fault, the sedimentary strata is bulging as it collides with the consolidated uplifted massif of the Caucasus. The Sunzhensky Ridge is an intermediate fold of this process. The faster uplift of the sides of the Vladikavkaz fault as compared to its central part recorded by satellite geodetic measurements is explained by the fact that for the southern branch of the fault it is associated with the bulging of the sedimentary strata during collision with the uplifted clastic front of the Caucasus. An independent uplift front is formed above the northern branch of the fault.

Keywords: deep structure, microseismic sounding, kinematic model, seismicity, Caucasian collision zone, Sunzhensky Ridge.

Acknowledgments: The research was carried out with partial support from the Russian Foundation for Basic Research, grant No. 21-55-46007 ST_a.

For citation: Gorbatikov A.V., Zaalishvili V.B., Kharazova Yu.V., Stepanova M.Yu., Milyukov V.K., Mironov A.P., Khubaev Kh.M., Melkov D.A., Kanukov A.S., Abaeva Z.V., Shmanatov G.V., Gabaraev A.F., Revazov M.O. Deep structure, seismicity, tectonics of the northern flank of the Greater Caucasus and the Terek-Caspian trough (North Ossetia) within the framework of a unified kinematic model based on new geophysical data. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2023. 13(3): 33-48. DOI: 10.46698/VNC.2023.44.73.003.

Введение

Исследование глубинного строения в контактных зонах литосферных блоков в сопоставлении с сейсмичностью и регистрируемыми современными движениями имеет важнейшее значение для правильного понимания геодинамических процессов.

Кавказская коллизионная зона характеризуется высокой геодинамической и тектонической активностью и сейсмичностью. Исследования неотектонических напряжений показывают, что формирование тектонической структуры Кавказа связано в первую очередь с напряжениями субгоризонтального сжатия, ориентированными в общем вкрест простирания [Сим, 2022]. Изучение механизмов очагов землетрясений региона свидетельствует о том, что и на современном этапе развития такие напряжения играют определяющую роль [Heidbach, 2016; Стогний и др., 2022, 2023].

Поскольку сейсмичность распространяется не только на область Большого Кавказа, но и на область его сочленения со Скифской плитой, очевидно, они объединены единым тектоническим сложно построенным процессом. В этой связи попробуем рассмотреть в рамках единой модели строение и тектонику северного фланга Большого Кавказа, Осетинской впадины и Сунженского хребта.

Складчатость и надвиг в осадочном чехле Сунженской антиклинальной зоны образовались в плиоцен-четвертичное время в обстановке меридионального сжатия на фоне вертикальных движений [поднятия Терско-Сунженской зоны и Большого Кавказа и погружения предгорных впадин] и в результате активизации Пшекиш-Тырныаузской разломной зоны, поставлявшей глубинное тепло и флюиды, приводившие к увеличению объема и пластичности глинистых и соленосных толщ [Короновский, 1990].

В конце миоцена – среднем плиоцене полоса северной моноклинали Большого Кавказа восточнее Коринского выступа подверглась довольно интенсивным склад-

чато-надвиговым деформациям. Общее падение мезо-кайнозойских толщ к северу осложнилось несколькими запрокинутыми к югу антиклинальными складками, крылья которых срезаются системой довольно пологих надвигов с общим смещением масс к югу, т. е. от краевого прогиба в сторону поднятия Большого Кавказа, придающими всей структуре чешуйчатый характер. По наблюдениям Е.Е. Милановского в бассейнах Гизельдона, Терека и Камбилеевки разломы становятся круче и приобретают характер взбросов, обнаруживаются отчетливые признаки их развития в течение всего антропогена [Милановский, 1968].

Сходные по кинематике структуры, но значительно меньшей амплитуды, развиваются вплоть до настоящего времени вдоль южной ветви Владикавказского разлома, служащего границей между горным сооружением Кавказа и Осетинской впадиной Терско-Каспийского прогиба. Эта ветвь разлома была прослежена на востоке от р. Камбилеевка до р. Гизельдон [Милановский, 1968] и на запад до р. Ардон [Овсяченко, 2008]. Севернее были выделены еще 2 ветви разлома, а общая ширина разломной зоны составила 5-7 км. Северная ветвь характеризуется как взброс с опущенным северным крылом. Палеосейсмогеологические исследования выявили активные разрывы [преимущественно крутые взбросы] на всех ветвях разломной зоны [Овсяченко, 2011].

Ранее здесь уже проводились сейсморазведочные работы с использованием методов ГСЗ и МОВ ОГТ [Краснопевцева, 1970; Летавин и др., 1975; Коновалов, 1987]. В частности, были получены глубинные границы по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани [Краснопевцева, 1970]: Мохоровичича, Конрада, поверхность «гранитного» слоя, преломляющая граница, которая в северной части Предкавказья соответствует поверхности палеозойского фундамента, а в Осетинской впадине близка к поверхности подсолевых верхнеюрских или ниже-среднеюрских терригенных отложений, а также выделены разломы в кровле меловых отложений по данным МОВ ОГТ [Государственная геологическая карта [Геологический разрез по линии А₁-А₃], 2021].

Несмотря на значительный объем работ и обширное покрытие территории исследования, МОВ ОГТ не позволило получить надежную информацию о строении глубже, чем 4-5 км, а ГСЗ не дало достаточного латерального разрешения выделяемых структур. В этой связи нами была поставлена задача повторно пройти региональный профиль, объединяющий северный фланг Большого Кавказа, Осетинскую впадину и Сунженский хребет, альтернативным методом пассивной сейсморазведки.

Метод исследования

Для изучения глубинной структуры земной коры был применён метод микросейсмического зондирования [ММЗ] [Горбатилов и др., 2008]. Это дифференциальный амплитудный метод. Удобство его применения заключается в том, что измерения выполняются по принципу «отдельной станцией» последовательно в точках профиля. Теоретические основы ММЗ обсуждаются в [Горбатилов, Цуканов, 2011; Цуканов, Горбатилов 2015; Яновская, 2017].

