

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ГИН РАН)

УДК 551.24

Рег. № НИОКТР 123032400059-3

Рег. № ИКРБС

УТВЕРЖДАЮ
Директор ГИН РАН

_____ К.Е. Дегтярев
(подпись)

« »

г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

НОВЕЙШИЙ ЭТАП ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКО-
ГИМАЛАЙСКОГО И ПРИТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
(промежуточный)

Руководитель НИР,
Заведующий лабораторией
Кандидат геол.-мин. наук

Е.А. Зеленин

(подпись)

Москва 2023

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, Зав. лаб., ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	Е.А. Зеленин (введение, раздел 1, заключение)
Исполнители		
Гл. науч. сотр. д-р геол.-мин. наук, профессор	_____	В.Г. Трифонов (раздел 2, 3)
Вед. науч. сотр. д-р геол.-минер. наук	_____	А.И. Кожурин (раздел 1, 2)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	Д.М. Бачманов (раздел 2, 3)
Ст. науч. сотр. канд. геогр. наук	_____	Я.И. Трихунков (раздел 2)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	С.А. Соколов (раздел 3)
Мл. науч. сотр.	_____	С.Т. Гарипова (раздел 1, 3)
Мл. науч. сотр.	_____	К.И. Юшин (раздел 3)
Мл. науч. сотр.	_____	В.С. Ломов (раздел 2)

Реферат

Отчет 37 с., 3 раздела, 18 рисунков, 33 источника, 1 приложение.

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, ПРИТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ, ГОРООБРАЗОВАНИЕ, НЕОТЕКТОНИКА, СЕЙСМОТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ

В результате работ в Притихоокеанском подвижном поясе исследована пространственная взаимосвязь зоны активных разломов Срединного хребта и поля распространения нетипичных для надсубдукционных обстановок высокомагнезиальных эффузивов. Предложена принципиальная модель, связывающая и магматизм, и разломообразование с проявлениями задугового растяжения на разных структурных этажах литосферы.

Работы в Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса были посвящены первичной документации сейсмодислокаций в очаговых областях катастрофических землетрясений в Восточной Турции 6 февраля 2023 г. Было проведено предварительное дешифрирование космоснимков, геодезическая съемка, съемка с квадрокоптера, наземная фотодокументация, пройдены две палеосейсмологические канавы.

В Центральной Азии на северном обрамлении Альпийско-Гималайского подвижного пояса изучено неотектоническое строение межгорных впадин и проявления неоген-четвертичного вулканизма, проведен анализ глубинных геофизических данных, позволивший обосновать морфологию Хангайского мантийного плюма.

Основные результаты по каждому из направлений доведены до публикации в рецензируемых изданиях.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1 ПРИТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС. КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА	6
2 КАВКАЗСКО-АРАВИЙСКИЙ СЕГМЕНТ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА.....	10
2.1 Общая характеристика землетрясений 06.02.2023 в Юго-Восточной Турции.	10
2.2 Геологическое строение эпицентральных областей	11
2.3 Палеосейсмологические исследования в эпицентральной области Чардакского землетрясения	15
3 НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА	21
3.1 Неотектоника севера Высокой Азии	21
3.2 Новейший вулканизм севера Высокой Азии	24
3.3 Строение мантии Центральной Азии и сопоставление кайнозойской структуры севера Центральной Азии со строением мантии.....	28
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	32
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	33
Приложение А. Библиография	36

ВВЕДЕНИЕ

В данном отчете представлены результаты первого года работ по теме «Новейший этап геодинамического развития Альпийско-Гималайского и Притихоокеанского подвижных поясов». В отчетном периоде проводились работы в Камчатском сегменте Курило-Камчатской островодужной системы, в Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, а также на северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса в Центральной Азии. Многолетние работы исполнителей в названных регионах позволили сформировать научный задел и приступить к публикации результатов работ по теме, начиная с первого года работ.

Уникальным объектом исследований стали поверхностные проявления катастрофических землетрясений, произошедших 6 февраля 2023 г. в Восточной Турции. Были организованы и проведены полевые работы в эпицентральных областях этих землетрясений, позволившие получить уникальный фактический материал, доступный для изучения только в первые месяцы после землетрясений. Анализ этих материалов станет существенной частью дальнейших исследований по теме.

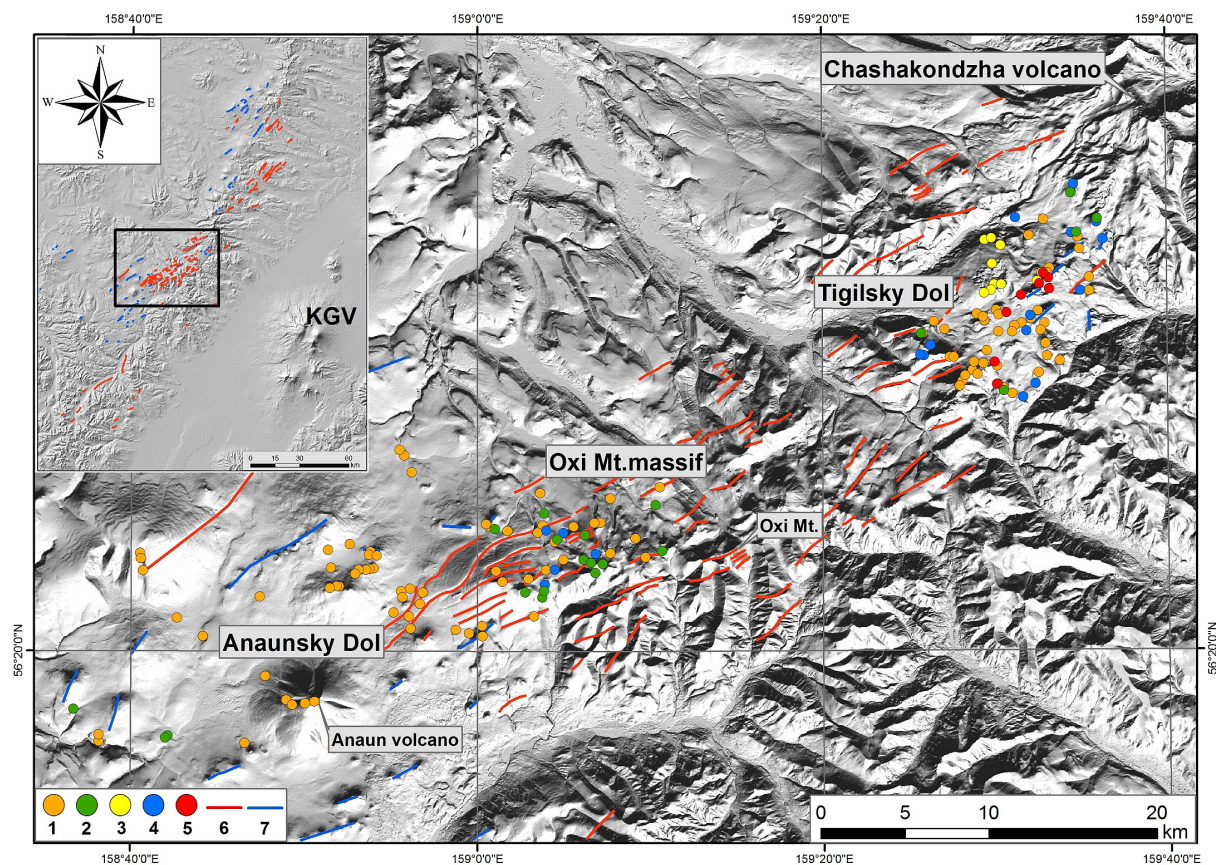
Разделы отчета соответствуют пространственному положению районов работ в отчетном периоде. В Заключение обобщены основные результаты исследований за отчетный период.

1 ПРИТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС. КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Внутри Притихоокеанского подвижного пояса в отчетный период были исследованы вопросы пространственного распространения и поверхностных проявлений новейших деформаций Курило-Камчатской островодужной системы в пределах полуострова Камчатка. Были получены и доведены до публикации [Volynets et al., 2023] исследования взаимосвязи моногенного вулканизма и активной разломной тектоники.

Новые данные о распространении моногенного вулканизма и вертикальных движениях земной коры дополняют полученные нами ранее данные о кинематике и сейсмогенерирующем потенциале активных разломов [Зеленин, 2017; Kozhurin, Zelenin, 2017; Zelenin et al., 2020; Зеленин, Гарипова, 2022].

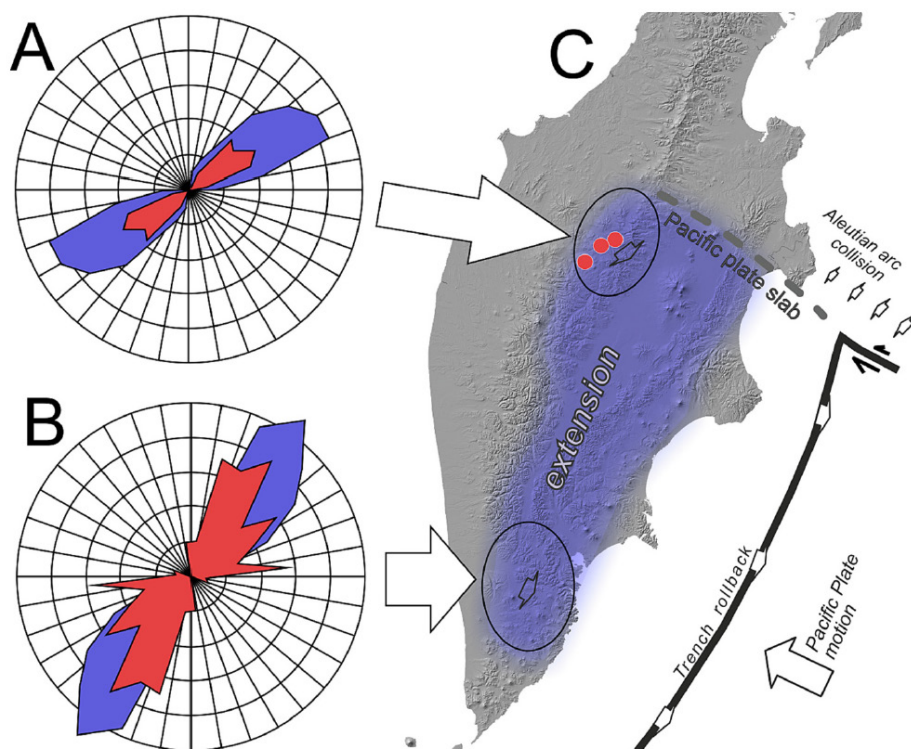
Ранее [Зеленин, Гарипова, 2022] было выявлено, что активные разломы приурочены в широкой полосе, протягивающейся вдоль водораздела Срединного хребта от влк. Анаун до влк. Алней и далее на север вдоль восточного склона Срединного хребта до влк. Горного Института (Рисунок 1). В целом, зона разломов простирается с ЮЗ на СВ, косо пересекая Срединный хребет по азимуту около 40° , отдельные разрывы параллельны простиранию зоны и образуют полосу деформаций шириной 40 км и длиной 250 км. Разломы распределены однородно внутри зоны, в отличие от разломов Восточного вулканического пояса, формирующих телескопированный грабен. Фотограмметрические измерения углов падения дают значения $41\text{--}67^\circ$, поверхность висячего крыла опущена, что соответствует сбросовой кинематике подвижек, сдвиговая компонента не различима на дистанционных данных, то есть незначительна. В дополнение к активным разломам были картографированы линейные цепочки центров извержений, простирание которых было интерпретировано как простирание питающих даек. Статистическая обработка выявленных разрывов показывает (Рисунок 2), что все они образуют единую группу с простиранием $40\text{--}70^\circ$ (среднее значение 55°). Аналогичные средние характеристики имеет распределение простирания питающих даек. Структуры ориентированы косо по отношению к Курило-Камчатскому глубоководному желобу, отличаясь этим как от протяженных систем разрывов восточной Камчатки, так и от разрывов южной Камчатки, обособленных, но, в то же время, параллельных оси островодужной системы.