В качестве зондирующего сигнала используются фоновые микросейсмические колебания с частотой $f < 1$ Гц. ММЗ базируется на ряде предположений, касающихся

зондирующего излучения:

- генерация микросейсм происходит в дальней от наблюдателя зоне, регистрируемое микросейсмическое поле является результатом интерференции волн разных типов, оно носит случайный характер;

- в микросейсмическом поле по энергии преобладают волны поверхностного типа; вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея [наличие высших мод минимально];

- среда, в которой распространяются микросейсмические волны, влияет на формирование и распределение их спектральных характеристик; к модели среды не предъявляется требование локальной горизонтальной слоистости, она может иметь вертикальные границы и неоднородности.

Информативным параметром является степень искажения спектров исходного микросейсмического поля при его рассеянии на скоростных неоднородностях. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из пространственного распределения искажений спектра исходного поля, фиксируемого на земной поверхности, и частоты, на которой эти искажения проявляются в максимальной степени.

В работе [Горбатиков, Цуканов, 2011] на разработанном комплексе программ проведены расчеты влияния заглубленных включений на пространственное распределение спектра мощности поля поверхностных волн Рэлея. Рассмотрены включения различной формы, размеров, глубины залегания и скоростного контраста по отношению к вмещающей среде, но при этом рассмотрение ограничено случаями с неизменным значением коэффициента Пуассона в самой неоднородности и во вмещающей среде. Показано, что амплитудная реакция не чувствительна к форме скоростного включения, если его размеры не превышают $\lambda/4$, где λ – длина фундаментальной моды волны Рэлея, соответствующая глубине залегания. При этом возможно обнаружить присутствие включения и определить знак его скоростного контраста. В терминах глубин, используя коэффициент глубинной привязки, можно утверждать, что изображения двух неоднородностей со скоростными контрастами одного знака должны сливаться, если расстояние по горизонтали между ними составляет половину глубины их залегания или менее.

Основные закономерности формирования сигнала в ММЗ, полученные на численной модели, находятся в хорошем соответствии с результатами полевых экспериментов. Однако в ряде натурных экспериментальных наблюдений было обнаружено, что полученные изображения не соответствуют результатам описанной серии численных расчетов. Это относится к возможности раздельного наблюдения двух субвертикальных структур на глубинах, где, в соответствии с расчетами, изображения должны сливаться в одно, то есть, наблюдается “сверхразрешение”. Обнаруженное несоответствие между результатами расчетов и экспериментов потребовало проведения дополнительного исследования, в ходе которого было показано, что данный эффект может наблюдаться, если коэффициент Пуассона материала включения приближается к нулевому значению [Цуканов, Горбатиков, 2015]. В природных условиях это может означать наличие во включении развитой микротрещинноватости либо повышенной пористости.

Согласно численным экспериментам [Горбатилов, Цуканов, 2011], разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $[0.25 \div 0.3] \lambda$, где λ – эффективная зондирующая длина волны. В соответствии с указанной работой, разрешение по вертикали можно оценить, как $[0.25 \div 0.3] \lambda$, где λ – эффективная длина волны для средней глубины между неоднородностями. Близкую оценку разрешения по вертикали можно также получить по результатам аналитического подхода [Яновская, 2017]. В работе [Горбатилов, Цуканов, 2011] показано, что обнаружить присутствие изолированной малой неоднородности возможно, даже если ее размеры меньше длины волны в 10 и более раз.

Методика проведения полевых измерений сводится к накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени последовательно от точки к точке вдоль профиля одним или несколькими переносными датчиками. Одновременно регистрируется микросейсмический сигнал на опорной точке в пределах исследуемого полигона. Коррекция на нее выполняется для устранения эффекта нестационарности зондирующего микросейсмического сигнала. В зависимости от поставленной задачи возможно проведение как профильной, так и площадной съемки.

ММЗ позволяет построить разрез локальных скоростных пространственных вариаций по отношению к некоторой средней региональной скоростной модели, которая либо берется из независимых источников, либо оценивается независимо от ММЗ с помощью активных или пассивных сейсмологических методов. Степень отклонения от региональной скоростной модели выражается в децибелах и определяется согласно тоновой шкале. Известно, что дисперсионная кривая, рассчитанная по горизонтально слоистой скоростной модели, ведет себя достаточно устойчиво по отношению даже к значительным вариациям скоростей в слоях исходной модели, с чем связана неединственность решения обратной задачи строения на основе измерения дисперсионной картины, что отмечается многими исследователями. Обратим внимание, что ММЗ позволяет получить разрез в параметрах вариаций скоростей по отношению к региональной скоростной модели, но при этом в процедуре ММЗ используется лишь дисперсионная кривая, соответствующая этому скоростному разрезу. Саму скоростную модель разреза можно при этом не определять, но любая выбранная региональная скоростная модель должна обеспечивать именно ту дисперсионную кривую, которая принята в расчет.

Исходные данные

В соответствии с поставленной задачей был пройден профиль по методу микросейсмического зондирования, представленный на рис. 1. Этот профиль является продолжением более длинного профиля в Осетинском секторе, начинающегося у г. Цхинвал, и пересекающего весь Большой Кавказ в меридиональном направлении. Результаты исследований вдоль большого профиля представлены в работе [Горбатилов и др., 2015]. Предмет нашего анализа в данной публикации – это продолжение большого профиля на север через Осетинскую впадину и Сунженский хребет до с. Эльхотово.

Общая длина анализируемого участка профиля составляет 65 км, пространственный шаг между пунктами измерений в среднем составляет 500 м. По получен-

ным точкам построен разрез по технологии ММЗ до глубины 45 км.