1 – умеренно-К лавы. 2 – высоко-К лавы. 3 – высоко-Ti лавы. 4 – высоко-Mg лавы. 5 – пикробазальты. 6 – активные разломы. 7 – магмопроводящие разрывы.

Рисунок 1. Активные разломы и моногенный вулканизм Срединного хребта по [Volynets et al., 2023]

Новые данные о возрасте и геохимическом составе моногенного вулканизма Срединного хребта [Волынец и др., 2018; Певзнер и др., 2020] позволили дополнить и расширить выводы о распространении и факторах формирования активных разломов Срединного хребта. Одной из наиболее ярких особенностей зоны разломов Срединного хребта является необычайно широкое распространение моногенного вулканизма примитивного состава. Высокомагнезиальные базальты были описаны в Срединном хребте и ранее [например, Volynets et al., 2010], но они всегда были представлены единичными конусами или лавовыми потоками в пределах крупных вулканических полей. Наличие высокомагнезиальных пород до пикробазальтов делает этот регион уникальным не только для Срединного хребта, но и для всего четвертичного вулканизма Камчатки. При этом многие эруптивные центры образуют цепочки, параллельные разломным уступам.



А – Срединный хребет. В – Южная Камчатка. С – Схема положения изученных районов на карте Камчатки и режим ее современных деформаций.

Рисунок 2. Роза-диаграмма ориентации активных сбросов (синий) и магмопроводящих трещин (красный) Срединного хребта в сравнении с Южной Камчаткой по [Volynets et al., 2023]

Зона разломов Срединного хребта соответствует морфологическим критериям современной активности [Зеленин, Гарипова, 2022], однако она была активной и в периоды извержений вплоть до эпизода 3,5 млн назад, поскольку уступы разломов как перекрыты лавовыми потоками, так и деформируют их. Прямые данные о поле напряжений земной коры во время подъема магмы и извержений отсутствуют. Однако все картированные разломы имеют близкое простирание независимо от возраста деформированной поверхности. Это свидетельствует о том, что зона разломов возникла в тектонической обстановке, аналогичной современной, после приращения Кроноцкой дуги около 10-2 млн лет назад [Lander, Shapiro, 2007], и отражает северную границу современного растяжения земной коры. Судя по данным К-Аг датирования, эпизоды моногенного вулканизма примитивного состава начинаются 3,5 млн лет назад. Следующий датированный эпизод высокомагнезиального вулканизма имеет возраст 1,5 – 0,3 млн лет. Извержения средне-К, высоко-К и высоко-Ti базальтов продолжались до позднего плейстоцена (<50 тыс. л.н.).

Извержения примитивной магмы нехарактерны для надсубдукционных обстановок. По всей видимости, высокомагнезиальный вулканизм, начавшийся около 3,5 млн лет назад, ознаменовал переход к задуговому растяжению после приращения Кроноцкой дуги

и заложения современной зоны субдукции. Широкое распространение высокомагнезиальных пород именно в области пересечения вулканического пояса Срединного хребта зоной разломов свидетельствует, что существует механизм вывода примитивных магм на поверхность, невозможный в других частях Срединного хребта, где расплавы либо не достигают поверхности, либо успевают существенно фракционироваться. Плоскости разломов, видимых на поверхности, не могут проникать ниже границы хрупкого слоя земной коры (глубины порядка первых километров [Handy, 1989]), однако общее региональное поле напряжений могло привести и к формированию поверхностных разрывов, и к ускоренной миграции магмы, в том числе ниже слоя хрупких деформаций.

2 КАВКАЗСКО-АРАВИЙСКИЙ СЕГМЕНТ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

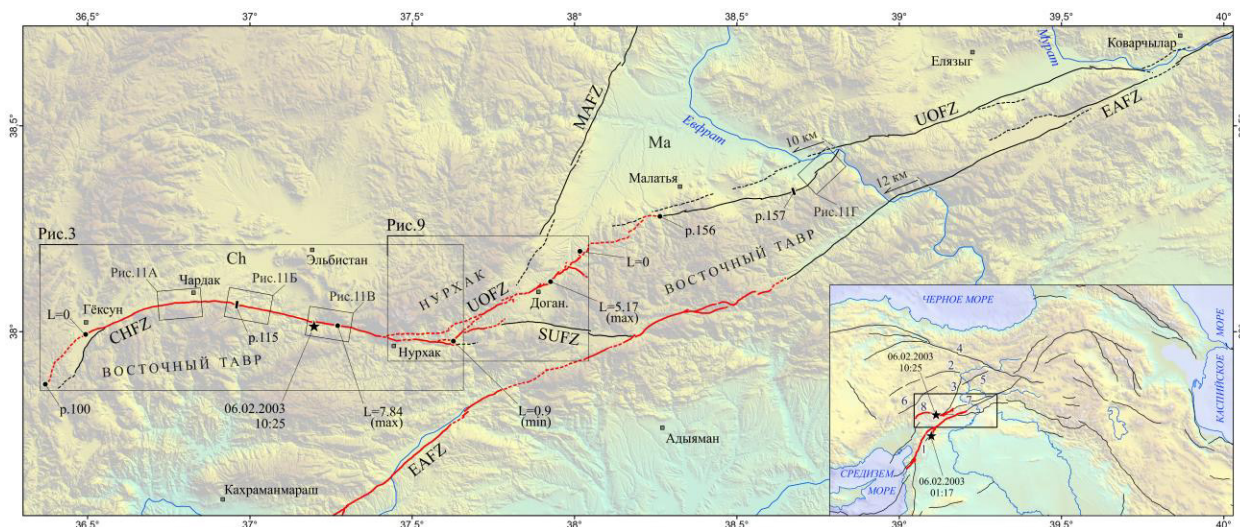
Работы в данном регионе были сосредоточены в эпицентральных областях катастрофических землетрясений 6 февраля 2023 г. в Восточной Турции и заключались в документации сейсморазрывов и иных сейсмодислокаций. Максимальный приоритет решения этой задачи связан с тем, что большая часть деформаций поверхности сохраняются крайне недолгое время – первые месяцы. Затем экзогенные процессы и хозяйственная деятельность человека сглаживают сейсмогенный рельеф. В то же время, подобный фактический материал крайне важен как для понимания процесса разломообразования, так и для задач оценки сейсмической опасности. Первые результаты работ уже опубликованы [Челик и др., 2023] в тематическом выпуске журнала «Физика Земли», посвященном этим землетрясениям.

2.1 Общая характеристика землетрясений 06.02.2023 в Юго-Восточной Турции.

06.02.2023 г. в Юго-Восточной Турции случились два сильнейших землетрясения (Рисунок 3). В 1:17 UTC произошло Восточно-Анатолийское землетрясение с $M_w = 7.8$. Его инструментальный эпицентр определен в районе с. Яманчобан ($37^{\circ}10'30.89''$ с.ш.; $37^{\circ}5'15.97''$ в.д.) в 33 км западнее г. Газиантеп (Bogazici University Kandilli observatory; boun.edu.tr). Близкое положение эпицентра ($37^{\circ}13'49.95''$ с.ш.; $37^{\circ}1'8.62''$ в.д.) дает Геологическая служба США (USGS; <https://earthquake.usgs.gov/>). Эпицентр находится возле северной части восточной ветви Левантской зоны разломов, или Трансформы Мертвого моря (DST), в 48 км южнее ее сочленения с Восточно-Анатолийской зоной разломов (EAFZ). Это событие стало сильнейшим землетрясением за последние 73 года не только в Турции, но и во всем Восточном Средиземноморье и Кавказско-Ближневосточном регионе. В 10:25 UTC севернее первого произошло второе, Чардакское землетрясение с $M_w = 7.5$ в зоне Чардакского разлома. Подобное сочетание двух землетрясений столь высокой магнитуды в двух расположенных рядом разломных зонах, одна из которых к тому же ранее считалась неактивной, до этого в Восточном Средиземноморье и на Ближнем Востоке не фиксировалось.

За двумя сейсмическими событиями последовали многочисленные афтершоки. Их эпицентры образовали два плотных облака, которые удлинены вдоль EAFZ на ~ 360 км и вдоль разломов Чардак и Улуова на ~ 200 км; вне облаков афтершоки редки и меньше по магнитудам. USGS (<https://earthquake.usgs.gov/>) и турецкие источники оценивают глубину гипоцентра Восточно-Анатолийского землетрясения в 10 км. Глубина гипоцентра Чардакского землетрясения – также ~ 10 км. Сильные ($M_w \geq 5$) афтершоки произошли на

глубинах от 6 до 21 км. Таким образом, оба главных толчка и сильные афтершоки локализованы в верхней части земной коры региона. Оба главных толчка сопровождалось образованием сейсморазрывов, которые обозначают размеры обоих сейсмических очагов и, принимая во внимание глубину гипоцентров, могут рассматриваться как выходы сейсмогенерирующих разрывов на земную поверхность.



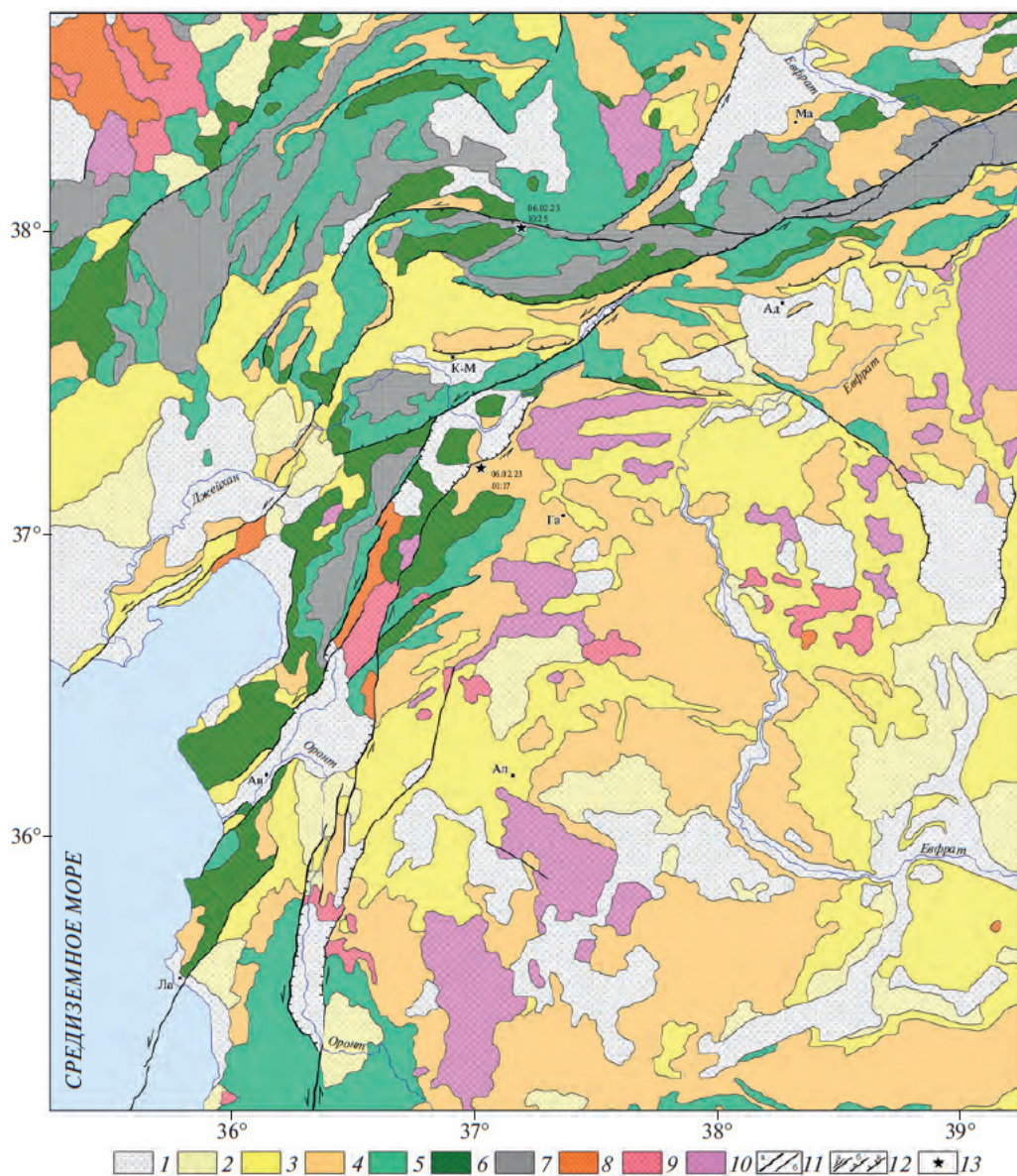
Красным цветом выделены сегменты разломов, активизированные при землетрясениях 06.02.2023 г., звездочками показаны их эпицентры; черным цветом показаны разломы и их сегменты, не затронутые этими землетрясениями.

Подписаны разломы: CHFZ – Чардакский, EAFZ – Восточно-Анатолийская зона, MAFZ – Малатья, SUFZ – Сюрдю, UOFZ – Улуова и впадины Ch – Чардакская, Ma – Малатья. Точками указаны пункты наблюдений с их номерами или максимальными амплитудами (L) левосдвиговых смещений (м). На врезке цифрами обозначены разломы: 1 – Восточно-Анатолийская зона, 2 – Делилер, 3 – Малатья, 4 – Северо-Анатолийская зона, 5 – Овачик, 6 – Сариз, 7 – Улуова, 8 – Чардак.

Рисунок 3. Положение землетрясений 6 февраля 2023г. на карте активных разломов Восточной Анатолии по [Челик и др., 2023]

2.2 Геологическое строение эпицентральных областей

Восточно-Анатолийское землетрясение произошло вблизи границы Аравийской части Африкано-Аравийской плиты и соседнего сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Граница маркируется офиолитовой сутурой, обнаженной в Южно-Таврской надвиговой зоне (Рисунок 4). Тектонические покровы, обдуцированные из сутуры в маастрихте, вскрыты на юге Турции возле г. Антакия и на северо-западе Сирии в хребтах Бассит и Курд-Даг [Kniprer et al., 1988]. Южно-Таврская надвиговая зона состоит из нескольких тектонических покровов, интерпретируемых как результат пододвигания остаточного бассейна Неотетиса под микроплиту Таврид [Robertson et al., 2004; Akinci et al., 2016]. Коллизия началась в олигоцене – раннем миоцене. Продолжавшееся надвигание



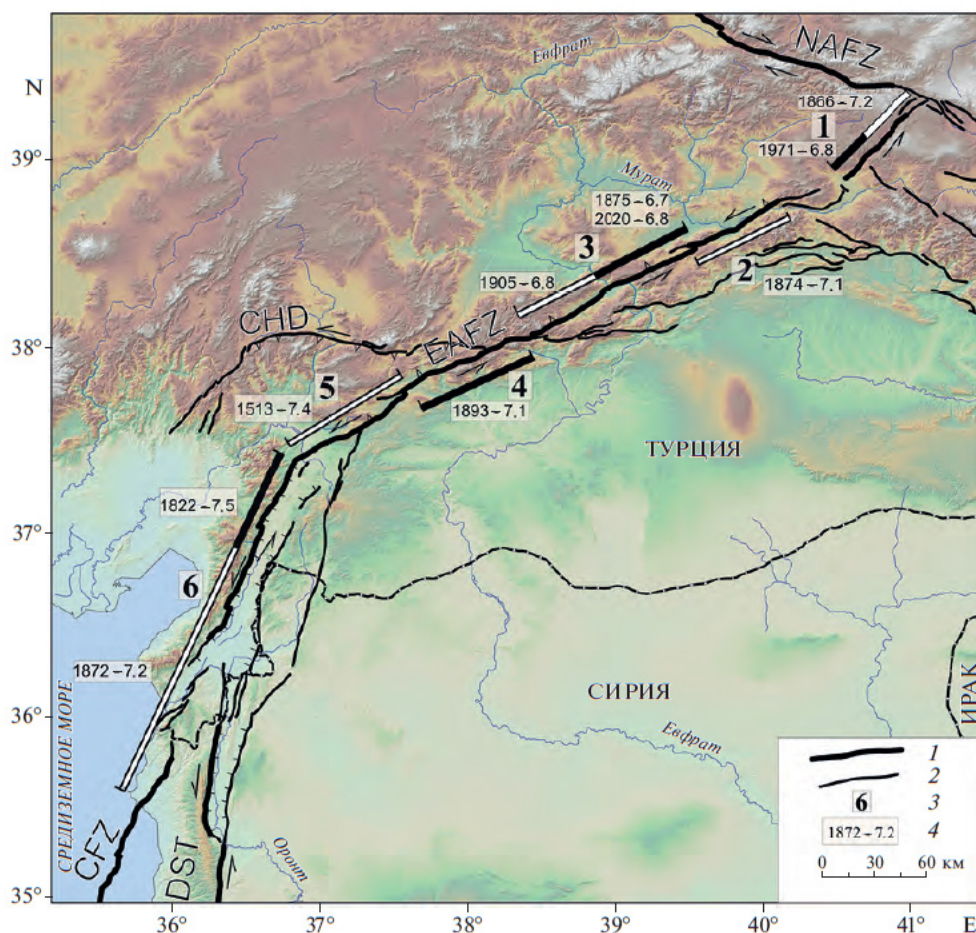
1 – Четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – миоцен; 4 – палеоген и маастрихт; 5 – мезозой нерасчлененный; 6 – мезозойские офиолиты; 7 – палеозой и докембрий нерасчлененные; 8 – квартал вулканический; 9 – плиоцен вулканический; 10 – миоцен вулканический; 11 – новейшие разломы: а – главные разломы Восточно-Анатолийской разломной зоны и трансформы Мертвого моря, б – другие новейшие разломы; 12 – кинематические типы разломов: а – сдвиги, б – надвиги, в – сбросы; 13 – эпицентры Восточно-Анатолийского и Чардагского землетрясений 06.02.2023 г. Населенные пункты: Ад – Адьяман, Ал – Алеппо, Ан – Антакия, Га – Газиантеп, К-М – Караманмараш, Ла – Латакия.

Рисунок 4. Упрощенная геологическая карта ЮВ Турции и соседней части Сирии, по [Челик и др, 2023].

по Южно-Таврской зоне обусловило подъем южного края Тавриды, который ускорился в позднем плиоцене – раннем плейстоцене, а продолжавшиеся движения по Южно-Таврскому надвигу привели к складчатости накопившихся обломочных толщ. Одновременно с отделением Аравийской плиты от Африканской, в среднем миоцене, возникла левосдвиговая DST, образовавшая западную границу Аравийской плиты

[Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. В позднем плиоцене [Herece, 2008] зародилась левосдвиговая EAFZ как новая северо-западная граница Аравийской плиты с Анатолийской малой плитой. В различных частях EAFZ отмечены многочисленные левосдвиговые смещения позднечетвертичных форм рельефа [Saroglu et al., 1992; Herece, 2008]. EAFZ косо пересекает прежнюю сутурную границу плиты [Emre et al., 2013] и на северо-востоке смыкается с Северо-Анатолийской зоной разломов (NAFZ), которая образует северную границу Анатолийской плиты. NAFZ возникла в плиоцене [Saroglu, 1988], местами унаследовав более древние зоны офиолитов и разломов [Sengor, Yilmaz, 1981]. В позднекайнозойской структуре EAFZ продолжается трогом южного фронта Кипра [Vidal et al., 2005]. По геологическим данным средняя скорость левого сдвига по EAFZ за четвертичное время оценивается в ~ 8.3 мм/год [Herece, 2008]. Скорость голоценового левого сдвига по северной части DST (сегмент Эль-Габ) – около 5 мм/год [Rukieh et al., 2005; Trifonov, 2012]. В течение последних двух тысячелетий она возрастает до 6–6.8 мм/год [Meghraoui et al., 2003]. Оба активных пограничных разлома сегмента Эль-Габ DST продолжают на север в Южную Турцию. Современные тектонические движения в EAFZ и около нее изучены техникой GPS. Согласно сбалансированной модели результатов GPS-измерений [Reilinger et al., 2006], к северо-востоку от сочленения с DST левосдвиговая деформация распределяется в 100-километровой полосе вдоль EAFZ, и ее скорость составляет 9–10 мм/год; между восточным и западным пограничными разломами DST скорость сдвиговой деформации сокращается до 6.8 мм/год, а юго-западнее западной ветви DST – до 5.5 мм/год и сочетается с соизмеримой компонентой поперечного удлинения (растяжения). Сегментация EAFZ исследуется в течение 40 лет. Предложены различные варианты, опирающиеся на разные критерии [Hempton et al., 1981; Saroglu et al., 1992; Duman, Emre, 2013]. На Рисунке 5 показаны сегменты, которые различаются возрастом и магнитудой последнего сильного землетрясения. Сейсмичность XIX в. началась с землетрясения 1822 г. ($M_s = 7.5$) на юго-западе вблизи сочленения западной ветви DST и EAFZ. Затем она перескочила на северо-запад в район г. Карлиова, где произошло землетрясение 1866 г. ($M_s = 7.2$). В 1872 г. снова случилось землетрясение на юго-западе в Хатае ($M_s = 7.2$). После этого эпицентры сильных землетрясений 1874, 1875, 1893 гг. последовательно смещались от района Карлиова к центру EAFZ. В итоге, почти вся EAFZ была активизирована в XIX в. землетрясениями с магнитудами $M_s = 6.7–7.5$. Единственным исключением остался сегмент Гельбаши–Тюркоглу, где последнее сильное землетрясение произошло в 1513 г. В XX в. сейсмичность ослабела. В 1905 г. произошло землетрясение с $M_s = 6.8$ на северо-востоке сегмента Челикхан–Эркенек. При Бингёльском землетрясении 1971 г. ($M_w = 6.8$) сейсмогенные нарушения протянулись

на 20 км, и зафиксировано левосдвиговое смещение на 0.2 м [Arpat, Saroglu, 1972]. При Элязигском землетрясении 24.01.2020 г. ($M_w = 6.8$) сейсмогенные нарушения охватили центральную часть сегмента оз. Хазар–Синджик.



Цифрами обозначены сегменты: 1 – Карлиова-Бингёль; 2 – Палу-оз. Хазар; 3 – оз. Хазар-Синджик; 4 – Челикхан-Эркенек; 5 – Гёльбаша-Тюркоглу; 6 – Тюркоглу-Антакия.

Рисунок 5. Сеймотектоническая сегментация Восточно-Анатолийской зоны разломов по [Челик и др., 2023].