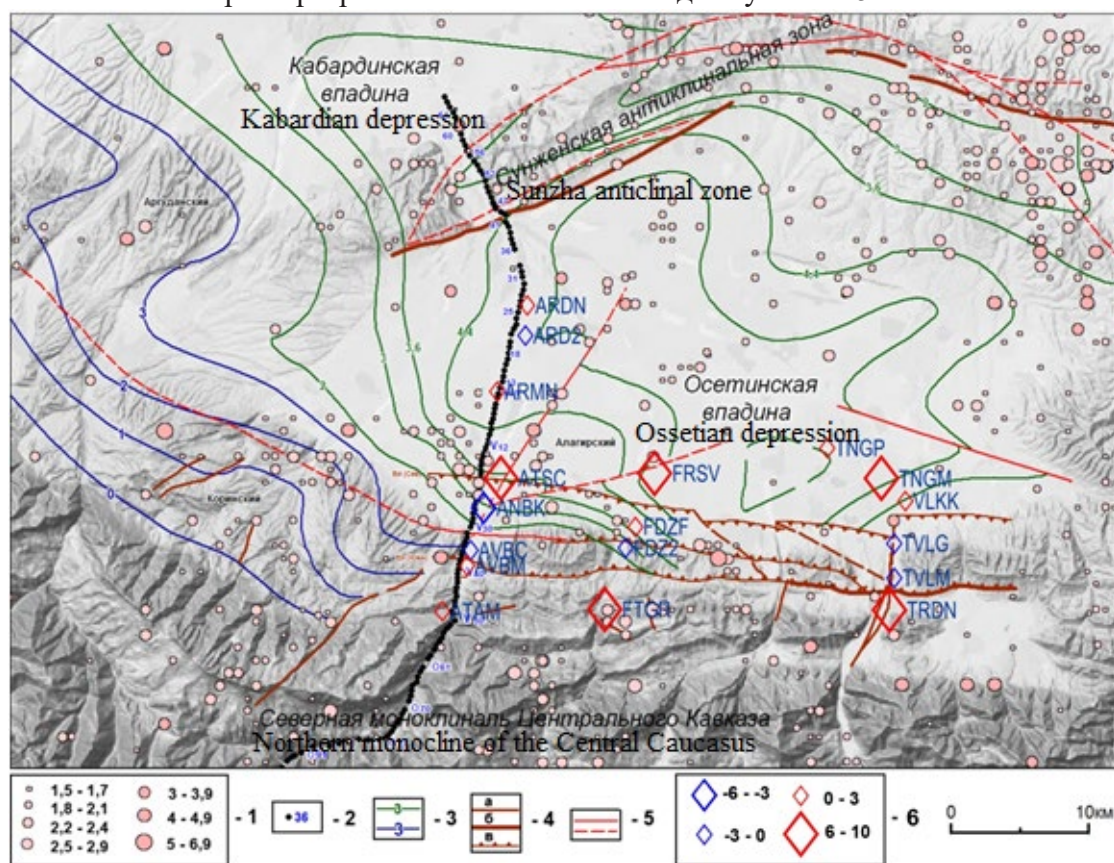


Рис. 1. Схема расположения предгорной части Осетинского профиля ММЗ.

1 – эпицентры землетрясений соответствующих магнитуд. Круги более светлого оттенка – по (Электронный каталог) с 2003г., более темного – по (Специализированный каталог) (до 2003г.); 2 – пикеты профиля ММЗ; 3 – изолинии глубины поверхности меловых по (Коновалов, 1987) и юрских отложений [Летавин и др., 1975] и их значения в км (подписаны названия структурных выступов по поверхностям этих отложений – Аргуданский, Коринский, Алагирский); 4 – выходы разломов на поверхность: а – второстепенных, б – активных разломов по (Карта активных разломов Евразии http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html), в – ветви Владикавказского разлома [Овсяченко, 2011]; 5 – разломы на поверхности меловых отложений (Государственная геологическая карта. Тектоническая схема, 2021); 6 – вертикальные скорости смещений ГНСС-станций относительно эллипсоида WGS84, мм/год /

Fig. 1. Layout of the foothill part of the Ossetian profile of the MMZ.

1 – epicenters of earthquakes of corresponding magnitudes. Mugs of a lighter shade – according to (Electronic catalogue) since 2003, darker – according to (Specialized catalogue) (until 2003); 2 – MMZ profile pickets; 3 – isolines of the depth of the surface of Cretaceous (Konovalov, 1987) and Jurassic deposits [Letavin et al., 1975] and their values in km (the names of structural protrusions on the surfaces of these deposits are signed – Argudansky, Korinsky, Alagirsky); 4 – exposures of faults to the surface: a – minor, b – active faults according to (Map of active faults of Eurasia http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html), c – branches of the Vladikavkaz fault [Ovsyuchenko, 2011]; 5 – faults on the surface of Cretaceous deposits (State geological map. Tectonic scheme, 2021); 6 – vertical displacement rates of GNSS stations relative to the WGS84 ellipsoid, mm/year

Результаты

Разрез по ММЗ показан на рис. 2. Он представляет собой поле вариаций скоростей сдвиговых сейсмических волн относительно сглаженной региональной модели. Желтыми и красными цветами обозначены зоны относительного понижения

скоростей, синими цветами обозначены зоны относительного повышения скоростей. Серые цвета означают, что в этих местах скорости близки к сглаженной скоростной модели. Шкала отклонений скоростей от модели представлена на рисунке справа и выражается в дБ. Отметим, что один и тот же цвет на разных глубинах может означать различные по абсолютной величине скорости, поскольку сглаженная региональная скоростная модель имеет различные скорости на разных глубинах. Используемая региональная модель приводится в работе [Горбатилов и др., 2015].

Отметим несколько особенностей полученного разреза. Так на границе горного сооружения и Осетинской впадины хорошо различается листрическая структура, соответствующая южной ветви Владикавказского разлома. Она имеет относительно низкие скорости сдвиговых волн, что согласуется с раздробленностью этой зоны. Под Северным склоном Кавказа выделяется крупное низкоскоростное тело с кровлей приблизительно на глубине 10 км, которое, как мы считаем, связано с причиной горообразования и обсуждается в работе [Горбатилов и др., 2015].

Обсуждение

На разрезе ММЗ (рис. 2) видно, что зона Сунженского хребта выделяется пониженной скоростью на всю глубину земной коры, что согласуется с представлениями Н.В. Короновского [Короновский, 1990].

Этим фактом подтверждается наличие под ней широкой разломной зоны палеозойского заложения, сохраняющей некоторую современную активность. Решить вопрос о роли вертикальных движений в процессе формирования складчатости по данному разрезу не представляется возможным. Можно только отметить, что отчетливые области пониженной скорости чехла в северо-западном крыле антиклинали имеют тенденцию к опусканию от 8 до 10 км. С другой стороны, по данным ГСЗ в этом месте не выделяется отчетливой разломной зоны, однако на севере разреза границы Конрада и Мохо перестают прослеживаться, а отражающие площадки в гранитном слое на глубине 24-26 км (рис. 2) сильно варьируют по глубине, свидетельствуя о значительной неровности границы.