При Чардакском землетрясении были активизированы соседние сегменты зон разломов Чардак (далее CHFZ) и Улуова (далее UOFZ) (Рисунок 3). UOFZ ответвляется от CHFZ на северо-восток и простирается параллельно EAFZ до сближения с последней в окрестностях г. Кованджилар. Разлом Улуова рассматривается рядом исследователей как более древняя северная граница Аравийской плиты [Colak et al., 2012]. До Чардакского землетрясения разлом считался неактивным. Он не отражен на карте активных разломов Турции [Emre et al., 2013] и даже в работе [Balkaya et al., 2023] о землетрясениях 2023 г. Однако при Чардакском землетрясении 06.02.2023 г. были активизированы широтная часть CHFZ и юго-западная часть UOFZ.

2.3 Палеосейсмологические исследования в эпицентральной области Чардакского землетрясения

Полевые работы в сентябре 2023 г. в Турции проведены в двух точках: т. 115 на разломе Чардак, на его сегменте, по которому произошла подвижка в 2023 г., т. 157 на разломе Улуова, протягивающемся примерно параллельно Восточно-Анатолийскому разлому, к северо-западу от него, в его части без подвижки 2023 г. (нумерация точек согласно Рисунку 3). В первом случае объектом изучения были две разломные плоскости вблизи сейсморазрыва 2023 г., в его южном крыле. Цель изучения – выяснить положение этих двух плоскостей относительно основного разлома, а также определить возраст последних подвижек по этим плоскостям. Решение может иметь значение для определения интервала подвижек по основному разлому. Во втором случае предпринята попытка определения возраста наиболее молодой подвижки по разлому Улуова для оценки вероятности подвижки по нему в будущем.

Точка 115 расположена на разломе Чардак на линии сейсморазрыва 2023 г. (38.06455° с.ш., 36.96245° в.д.). Сейсморазрыв 2023 г. проходит по северной границе мощной, до 40 м, толщи гидротермально измененных пород практически вертикального залегания. Простираение сейсморазрыва – 275° , а падение практически вертикальное (Рисунок 6), судя по положению его линии на крутом склоне вреза. Примерно в 50 м к югу от сейсморазрыва, в крутом ($\sim 60^\circ$) склоне выемки дороги в толще гидротермально измененных пород были обнаружены две разломные плоскости (Рисунок 7). Смещений вдоль этих плоскостей при землетрясении 2023 г. не было. Обе разломные плоскости в стенке обнажения крутые, извилистые, падают на северо-запад ($355-365^\circ$) под углом примерно в $50-55^\circ$.

Вопрос, прежде всего нуждавшийся в разрешении, состоял в том, как эти разломные плоскости соотносятся с плоскостью основного сейсморазрыва. Возможным был вариант, что они ему параллельны, представляя элементы «раздробленной» зоны в пределах эоценовых вулканитов, которые и подверглись гидротермальным изменениям. При таком варианте основной разлом и параллельные ему следует рассматривать как независимые, не связанные одновременностью подвижек или единым интервалом их повторяемости. При изучении обнажения установлено, что обе плоскости простираются по азимуту $55-65^\circ$ ВСВ, то есть под углом в $30-40^\circ$ к разлому Чардак, «оперяют» его. Их положение относительно линии основного разрыва позволяет отнести их к сколам Риделя (R1) и считать левосдвиговыми. Из этого следует, что, скорее всего, подвижки по ним, когда они были, происходили одновременно с подвижками по основному разлому.



Рисунок 6. Разлом Чардак, сейморазрыв 2023 г. Вид с т. 115 на запад, на левый борт глубокого ручья, направленного на север. Т. 157 находится на правом борту этого вреза.



Высота обнажения по вертикали – примерно 7 м. Черные стрелки указывают на основные разломные плоскости в стенке обнажения. Желтый квадратик – скопление древесного угля в северной разломной плоскости. В левом нижнем углу рисунка – обзорная фотография (вид примерно на юго-запад) правого склона ручья с обнажением (прямоугольник, пунктирная линия).

Рисунок 7. Фотография обнажения в т. 115 (выемка дороги на склоне ручья).

Предпринята попытка датирования самой молодой подвижки по оперяющим разрывам. Заполняющий «карманы» тонкий лессовидный материал оказался чрезвычайно бедным в смысле содержания органического материала. Однако на плоскости северного

из двух разрывов, в верхней части обнажения, обнаружено скопление древесного угля (см. Рисунок 6). Древесный уголь современного облика, то есть он был затянут затянутым в стенку обнажения сдвиговой подвижкой вскоре после образования. Таким образом, возраст угля обеспечивает практически точное значение возраста самой молодой подвижки по плоскости разрыва, а также, возможно, предпоследней по основному разлому. Полная идентичность выражения двух плоскостей в стенке обнажения позволяет считать, что эта самая молодая подвижка произошла по ним одновременно, какое-то время назад до подвижки 2023 г. по основному разлому.

Точка 157 расположена на разломе Улуова (38.33787° с.ш., 38.66792° в.д.). Разлом практически параллелен Восточно-Анатолийскому разлому, что предполагает, помимо некоторой вертикальной, наличие левосдвиговой компоненты движений по нему. В целом, геоморфологическая ситуация в изученной части разлома для проходки результативной канавы неблагоприятна. Нет сформированных речных долин, типичными являются конусы выноса грубого неокатанного материала на предгорную поверхность. В связи с невозможностью проведения предварительных исследований протяженной части разлома выбор места для канавы на конусе выноса оказался вынужденным.

Простираение основания склона поднятия по обе стороны от конуса выноса с канавой – $\sim 80^{\circ}$, простираение канавы – 345° , то есть практически перпендикулярное линии разлома. Движений 2023 г. по этой части разлома не было.

Канавой вскрыты типичные для конуса выноса отложения: несортированный гравий и щебень размерностью от миллиметров до сантиметров, с грубой неясной слоистостью. Слои примерно параллельны земной поверхности, протяженные или линзовидные. В нижней центральной части канавы вскрыты гидротермально измененные породы, отличающиеся яркой желтой окраской. Выходы пород представлены прочными цельными массивами (до 1 м в поперечнике) и интенсивно раздробленными участками между ними. Для последних характерна сланцеватость. Плоскости сланцеватости крутые, порядка $50-70^{\circ}$, падают на север, в сторону относительно опущенного крыла.

Во вскрытых канавой отложениях выделено несколько слоев, ниже в тексте называемых «единицами» (Рисунок 8).

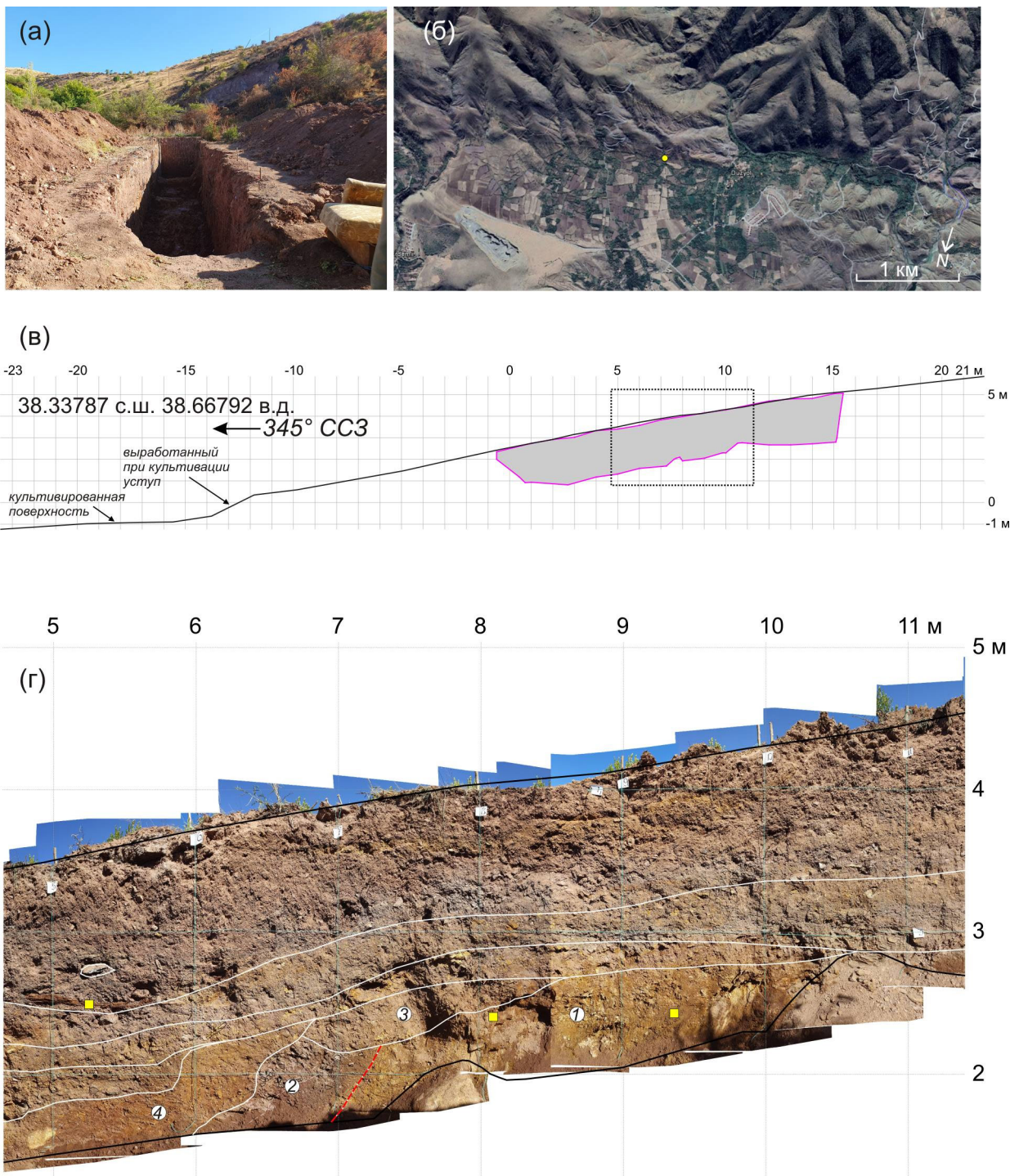


Рисунок 8. Канавы через разлом Улуова. (а) – общий вид канавы, вид на юг; (б) – положение канавы на линии разлома (желтый кружок); (в) – топографический профиль через поверхность конуса выноса и контурами канавы в нем; (г) – разрез канавы (центральная часть) с основными выделенными единицами отложений. Цифры в кружках – номера единиц (см. текст). Красная пунктирная линия – предполагаемая плоскость разлома.

1. Гидротермально измененные породы (вероятнее всего, по эоценовым вулканитам).

2. Плотные однородные средние суглинки общего малинового цвета. Верхняя часть суглинков содержит большое количество остроугольных обломков вулканических пород

до 15-20 см в поперечнике. В суглинках нет продуктов разрушения отложений единицы 1. Контакт между суглинками и гидротермально измененными породами примерно параллелен падению сланцеватости в последних. Северная граница выхода суглинков примерно параллельна контакту с единицей 1. Также круто падает нижняя граница остроугольных обломков коренных пород в верхней части суглинков.

3. Непротяженная линза отложений без крупного щебня, с редкими фрагментами гидротермально измененных пород. Перекрывает единицы 1 и 2, занимая промежуточное положение между ними и примерно параллельными земной поверхности слоями выше.

4. Относительно однородные плотные отложения, насыщенные мелкими фрагментами гидротермально измененных пород, придающими отложениям в целом буро-желтый цвет. Облекают отложения единицы 2.