Сейсмичность района (см. рис. 2) распадается по своим пространственно-энергетическим характеристикам на три отчетливые группы. Каждая из этих групп почти строго соответствует выделенным по ММЗ зонам глубинного строения. 1) Сейсмичность под глыбовым массивом Большого Кавказа характеризуется достаточно случайным разбросом глубин гипоцентров в диапазоне примерно от -2 до -25 км. 2) Сейсмичность под Осетинской впадиной характеризуется достаточно компактной приуроченностью к линии фундамента (предположительно древнего байкальского) на глубине 10-13 км. 3) Сейсмичность под Сунженским хребтом характеризуется существенно более низкой интенсивностью по сравнению с двумя предыдущими зонами. Причем ослабление происходит резко при переходе через субвертикальную высокоскоростную границу при движении с юга на север.

Необходимо отметить несколько обстоятельств, связанных со строением и современными движениями, которые будет важно рассмотреть в их совокупности при формулировании кинематической тектонической схемы в районе исследований:

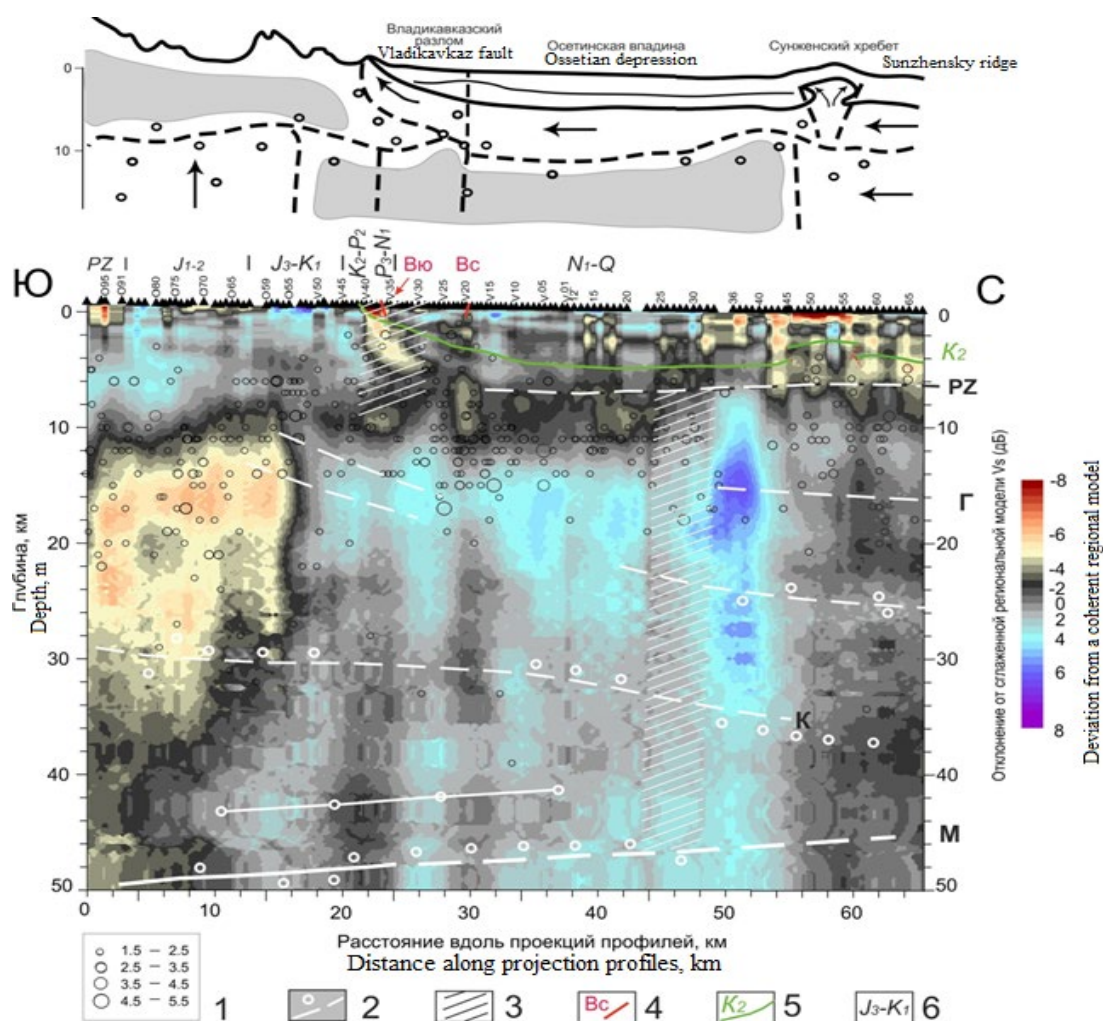


Рис. 2. Глубинный разрез ММЗ по Осетинскому профилю (Северного склона Кавказа, Осетинской впадины и Сунженского хребта).

1 – Проекции очагов землетрясений соответствующих магнитуд в полосе 70 км западнее и восточнее линии профиля. 2 – Глубинные границы, полученные по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани (Краснопевцева, 1970): М – Мохоровичича, К – Конрада, Г – поверхность «гранитного» слоя, PZ – преломляющая граница, которая в северной части Предкавказья соответствует поверхности палеозойского фундамента, а в Осетинской впадине близка к поверхности подсолевых верхнеюрских или нижне-среднеюрских терригенных отложений; 3 – разломы по тем же данным; 4 – выходы северной и южной ветвей Владикавказского разлома на поверхность (Овсюченко, 2011). 5 – Кровля меловых отложений по данным МОВ ОГТ (Государственная геологическая карта. (Геологический разрез по линии А₁-А₃), 2021; Коновалов, 1987). 6 – Области выхода на поверхность отложений соответствующего геологического возраста (Государственная геологическая карта, 2021) /

Fig. 2. Depth section of the MMZ along the Ossetian profile (Northern slope of the Caucasus, Ossetian depression and Sunzhensky ridge).