Выше единиц 3 и 4 наблюдается обычные для конуса выноса отложения в виде протяженных примерно параллельных земной поверхности слоев, в разной степени насыщенных фрагментами гидротермально измененных пород.

В разрезе не видна отчетливая разломная плоскость. Тем не менее, взаимоотношения единиц вскрытого разреза, их состава и взаимоотношений, позволяют предполагать наличие разломных деформаций. Можно предположить, что так же, как и в т. 1, гидротермально измененные породы приурочены к разлому (маркируют его положение). Обращает на себя внимания единица 2 – плотные суглинки, формирование которых трудно представить в области выноса. В них совсем нет фрагментов гидротермально измененных пород, хотя они к ней примыкают. Внешняя (северная) граница суглинков, а также граница остроугольных обломков коренных пород в ее верхней части падают круто, что вряд ли можно считать их первичным залеганием. Соотношение единиц 1 и 2 можно объяснить их первично разобщенным положением и, затем, совмещением (в стенке канавы) сдвиговыми движениями по разлому. Контакт между единицами 1 и 2 следует, таким образом, интерпретировать как разломную плоскость. Отложения единицы 3 перекрывают контакт между единицами 1 (гидротермально измененными породами) и 2 (суглинками). Отложения единицы 4 – самые нижние, что облекают деформированные отложения единицы 1, а отложения выше лишь выравнивают разломный уступ. Таким образом, можно считать, что наиболее молодая подвижка по разлому Улуова в месте канавы произошла между формированием эрозионной поверхности на отложениях единиц 1 и 2 и отложением материала единицы 3.

При тщательном обследовании вскрытого канавой разреза обнаружены органические отложения, которые могут быть датированы радиоуглеродным методом (желтые квадратики на Рисунке 8). На эрозионной поверхности гидротермально

измененных пород и в раскрытых по сланцеватости трещинах найдены углистые скопления и примазки, напоминающие дезинтегрированный древесный уголь. Можно предположить, что их возраст примерно соответствует времени формирования эрозионной поверхности на отложениях единицы 1. В таком случае, датирование этого материала определит нижнюю возрастную границу самой молодой подвижки по разлому. Вероятно, она близка к возрасту подвижки. Верхняя возрастная границы интервала времени, в котором произошла подвижка, может обеспечить только датирование фрагмента древесины в средней части вскрытого канавой разреза (желтый квадратик в левой верхней части Рисунка 8).

Если принять вышеизложенную интерпретацию, то, прежде всего, необходимо принять во внимание сбросовый тип перемещений по разлому. Если исходить из примерной параллельности разлома Восточно-Анатолийскому левосдвиговому транспрессионному разлому, то скорее следовало бы ожидать взбросовый характер вертикальной компоненты движений по разлому Улуова. Кроме того, северный склон хребта (поднятия), в основании которого разлом протягивается, не выглядит сбросовым (Рисунок 9). В то же время, решения механизмов очагов некоторых единичных землетрясений в районе показывают очень небольшую компоненту вертикальных движений сбросового характера (<https://deprem.afad.gov.tr/home-page>): можно представить появление локальных обстановок относительного растяжения в крайней восточной части Анатолийской плиты, выжимаемой на запад относительно Евразии и Аравийской плиты.



Рисунок 9. Южный склон хребта, в основании которого протягивается разлом Улуова. За высоким хребтом в правой части рисунка – Восточно-Анатолийский разлом. Вид на юг.

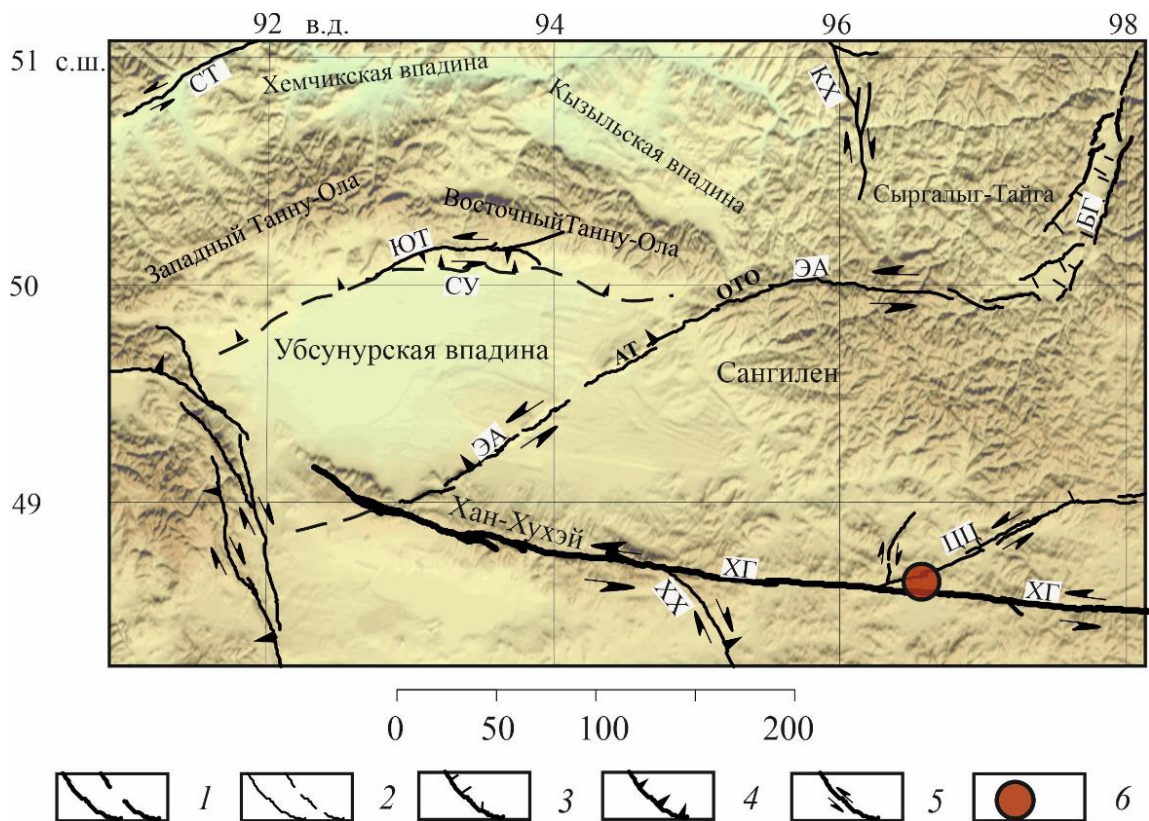
3 НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

3.1 Неотектоника севера Высокой Азии

В отчетный период коллективом авторов лаборатории неотектоники и современной геодинамики была выпущена статья в журнале «Геотектоника», которая обобщает работу, осуществлявшуюся на территории р. Тыва в течение нескольких лет [Соколов и др., 2023]. Эта работа включала предварительные камеральные работы по дешифрированию разномасштабных космоснимков и цифровых моделей рельефа, с целью выявления новейшей структуры севера Убсунурской впадины, ее обрамления, а также выявления потенциальных активных и новейших разломов. Во время полевых работ изучались на месте выявленные структуры, строение комплекса новейших отложений и степень его деформаций, производилась высокоточная съемка территорий с беспилотных летательных аппаратов, проходка траншей вкрест простирания выявленных активных разломов.

В ходе выполненного исследования были выделены два парагенеза разломов (Рисунок 10). Первый парагенез представлен зоной скрытого Северо-Убсунурского надвига, образующего границу Убсунурской впадины и поднятия хребта Танну-Ола. Он зародился на границе эоцена-олигоцена и отражает стадию первичной дифференциации рельефа в начале неотектонического этапа развития и формирования наиболее крупных его черт, то есть воздымания Хангайского сводового поднятия и обрамляющего его с запада пояса впадин, в который входят Долина Озер, Котловина Больших Озер и ряд других, в том числе и Убсунурская впадина. Развитие этих структур противоречит условиям современного напряженного состояния горизонтального сжатия, присущего этому региону. Для таких условий характерны преимущественно сдвиговые деформации и не свойственно развитие сводовых структур и обширных межгорных впадин.

Второй парагенез представлен активными разломами, секущими границы крупных неотектонических форм, распределение и кинематика этих разломов строго соответствуют современно напряженному состоянию земной коры. Он включает в себя такие разломы как Южно-Таннуольский и Эрзин-Агордагский, они имеют секущее положение по отношению к современной тектонической структуре (Рисунок 11), а также проявляют признаки активности в голоцене и позднем плейстоцене, что подтверждается тренчингом (Рисунок 12).



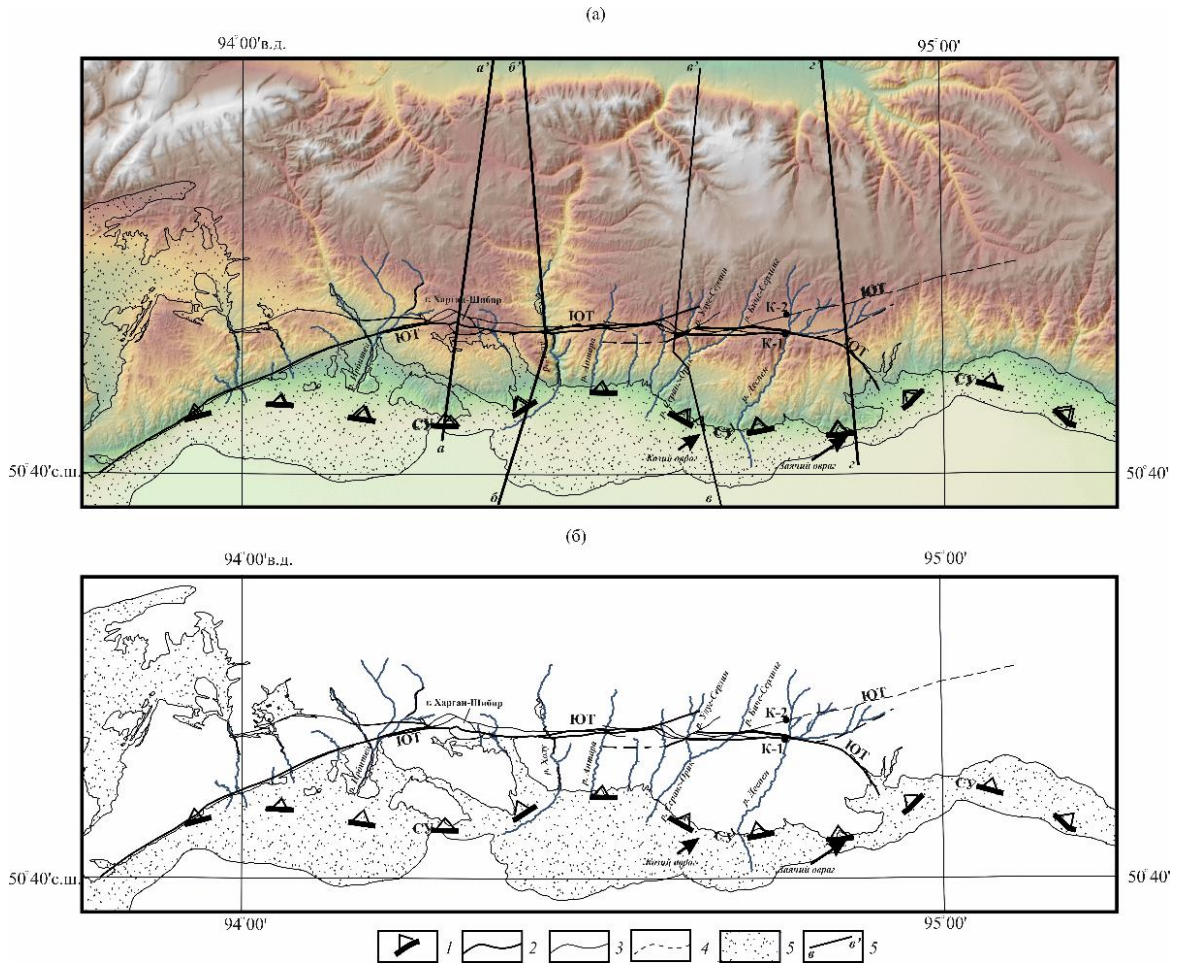
Разломы (обозначены буквами в белых квадратах): ЮТ – Южно-Таннуольский; СУ – Северо-Убсунурский; ЭА – Эрзин-Агордагский; БГ – Бусейнгольский грабен; ХГ – Хангайский (Болнайский); ХХ – Ханхухэйский; приразломные хребты: АТ – Агардак-Тайга; ОТО – Остроконечный Танну-Ола
 1–2 – скорость движения активных разломов: 1 – > 1 мм/год, 2 – < 1 мм/год; 3 – сбросы; 4 – взбросы; 5 – сдвиги; 6 – Болнайское землетрясение (1905 г.)