1 – Projections of earthquake sources of corresponding magnitudes in a strip of 70 km west and east of the profile line. 2 – Deep boundaries obtained from the profile of the Stepnoe-Bakuriani deep seismic zone (Krasnopevtseva, 1970): M – Mohorovichich, K – Konrad, G – surface of the “granite” layer, PZ – refractive boundary, which in the northern part of Ciscaucasia corresponds to the surface of the Paleozoic basement, and in the Ossetian depression it is close to the surface of subsalt Upper Jurassic or Lower-Middle Jurassic terrigenous deposits; 3 – faults according to the same data; 4 – exposures of the northern and southern branches of the Vladikavkaz fault to the surface (Ovsyuchenko, 2011). 5 – The roof of the Cretaceous deposits according to the CDP data (State geological map. (Geological section along line A₁-A₃), 2021; Konovalov, 1987). 6 – Areas where sediments of the corresponding geological age come to the surface (State Geological Map, 2021)

Глыбовое строение. Выделенная на глубинах 10-40 км низкоскоростная область (рис. 2, пикеты О55-О97) имеет тенденцию к всплыванию. Очевидным признаком этого является высокая латеральная корреляция между наиболее поднятой частью горного рельефа (имеющая также отражение в морфологии и возрастах пород) и положением низкоскоростной области. Обратим внимание на то, что более простое глыбовое строение северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа ассоциируется в плане с низкоскоростным объемом, а складчатое сложно построенное южное крыло с высокоскоростным объемом. Северное крыло Кавказа образовано преимущественно глыбовыми формами, а южное – складчатыми. Наши материалы указывают на необходимость привлекать модель локальной адвекции [Горбатилов и др., 2015].

Складчато-надвиговые деформации северной моноклинали Большого Кавказа. Общее падение мезо-кайнозойских толщ к северу осложнилось несколькими запрокинутыми к югу антиклинальными складками, крылья которых срезаются системой довольно пологих надвигов с общим смещением масс к югу, придающими всей структуре чешуйчатый характер.

На двух ветвях Владикавказского разлома выявлены активные разрывы, преимущественно взбросы с опущенным северным крылом.

Дислокации Сунженской антиклинальной зоны. На современной карте активных разломов Евразии для Сунженского хребта изображен только безымянный разлом, проходящий в основании южного склона хребта. Он характеризуется как активный в плиоцен-четвертичное время взброс с поднятым северным крылом. Сунженским разрывом был назван выявленный по материалам сейсморазведки [Коновалов, 1987] разлом, отделяющий западную часть Сунженской антиклинальной зоны от Алханчуртской и Кабардинской впадин. Амплитуда вертикального смещения по нему уменьшается в западном направлении от 3000 (Карабулак-Ачалукская антиклиналь) до 20-50 м (Аргуданский выступ). На Заманкульском месторождении она составляет 1,5-2 км, а на западной периферии антиклинали в месте прохождения профиля ММЗ амплитуда вертикального смещения кровли мела уменьшается до 500-700 м.

Результаты измерений современных движений в Осетинском регионе [Миронов и др., 2021] указывают на одно интересное обстоятельство. В то время как практически на протяжении всего транскавказского профиля наблюдений, а также в Осетинской впадине в горизонтальных компонентах фиксируется как сжатие, так и растяжение, то вблизи и вдоль ветвей Владикавказского разлома в горизонтальной плоскости растяжения не наблюдаются. Фрагмент результирующей карты приведен на рис. 3. Северный склон Большого Кавказа и предгорный прогиб, включающий Владикавказскую разломную зону, находятся в условиях сжатия с умеренной интенсивностью. В зоне Владикавказского разлома наблюдается сжатие и от восточного крыла к западному происходит изменение ориентации осей с север-северо-западного на север-северо-восточное. Севернее Владикавказского разлома отмечается сжатие-растяжение в направлении север–северо-восток.

Естественно ожидать, что в точках с отсутствием растяжений в горизонтальных осях будут более ярко проявляться вертикальные движения.