Рисунок 10. Карта активных разломов юга Тывы и северо-запада Монголии.

Мы полагаем, что наличествуют разные источники тектонических сил, формирующих эти системы разрывных нарушений. Северо-Убсунурский надвиг предположительно имеет глубинную природу, связанную с перераспределением мантийного вещества, обеспечивающего преимущественно вертикальные движения и характерные изометричные тектонические формы, тогда как активные разломы второго парагенеза, расположенные косо к Северо-Убсунурскому надвику, имеют меньшие амплитуды смещений и меньшее рельефообразующее значение, отражают процессы, происходящие в земной коре.

Последовательная смена структур первого и второго парагенезов во времени и пространстве может свидетельствовать о тектонической перестройке, произошедшей в четвертичное время. Однако не следует исключать из внимания скрытый характер Северо-Убсунурского надвига и его сегментированность. Возможные подвижки по нему могут быть не заметны в современном рельефе и строении комплекса четвертичных отложений. В таком случае два источника тектонических деформаций могли функционировать в

четвертичное время одновременно, осуществляя выжимание наиболее южного, молодого фюрберга, запечатанного между двумя разломами. Принимая во внимание, что в позднечетвертичное время активность Северо-Убсунурского разлома значительно снижается, в то время как Южно-Таннуольский и Эрзин-Агордагский, наоборот, начинают свое развитие, коровые структуры являются наложенными по отношению к мантийным, первичным структурам.



Геоморфологические профили: а–а'; б–б'; в–в'; г–г'. Положение траншей – К-1, К-2.

1 – Северо-Убсунурский скрытый надвиг; 2–4 – сегменты Южно-Таннуольского левого взбросо-сдвига: 3 – достоверные, 2 – основные, 3 – второстепенные, 4 – предполагаемые; 5 – площади распространения четвертичных пролювиальных отложений

Рисунок 11. Соотношение Южно-Таннуольской и Северо-Убсунурской зон разломов, Сверху – положение зон разломов в рельефе, снизу – схема интерпретации.

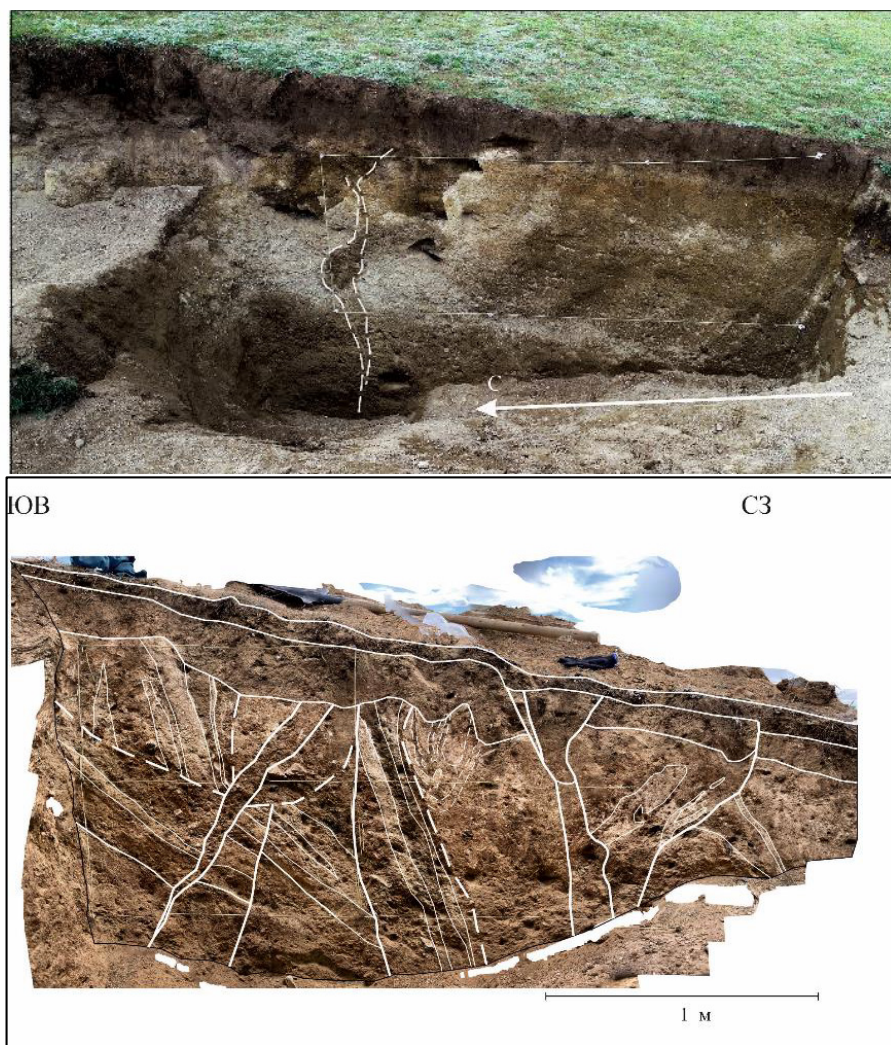


Рисунок 12. Строение Южно-Таннуольского (сверху) и Эрзин-Агордагского (снизу) разломов в канавах, пройденных вкрест простирания разломов.

3.2 Новейший вулканизм севера Высокой Азии

В августе 2023 года исполнители темы провели экспедиционные работы на территории Монголии на Хангайском нагорье, в долине реки Чулуут, в окрестностях озера Тэрхийн-Цагаан-Нур. Целью работ было изучение новейшего вулканизма этого района. В долине реки Чулуут развиты основные вулканы, датируемые поздним миоценом – четвертичным временем. Они формируют хорошо оформленные в рельефе пирокластические и лавовые потоки, прорезанные рекой. В рельефе хорошо сохранились вулканические центры, питающие эти потоки. Происходит закономерное омоложение вулканических построек с востока на запад, наиболее древние, миоценовые, постройки сосредоточены на востоке и северо-востоке, плиоценовые вулканические центры расположены в центральных областях, голоценовые постройки занимают наиболее западные территории (Рисунок 13). Потоки голоценовых лав подпруживают реку, что приводит к формированию крупного озера. В литературе описывается Тариатский грабен

субширотной ориентировки, контролирующей распространение этих вулканических структур. Полевые работы и дешифрирование материалов дистанционного зондирования не подтверждает присутствие такого рода структур, таким образом вопрос тектонических структур, контролирующих новейший вулканизм региона остается открытым.

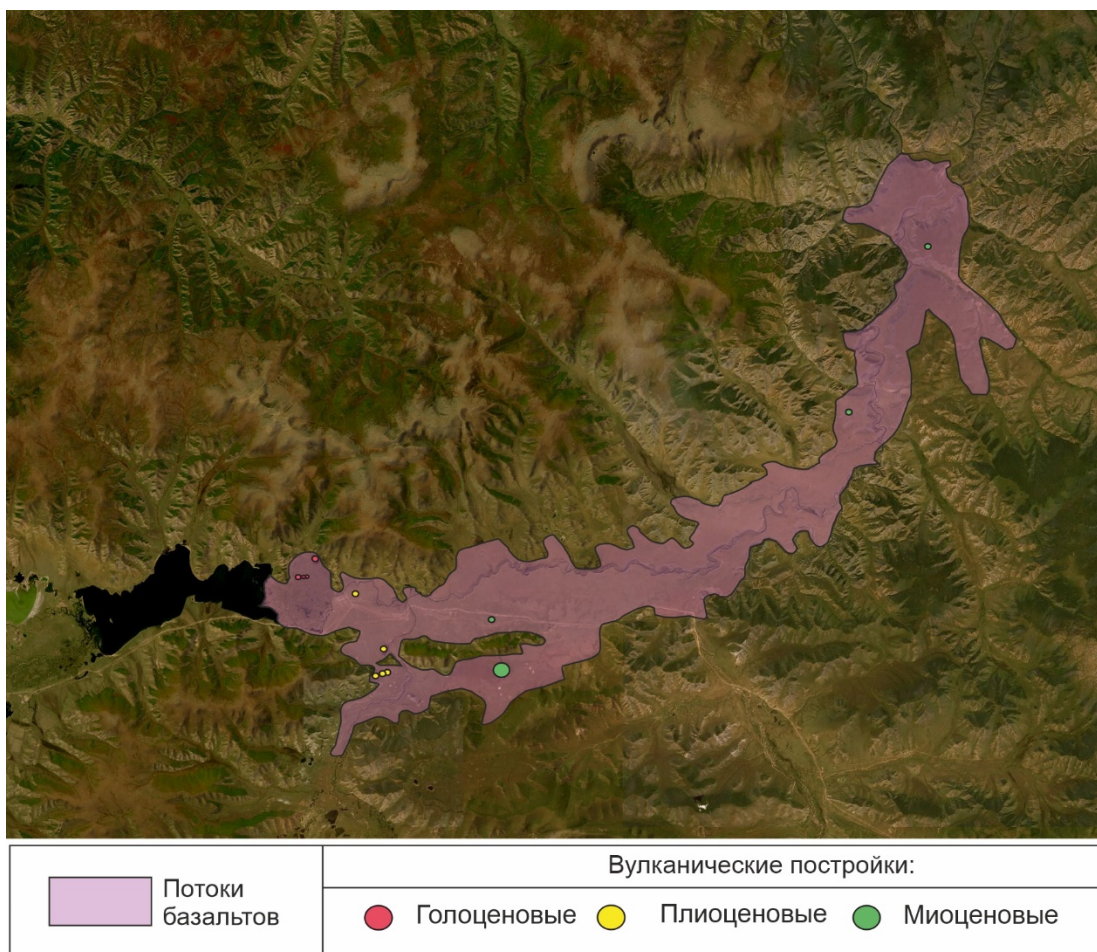


Рисунок 13. Распространение кайнозойских базальтов в долине реки Чулуут

Подробное систематическое изучение этих проявлений вулканизма до сих пор не было осуществлено. Вещественный состав вулканитов – оливиновые базальты порфировой структуры, а также лапиллевые и бомбовые туфы. В процессе полевых работ были отобраны образцы разновозрастных потоков с целью определения и уточнения возраста построек и потоков, выяснения возрастных соотношений потоков, формирующих отдельные постройки. Так крупный плиоценовый вулкан Цорт надстраивает толщу пирокластического материала, нарушенного системой разрывными нарушениями сбросовой природы (Рисунок 14). Залегание пород этого потока также не горизонтально, в нем можно выделить отчетливые анти- и синклинальные складки, с углами падения крыльев до 20° (Рисунок 15) Надо отметить, что других примеров тектонизации вулканических толщ нами отмечено не было. Вулканическая постройка самого вулкана



Рисунок 14. Пирокластический поток плиоценового возраста, нарушенный сбросовыми деформациями.

при ближайшем рассмотрении имеет ступенчатый характер склонов, ступени отражают отдельные потоки базальтов, отделенные друг от друга зонами закалки (Рисунок 16). Отобраны образцы для уточнения периода активности вулкана, эволюции магм и питающей среды. Полученная информация позволит уточнить физико-химические параметры вулканизма и геодинамические обстановки. Особый интерес вызывают крупные мантийные ксенолиты в базальтах, изучение которых позволит выявить особенности вулканической камеры и оценить температуру и давление формирования магматического расплава. Полученная информация особо интересна в разрезе вопроса о существовании Хангайского мантийного плюма и его влияния на формирования новейшей тектонической структуры региона и современного рельефа.



Рисунок 15. Синклиальная складка в плиоценовых пирокластах

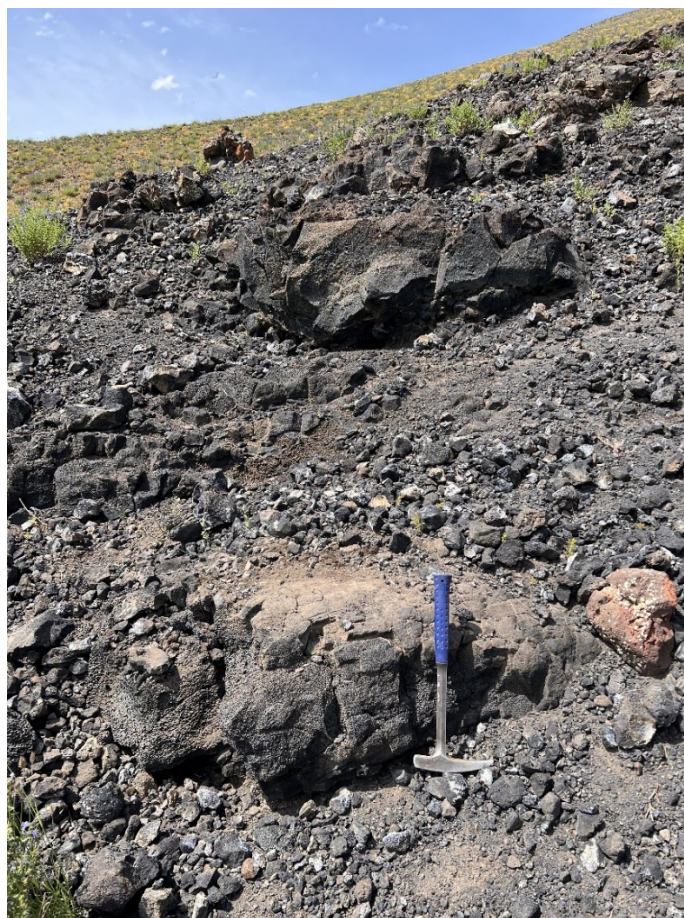


Рисунок 16. Ступенчатый склон вулкана Цогт, сложенный потоками оливиновых базальтов.

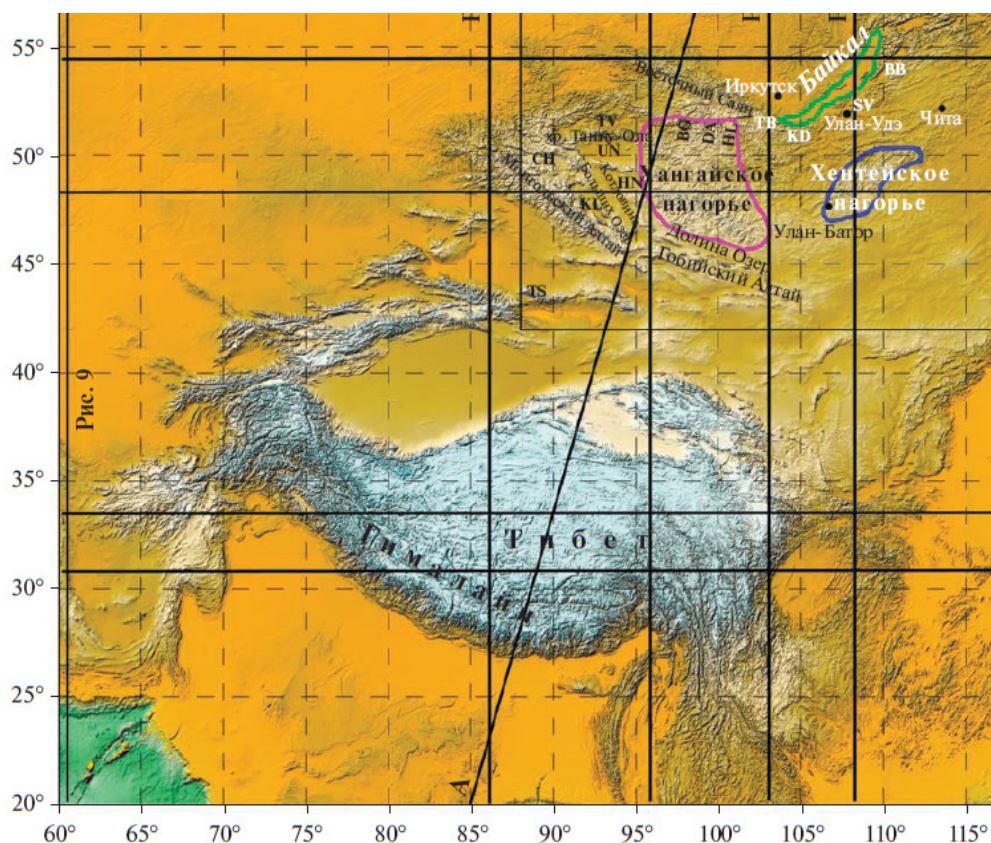
По результатам работ было отобрано 26 образцов на производство прозрачно-полированных петрографических шлифов, пригодных для изучения микрондом, эти же

пробы пойдут на определение силикатного анализа. 21 проба была отобрана на определение состава редкоземельных элементов, такое же количество проб планируется продатировать К-Аг методом.

3.3 Строение мантии Центральной Азии и сопоставление кайнозойской структуры севера Центральной Азии со строением мантии

Помимо полевых работ, в отчетный период проводилось изучение строения мантии региона на основании данных глубинной геофизики. Была построена 3D модель и определено строение внутримантийного Хангайского плюма, выраженного пониженными скоростями *P*-волн, восходящего с глубин 1200–1300 км и охватывающего Центральную Монголию и прилегающие районы юга Сибири (Рисунок 17). Показано, что под воздействием плюма в земной коре сформировался хангайский парагенез новейших структур, образованный поднятием Хангайского и Хэнтэйского нагорий и поясом обрамляющих их межгорных впадин. Этот парагенез сочетается на севере Центральной Азии с другим структурным парагенезом, развивавшимся одновременно с хангайским, наиболее ярко выраженный сочетанием активных разломов и обусловленный латеральным взаимодействием плит и блоков литосферы. Результаты работ доведены до публикации в журнале «Геотектоника» [Трифонов и др., 2023].

Хангайский плюм расположен под Центральной и Восточной Монголией и соответствует объему мантии с существенно пониженными скоростями продольных (*P*) волн. Плюм ранее был выделен [Трифонов и др., 2021] в результате анализа объемной модели MITP08 вариаций скоростей *P* волн, выраженных отклонениями этих скоростей от средних для соответствующих глубин значений в процентах [Li et al., 2008]. Над плюмом литосферная мантия утонена до ~50 км. Особенно низкие скорости (до –6%) обнаружены в подлитосферной мантии до глубины 400 км (Рисунок 18). Основное тело плюма находится под Хангайским нагорьем и распространяется на север до края Сибирской платформы. Хэнтэйская ветвь плюма выделена юго-восточнее Хэнтэйского нагорья. Она связана с основным телом плюма на глубинах 800–1000 км. Ответвления плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются в Забайкалье. Размеры плюма уменьшаются с глубиной, и его самая глубокая часть (1250–1300 км) находится под южной частью Хангайского нагорья.

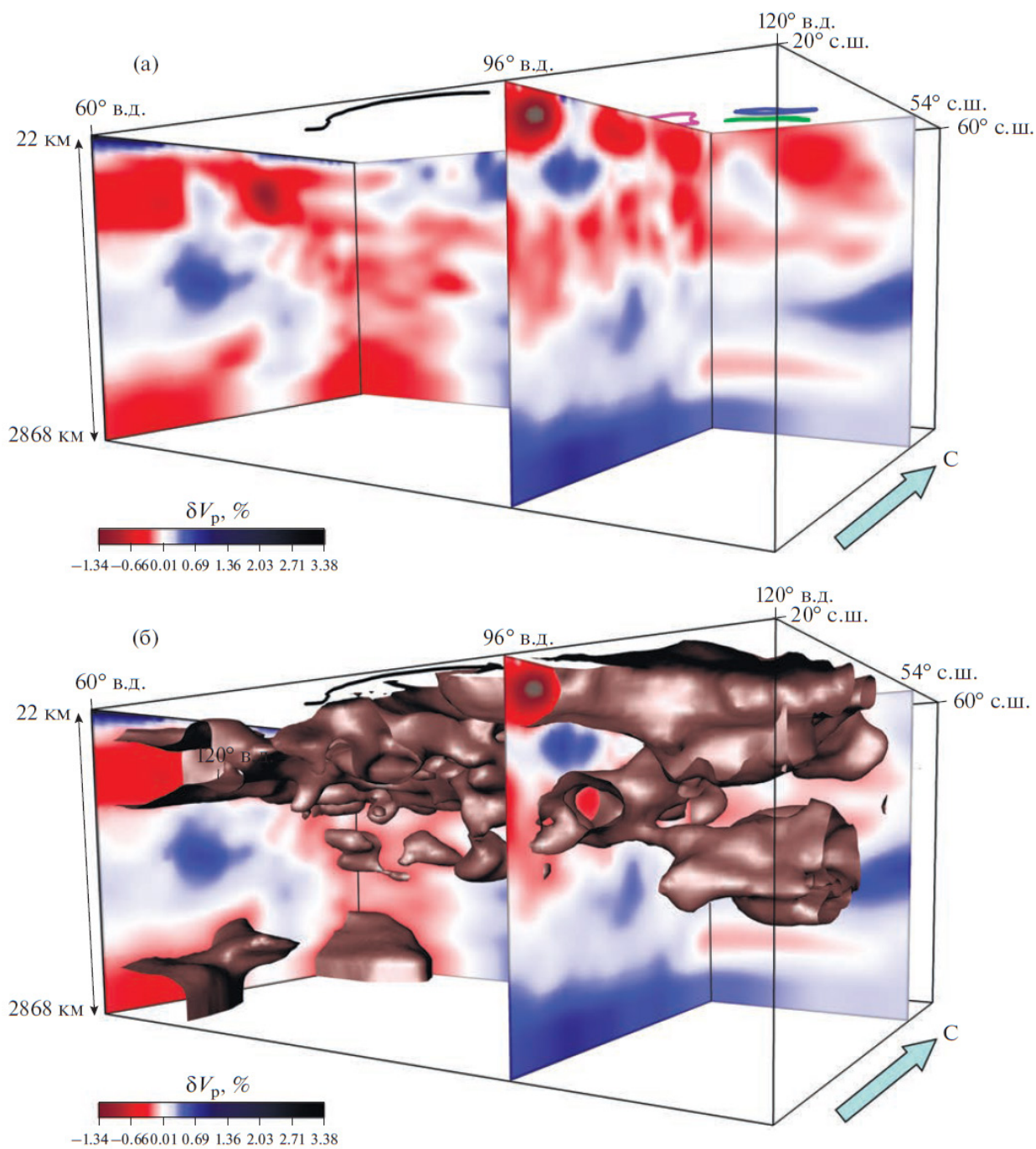


Индексами показаны впадины: ВВ – Баргузинская, ВГ – Бусийнгольская, СН – Чуйская, ДА – Дархатская, ТВ –Тункинская, TV – Тувинская, UN – Убсунурская; прогибы: SV – Селенгино-Витимский. Озера: HL – оз. Хубсугул, KL – оз. Хара-Ус-Нур, KN – оз. Хиргиз-Нур. Горные сооружения: TS – Тянь-Шань, KD – хр. Хамар-Дабан.