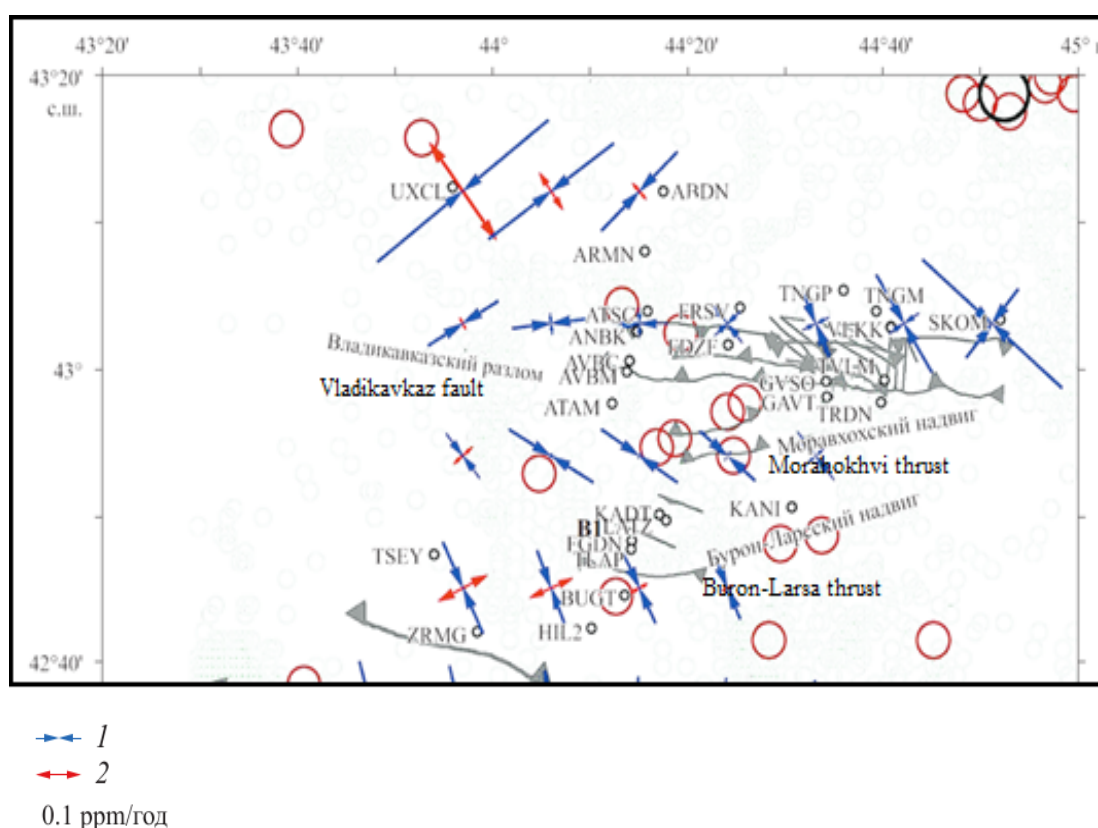


Рис. 3. Фрагмент результирующей карты современных скоростей смещений по [Миронов и др., 2021]. 1- оси сжатия, 2- оси растяжения /

Fig. 3. Fragment of the resulting map of modern displacement rates according to [Mironov et al., 2021]. 1 – compression axes, 2 – tension axes

Вертикальные скорости смещений ГНСС-станций относительно эллипсоида WGS84 были вычислены на международной земной отсчетной основе ITRF2014 по наблюдениям 2012–2022 гг. ARDN, ARD2, LATZ –станции с непрерывными измерениями. Координаты в системе WGS84. Результаты сведены в Таблицу 1.

Эти значения вертикальных скоростей смещений также представлены на сводном рис. 1 в виде цветных ромбов. Размер ромба отражает абсолютное значение скорости смещения, а цвет ромба соответствует направлению. Красный цвет обозначает поднятие, а синий – опускание.

Как видно из таблицы, ошибки измерений в отдельных точках довольно значительны (могут превышать само значение). Тем не менее, распределение значений вертикальных скоростей в плане по отношению к ветвям Владикавказского разлома статистически довольно устойчиво отражают следующую картину. Поднятие северного и южного бортов разлома в настоящее время происходит значительно быстрее, чем его центральной части, лежащей между соответствующими ветвями. Более того, в большинстве точек измерений, лежащих внутри ветвей, наблюдается не только замедление поднятия, но и напротив – опускание (см. рис. 1).

Таблица 1 / Table 1

Вертикальные скорости смещений/ Vertical displacement speeds

Код станции Code stations	Долгота, град Longitude, hail	Широта, град Latitude, hail	Высота, м Height, m	Вертикальная скорость, мм/год Vertical speed, mm/year	Погрешности определения, +/- мм/год Determination errors, +/- mm/year
ARDN	44.29099	43.19988	408.397	1.33	1.21
ARD2	44.28879	43.17636	432.804	-0.92	1.5
ARMN	44.25969	43.13208	491.527	2.53	1.47
ATSC	44.26352	43.06419	586.48	8.18	1.37
ANBK	44.24625	43.04089	629.598	-5.96	3.9
AVBC	44.23297	43.00764	684.025	-2.78	1.5
AVBM	44.22888	42.99575	706.028	2.95	1.38
ATAM	44.20406	42.95967	751.89	0.69	1.68
FRSV	44.42103	43.06797	580.558	8.52	1.23
FDZF	44.4013	43.02614	684.97	1.31	1.86
FDZ2	44.3916	43.00944	732.731	-2.82	2.94
FTGR	44.3698	42.96125	816.097	9.56	6.85
TNGP	44.59759	43.08795	610.069	0.15	1.49
TNGM	44.65286	43.06393	660.813	9.74	1.66
VLKK	44.67736	43.0464	696.98	2.26	0.63
TVLG	44.66586	43.013	723.479	-1.89	1.32
TVLM	44.66632	42.98592	793.203	-1.03	1.33
TRDN	44.66105	42.96074	803.755	6.98	1.18

На основе перечисленных структурных и тектонических особенностей района исследований, а также на основании разреза (рис. 2), содержащего данные по ранним работам ГСЗ, последним работам ММЗ и данным о сейсмичности, мы предлагаем следующую кинематическую схему тектонических движений (она изображена на врезке в верхней части рис. 2).

Под действием нормальной к простиранию Кавказа сжимающих напряжений происходит формирование всех перечисленных структурных элементов. На схеме рис. 2 сжимающие напряжения схематично изображены стрелками в диапазоне глубин 0-20 км. Одновременно с этим под северным флангом Кавказа происходит вертикальное восходящее движение из-за присутствия массивного низкоскоростного (возможно, разогретого) объема. Это движение показано вертикальной стрелкой в левой части врезки.

На наш взгляд, схема позволяет объяснить наличие в тектонической зоне северной моноклинали Кавказа серии падающих на север надвигов и взбросов, по которым юрские отложения надвинуты на меловые. Если рассматривать этот факт в совокупности с присутствием Сунженской антиклинали, а также тем фактом, что вся локальная сейсмичность преимущественно концентрируется в диапазоне глу-

бин 8-11 км, можно предположить, что все эти явления объединены единым процессом. А именно, при наличии коллизии складчато-глыбового горного сооружения Кавказа и Скифской плиты, верхний слой 8-11 км надвигается на Кавказ быстрее, проскальзывая по контакту 8-11 км, и создает листрику Владикавказского разлома, аналогично тому, как создаётся зона выпучивания оползневых тел. Сдвиг идет по поверхности фундамента, что объясняет сейсмичность, приуроченную к границе фундамент-осадки на глубине около 10 км. В районе Владикавказского разлома при столкновении с консолидированным приподнятым массивом Кавказа происходит процесс выпучивания осадочной толщи. Это приводит к вращательному движению в вертикальной плоскости, которое формирует чешуеобразный эшелон вдоль Кавказа. В свою очередь Сунженский хребет является промежуточной складкой этого процесса. Фронт коллизии между осадочной толщей и Кавказом образуется ввиду того, что Кавказ представлен более прочными приподнятыми породами (что обсуждалось в статье [Горбатилов др., 2015]).