Рисунок 17. Рельеф Центральной Азии и положение мантийных разрезов (черные линии) по [Трифонов и др., 2023].

Главному телу Хангайского плюма соответствует на земной поверхности кайнозойское поднятие высотой до 3500–4000 м на юге Хангайского нагорья. С юго-востока территория Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви ограничена позднекайнозойскими прогибами, протягивающимися вдоль юго-восточной границы Монголии. С других сторон Хангайское поднятие ограничено С-образным поясом впадин, состоящим из юго-восточной части Байкальской рифтовой зоны, Тункинской и Тувинской впадин на севере, Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер на западе и Долины Озер на юге. Впадины заполнены озерными и флювиальными отложениями от позднего олигоцена до плиоцена. В четвертичное время Южная и Центральная впадины Байкала, заложенные не позднее раннего палеогена, стали частью Байкальского рифта, а другие впадины были вовлечены в общее поднятие региона. Структурный парагенез Хангайского поднятия и обрамляющих впадин обусловлен воздействием Хангайского плюма. Над плюмом с его Хэнтэйской и Забайкальскими ветвями происходил

кайнозойский базальтовый вулканизм плюмового типа, местами наследующий меловые вулканические



Показано: два ортогональных пересечения разрезов (вертикальная плоскость); южный фланг Гималаев (линия черным). Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1; точка обзора расположена на юго-востоке и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; разрезы в западной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 60° в.д.) простираются вдоль западного края и на севере региона; разрезы в восточной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 96° в.д.) простираются через Тибетский и Хангайский плюмы, оз. Байкал и Забайкалье.

Рисунок 18. Объемное распределение вариаций сейсмических скоростей δV_p в мантии под Центральной Азией (а), в том числе с изоповерхностью аномалии скоростей -0.22% (б) по [Трифонов и др., 2023].

проявления. Плюмовый структурный парагенез сочетается со структурным парагенезом, производным от взаимодействием плит и блоков литосферы, который выражен активными разломами, но развивался синхронно с плюмовым парагенезом. Кинематика активных разломов показывает, что западная и центральные части региона развиваются в условиях транспрессии, а северо-восточная часть – в условиях растяжения и транстенсии.

Хангайский плюм связан на глубине с Тибетским плюмом, расположенным под центральной и восточной частями Тибета севернее блока Лхаса. Тибетский плюм восходит с глубин 1400–1600 км и сопровождается утонением литосферы и подъемом земной поверхности. Хангайский и Тибетский плюмы представляют особую категорию плюмов, которые поднимаются из верхов нижней мантии и этим отличаются от верхнемантийных плюмов и Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, восходящих от границы ядра и мантии. Возможна связь Хангайского и Тибетского плюмов с ответвлениями суперплюмов, но допускается и их независимое происхождение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Планы работ по теме за 2023 г. выполнены полностью. Главные результаты по теме за отчетный период сводятся к следующему:

1. В Притихоокеанском подвижном поясе исследована пространственная взаимосвязь зоны активных разломов Срединного хребта и поля распространения нетипичных для надсубдукционных обстановок высокомагнезиальных эффузивов. Предложена принципиальная модель, связывающая и магматизм, и разломообразование с проявлениями задугового растяжения на разных структурных этажах литосферы.
2. Работы в Кавказско-Аравийском сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса были посвящены первичной документации сейсмодислокаций в очаговых областях катастрофических землетрясений в Восточной Турции 6 февраля 2023 г. Было проведено предварительное дешифрирование космоснимков, геодезическая съемка, съемка с квадрокоптера, наземная фотодокументация, пройдены две палеосейсмологические канавы.
3. В Центральной Азии на северном обрамлении Альпийско-Гималайского подвижного пояса изучено неотектоническое строение межгорных впадин и проявления неоген-четвертичного вулканизма, показаны различия структурного рисунка активных разломов и крупнейших тектонических форм рельефа. Проведен анализ глубинных геофизических данных, позволивший обосновать морфологию Хангайского мантийного плюма. Полученные данные позволили объяснить сосуществование двух структурных парагенезов либо изменением поля коровых напряжений во времени, либо мантийным источником вертикальных тектонических движений.

В отчетный период по каждому из направлений доведены до публикации результаты, опирающиеся на научный задел лаборатории. Опубликовано 4 статьи в высокорейтинговых журналах (Приложение А). Первичные полевые данные, полученные в 2023 году, будут опубликованы по мере обработки материалов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. Т. 1979-1996
2. Зеленин Е.А., Гарипова С.Т. Активная разломная тектоника Срединного хребта, п-ов Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 104-112.
3. Зеленин Е.А., Позднечетвертичные деформации Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. №3, вып. 35. С. 103-111.
4. Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кущева Ю.В., Волынец А.О., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Раннечетвертичный возраст заключительного этапа вулканической активизации в центральной части Срединного хребта Камчатки (данные К–Ar метода) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 490. №. 1. С. 3-6.
5. Соколов С.А., Гарипова С.Т., Юшин К.И., Бутанаев Ю.В., Зеленин Е.А., Овсяченко А.Н., Мазнев С.В. Новейшая структура северного обрамления Убсунурской впадины и ее соотношение с активными разломами (республика Тыва, Россия) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 93–112.
6. Трифонов В.Г. (ред.). Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. – М.: ГЕОС, 2012. – 216 с.
7. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
8. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Демберел С. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. № 6. С.1–36.
9. Челик Х., Трихунков Я. И., Соколов С. А., Трифонов В. Г., Зеленин Е. А., Каргиноглу Ю., Юшин К. И., Ломов В. С., Бачманов Д. М. Тектонические аспекты восточно-анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. №6. С. 5-23.
10. Akinci A.C., Robertson A.H.F., Unlugenc U.C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Caglayancerit area) // International Journal of Earth Science. 2016. V. 105. P. 315–337.
11. Arpat E., Saroglu F. The East Anatolian fault system: thoughts on its development // Bulletin of the Mineral Research and Exploration. 1972. V. 78. P. 33–39.

12. Balkaya M., Akyuz S.H., Ozden S., Paleoseismology of the Surgu and Cardak faults – splays of the Eastern Anatolian Fault Zone, *Turkiye // Turkish Journal of Earth Sciences*. 2023. V. 32. P. 402–420.
13. Colak S., Aksoy E., Kocyigit A., Inceoz M. The Palu-Uluova Strike-Slip Basin in the East Anatolian Fault System, Turkey: Its Transition from the Palaeotectonic to Neotectonic Stage // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2012. V. 21. P. 547–570.
14. Duman T.Y., Emre O. The East Anatolian Fault: geometry segmentation and jog characteristics // *Geological Society, London, Special Publications*. 2013. V. 372. P. 495–529.
15. Emre O., Duman T.Y., Ozalp S., Elmasi H., Olgun S., Saroglu F. Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara. 2013.
16. Garfunkel Z., Ben-Avraham Z. Basins along the Sead Sea Transform / Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (eds.). *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Memoires du Museum national d’Histoire naturelle*. 2001. V. 186. P. 607–627.
17. Handy M.R. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grainsize and time // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 163. № 1-2. P. 119-152.
18. Hempton M.R., Dewey J.F., Saroglu F. The East Anatolian transform fault: along strike variations in geometry and behavior. *EOS Transactions*. 1981. UN 62. 393 p.
19. Herece E. Atlas of the East Anatolian Fault. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Special Publication Series. Ankara. 2008.
20. Knipper A.L., Savelyev A.A., Rukieh M. Ophiolitic association of North-Western Syria // *Geotectonics*. 1988. V. 22(1). P. 73–82.
21. Kozhurin, A.I., Zelenin, E.A., An extending island arc: The case of Kamchatka // *Tectonophysics* 2017, Vol. 706-707. P. 91-102.
22. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. 2007. P. 57-64.
23. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth’s mantle // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
24. Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M. Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 210. P. 35–52.

25. Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2006. V. 111. B5.
26. Robertson A., Unlugenc U.C., Inan N., Tasli K. The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in Southern Turkey // *Journal of Asian Earth Science*. 2004. V. 22(5). P. 413–453.
27. Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y. Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // *Journal of Geodynamics*. 2005. V. 40. P. 235–256.
28. Saroglu F., Emre O., Kusu I. The East Anatolian fault zone of Turkey // *Annales Tectonicae. Special Issue*. 1992. V. 6. P. 99–125.
29. Sengor A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 181–241.
30. Vidal N., Klaeschen D., Kopf A., von Huene R., Krasheninnikov V.A. Seismic images from southeast of Cyprus to the Syrian coast / Hall J.K., Krasheninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini Ch., Flexer A. (eds.) *Geological Framework of the Levant. V. 2: The Levantine Basin and Israel. Part 3 – The Levantine Basin*. Historical Production-Hall, Jerusalem. 2005. P. 41–56.
31. Volynets A.O., Nekrylov N., Gorbach N., Ovsyannikov G., Tolstykh M., Pevzner M., Zelenin E., Shcherbakov V., Lebedev V., Plechova A., Babansky A. Geochemical diversity and tectonic relationships in monogenetic volcanic fields: A case study of the Sredinny Range, Kamchatka // *Lithos*. 2023. Vol. 456. 107306.
32. Volynets, A.O., Churikova, T.G., Worner, G., Gordeychik, B.N., Layer, P., 2010. Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. 159. P. 659-687.
33. Zelenin E.A., Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V. Tephrochronological dating of paleoearthquakes in active volcanic arcs: A case of the Eastern Volcanic Front on the Kamchatka Peninsula (northwest Pacific) // *Journal of Quaternary Science*. 2020. Vol. 35. 1-2. P. 349-361.

Приложение А. Библиография

1. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Демберел С. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. № 6. С.1–36.
2. Челик Х., Трихунков Я. И., Соколов С. А., Трифонов В. Г., Зеленин Е. А., Каргиноглу Ю., Юшин К. И., Ломов В. С., Бачманов Д. М. Тектонические аспекты восточно-анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. №6. С. 5-23.
3. Соколов С. А., Гарипова С. Т., Юшин К. И., Бутанаев Ю. В., Зеленин Е. А., Овсяченко А. Н., Мазнев С. В. Новейшая структура северного обрамления Убсунурской впадины и ее соотношение с активными разломами (республика Тыва, Россия) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 93–112.
4. Volynets A.O., Nekrylov N., Gorbach N., Ovsyannikov G., Tolstykh M., Pevzner M., Zelenin E., Shcherbakov V., Lebedev V., Plechova A., Babansky A. Geochemical diversity and tectonic relationships in monogenetic volcanic fields: A case study of the Sredinny Range, Kamchatka // Lithos. 2023. Vol. 456. 107306.