Положение Сунженского хребта видимо связано с тем, что на глубине более 6 км расположен консолидированный гранитный массив к югу от Сунженского хребта. Этот массив в разрезе ММЗ виден как темно-синяя консолидированная область.

Аналогичный механизм, только в более сложных условиях можно предположить для объяснения отмеченного выше явления более быстрого поднятия бортов Владикавказского разлома по сравнению с его центральной частью. Что касается южной ветви, то это связано с отмеченным выше задирием осадочного чехла при столкновении с приподнятым глыбовым фронтом Большого Кавказа. Объяснить высокую скорость поднятия северного борта можно, если обратить внимание, что в пределах северной ветви разлома действуют две силы. Во-первых, формируется выдавливающая вверх локальная сила ввиду присутствия глубокой узкой зоны пониженных скоростей (возможно, также более пластичной, чем окружающие породы). Во-вторых, присутствует нормальное к простиранию Кавказа сжимающее напряжение, из-за которого вблизи поверхности может наблюдаться срыв и проскальзывание верхнего слоя, аналогично срыву всего осадочного чехла по границе 8-11 км (рис. 2.). Вследствие этих факторов в настоящее время, мы полагаем, формируется еще одна антиклиналь, активно эродированная на поверхности, но проявляющаяся в локальной скорости вертикального поднятия. На рис. 2 она условно показана тонкой линией на глубинах 2-4 км над северной ветвью Владикавказского разлома.

Выводы

Применение ММЗ позволило выявить сложную форму поверхности «байкальского» фундамента и обнаружить тенденцию подъема этой поверхности в северо-западном направлении (Кабардино-Осетинский выступ) при приближении к Кабардинской впадине и Терско-Сунженской зоне.

Разрез ММЗ позволяет также выделить погружение в северном направлении относительно низкоскоростных терригенных нижне-среднеюрских отложений (слагающих нижнюю часть альпийского чехла) от полосы их выходов на поверхность в горной части профиля до глубин 6-10 км в предгорной части Терско-Каспийского прогиба. Этого не удавалось сделать ни традиционной сейсморазведкой МОВ из-за ее малой эффективности в горных условиях и ограниченной глубинности, ни глу-

бинной сейсморазведкой методом МОВЗ из-за трудности прослеживания наклонных границ.

Предложена кинематическая схема тектонических движений на основе работ по ММЗ, ГСЗ и данным о сейсмичности, которая позволяет объяснить наличие в тектонической зоне северной моноклинали Кавказа серии падающих на север надвигов и взбросов. При наличии коллизии складчато-глыбового горного сооружения Кавказа и Скифской плиты, верхний слой 8-11 км надвигается на Кавказ быстрее, проскальзывая по контакту 8-11 км, и создает листрику Владикавказского разлома. Сдвиг идет по поверхности фундамента, что объясняет сейсмичность, приуроченную к границе фундамент-осадки на глубине около 10 км. В районе Владикавказского разлома при столкновении с консолидированным приподнятым массивом Кавказа происходит процесс выпучивания осадочной толщи. Это формирует чешуеобразный эшелон вдоль Кавказа. В свою очередь Сунженский хребет является промежуточной складкой этого процесса.

Предложено объяснение более быстрого поднятия бортов Владикавказского разлома по сравнению с его центральной частью. Для южной ветви разлома это связано с задиранем осадочной толщи при столкновении с приподнятым глыбовым фронтом Кавказа. Над северной ветвью разлома формируется независимый фронт поднятия.

Литература

1. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // *Физика Земли*. 2008. № 7. С. 66–84.
2. Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзедобоев Б.А., Габараев А.Ф. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в осетинском секторе по комплексу геофизических данных // *Физика Земли*. 2015. № 1. С. 28–39. DOI: 10.7868/S000233371501007X
3. Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Изучение возможностей метода микросейсмического зондирования // *Физика Земли*. 2011. № 4. С. 96–112.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Листы К-38-IX, XV (Владикавказ). Научный редактор Н. Л. Энна. Москва. Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» 2021.
5. Карта активных разломов Евразии http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html
6. Коновалов В.И., Воцалевский З.С., Яловенко В.И. Перспективы нефтегазоносности юго-западной части Терско-Каспийского прогиба. // *Геология нефти и газа*. 1987, № 8. стр. 17-20
7. Н.В. Короновский, А.И. Гущин. М. Ю. Никитин. Л.В Панина, А.Н. Стафеев
8. Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба. // *Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии*. –М.: Наука, 1990. с. 4-35 (222 с.)
9. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе. «Советская геология» 1970. № 8. С.113-120.
10. Летавин А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М., Шумова Т.Ф. Тектоника Восточного Предкавказья. Отв. редактор М.Ф. Мирчинк. М., «Наука», 1975г. 80 с.

11. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
12. Миронов А.П., Милуков В.К., Стеблов Г.М., Дробышев В.Н., Кусраев А.Г., Хубаев Х.М. Деформации земной коры в Осетинском регионе Большого Кавказа по данным ГНСС-измерений // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20, № 4. С. 122–137. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.4-8>
13. Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Зона Владикавказского активного разлома на территории РСО-А // Вестник Владикавказского НЦ РАН. 2008. Т. 8, №3. С. 44–56.
14. Овсяченко А.Н., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Ларин Н.В., Рогожин Е.А. Сейсмотектоника и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома. // Геофизические исследования. 2011. Том 12. № 1, с.47-59
15. Сим Л.А., Гордеев Н.А. Сравнение результатов изучения тектонических напряжений Кавказа разными методами // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы–2022. Материалы LIII Тектонического совещания. Т. 2 / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. – М.: ГЕОС, 2022. – С. 175–178
16. Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. Редакторы В.И.Уломов, Н.С.Медведева ИФЗ РАН. <http://seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-%D0%A1%D0%9A%D0%97.pdf>
17. Стогний В.В., Заалишвили В.Б., Пономарева Н.Л. Современная геодинамика и сейсмичность Северного Кавказа: проблемы мониторинга. // Геология и геофизика Юга России. – 2022. Т. 12. No2. – С. 34–52. DOI: 10.46698/VNC.2022.25.32.00322
18. Стогний В.В., Стогний Г.А., Пономарева Н.Л. Сейсмотектоника южной части Центрального сегмента Большого Кавказа. Геология и геофизика Юга России. 2023. 13(1): 76-96. DOI: 10.46698/VNC.2023.45.94.006.
19. Цуканов А.А., Горбатиков А.В. Метод микросейсмического зондирования: влияние аномальных значений коэффициента Пуассона и оценка величины нелинейных искажений // Физика Земли. 2015. № 4. С. 94–102.
20. Электронный каталог землетрясений ЕГС РАН с 2003г. <http://eqru.gsras.ru/index.php?inc=main>
21. Яновская Т.Б. К теории метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2017. № 6. С. 18–23. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors // Bull. Earthq. Res. Inst. 1957. V. 35. С. 415–456.
22. Heidbach O., Rajabi M., Reiter K., Ziegler M., WSM Team, 2016. World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.001> <https://dataservices.gfz-potsdam.de/wsm/showshort.php?id=escidoc:1680899>

References

1. Gorbatikov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Y., Kharazova Y.V., Andreeva N.V., Perederin F.V., Dzeboev B.A., Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Dzeranov B.V., Gabaraev A.F. The pattern of deep structure and recent tectonics of the greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2015. Vol. 51. No. 1. pp. 26–37. DOI: 10.1134/S1069351315010073.
2. Gorbatikov A.V., Tsukanov A.A. Simulation of the Rayleigh waves in the proximity of the scattering velocity heterogeneities. exploring the capabilities of the microseismic sounding method. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2011. Vol. 47. No. 4. pp. 354–369. DOI: 10.1134/S1069351311030013.
3. Enna N.L. (ed.) State geological map of the Russian Federation, scale 1:200,000. Second edition. Caucasian series. Sheets K-38-IX, XV (Vladikavkaz). Moscow. VSEGEI. 2021.
4. Map of active faults in Eurasia http://neotec.ginras.ru/index/mapbox/database_map.html
5. Konovalov V.I., Votsalevsky Z.S., Yalovenko V.I. Prospects for oil and gas potential in the

southwestern part of the Terek-Caspian trough. *Geology of Oil and Gas*. 1987, No. 8. pp. 17–20. (In Russ.)

6. Koronovsky N.V., Gushchin A.I., Nikitin M.Yu., Panina L.V., Stafeyev A.N. Geological development and formation of the modern structure of the Terek-Caspian foredeep. In: *Tectonics of orogenic structures of the Caucasus and Central Asia*. Moscow. Nauka, 1990. pp. 4–35. (In Russ.)

7. Krasnopevtseva G.V., Matushkin B.A., Shevchenko V.I. New interpretation of DSS data on the Stepnoe-Bakuriani profile in the Caucasus. *Soviet Geology*. 1970. No. 8. pp. 113–120. (In Russ.)

8. Letavin A.I., Romanov Yu.A., Savelyeva L.M., Shumova T.F. *Tectonics of Eastern Ciscaucasia*. Moscow. Nauka, 1975. 80 p. (In Russ.)

9. Milanovsky E.E. *Recent tectonics of the Caucasus*. Moscow. Nedra, 1968. 483 p. (In Russ.)

10. Mironov A.P., Milyukov V.K., Steblov G.M., Drobyshev V.N., Kusraev A.G., Khubaev Kh.M. Crustal deformations in the Ossetian region of the greater Caucasus based on GNSS-measurements. *Geophysical processes and biosphere*. 2021. Vol. 20, No. 4. pp. 122–137. DOI: 10.21455/GPB2021.4-8. (In Russ.)

11. Ovsyuchenko A.N., Marakhanov A.V., Novikov S.S., Rogozhin E.A. Zone of the Vladikavkaz active fault on the territory of North Ossetia-Asia. *Vestnik of Vladikavkaz Scientific Center*. 2008. Vol. 8, No. 3. pp. 44–56. (In Russ.)

12. Ovsyuchenko A.N., Gorbatikov A.V., Stepanova M.Yu., Larin N.V., Rogozhin E.A. Seismotectonics and deep structure of the Vladikavkaz active fault zone. *Geophysical Research*. 2011. Vol. 12. No. 1, pp. 47–59. (In Russ.)

13. Sim L.A., Gordeev N.A. Comparison of the results of studying tectonic stresses of the Caucasus by different methods. In: *Proc. of LIII Tectonic Meeting Tect. and geod. of the Earth's crust and mantle: fund. prob.* Moscow. GEOS, 2022. pp. 175–178 (In Russ.)

14. Ulomov V.I., Medvedeva N.S. (eds.) *Specialized catalog of earthquakes for problems of general seismic zoning of the territory of the Russian Federation*. IPE RAS.

15. Tsukanov A.A., Gorbatikov A.V. Microseismic sounding method: implications of anomalous Poisson ratio and evaluation of nonlinear distortions. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2015. Vol. 51. No. 4. pp. 548–558. DOI: 10.1134/S1069351315040126.

16. Earthquake Catalog of Geophysical Survey RAS since 2003. <http://eqru.gsras.ru/index.php?inc=main>

17. Stogny V.V., Zaalishvili V.B., Ponomareva N.L. Modern geodynamics and seismicity of the North Caucasus: problems of monitoring. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2022. V.12(2). pp. 34–52. DOI: 10.46698/VNC.2022.25.32.00322

18. Stogny V.V., Stogny G.A., Ponomareva N.L. Seismotectonics of the southern part of the Greater Caucasus Central segment. *Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2023. 13(1): 76-96. DOI: 10.46698/VNC.2023.45.94.006.

19. Yanovskaya T.B. On the theory of the microseismic sounding method. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2017. Vol. 53. No. 6. pp. 819–824. DOI: 10.1134/S1069351317060076.

20. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 1957. Vol. 35. pp. 415–456.

21. Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnoso J., Stepanova M.Yu., Benavent M., Tsukanov A.A. New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from lowfrequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis. *Surveys in Geophysic.* 2013. Vol. 34. No. 4. pp. 463–489.

22. Heidbach O., Rajabi M., Reiter K., Ziegler M., WSM Team, 2016. World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services. DOI: 10.5880/WSM.2016.001 <https://dataservices.gfz-potsdam.de/wsm/showshort.php?id=escidoc:1680899>