

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, д-р геол.-минер. наук	_____	А.И. Кожурин (введение, заключение)
Исполнители		
И.о. зав. лаб., канд. геол.-мин. наук	_____	Е.А. Зеленин (раздел 4)
Гл. науч. сотр. д-р геол.-мин. наук, профессор	_____	В.Г. Трифонов (раздел 1, 2)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	Д.М. Бачманов (раздел 2)
Ст. науч. сотр. канд. геогр. наук	_____	Я.И. Трихунков (раздел 3)
Ст. науч. сотр. канд. геол.-мин. наук	_____	С.А. Соколов (раздел 3)
Науч. сотр.	_____	Е.А. Шалаева (раздел 4)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук	_____	А.И. Иоффе (раздел 1)
Мл. науч. сотрудник, аспирант	_____	О.В. Гайдаленок (раздел 3)

Реферат

Отчет 19 с., 4 раздела, 5 рисунков, 23 источника, 1 приложение.

Ключевые слова: Альпийско-Гималайский подвижный пояс, Притихоокеанский подвижный пояс, зона перехода континент-океан, коллизия, субдукция, активные разломы, горообразование, неотектоника, сеймотектоника, общемантийная конвекция.

Наблюдаемые в земной коре тектонические проявления, в конечном счёте, определяются геодинамическими процессами в ядре и мантии Земли. Мантийные геодинамические процессы связаны с общемантийной и порождаемой ею верхнемантийной конвекцией, а перераспределение масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра Земли обуславливает глобальную синхронность проявлений фаз складчатости. Таким образом, тектогенез является интегральным эффектом геодинамических процессов в ядре и мантии Земли.

Результаты анализа верхнемантийных скоростных неоднородностей указывают на предопределённость коровой тектонической зональности центральной части Альпийско-Гималайского пояса движениями и преобразованиями вещества на уровне верхней мантии.

Конкретные структурные проявления неотектонических движений в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса были изучены свидетельствуют о формировании в общей структурно-геодинамической обстановке сжатия. При этом собственно орогенное поднятие СЗК с запада ограничено сбросо-раздвиговой Абраусской разломной зоной.

В Притихоокеанском подвижном поясе впервые с высокой точностью установлен возраст среднеплейстоценового эксплозивного извержения, покрывшего тефрой значительную часть Северо-Западной Пацифики. Показана принципиальная возможность высокоточного датирования крупнейших извержений плейстоцена. Развитие этих работ создаст основу для сопоставления эруптивной истории Курило-Камчатской дуги с тектоническими событиями плиоцен-четвертичного времени.

СОДЕРЖАНИЕ

ВЕДЕНИЕ	4
<i>Раздел 1. Глубинные источники тектогенеза</i>	5
<i>Раздел 2. Отражение тектонической зональности и сегментации центральной части Альпийско-Гималайского пояса в структуре верхней мантии</i>	10
<i>Раздел 3. Структурные проявления неотектонических движений Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса</i>	14
<i>Раздел 4. Притихоокеанский подвижный пояс</i>	19
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	21
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	23
<i>Приложение А: Публикации по теме исследований в 2018 г.</i>	26

Введение

Работы выполнены по пункту программы ФНИ государственных академий наук на 2013-2020 г.г. № 124 – Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли. Цель работ – выявление факторов и механизмов, определяющих новейшую и продолжающуюся (активную) эволюцию Альпийско-Гималайского и Притихоокеанского подвижных поясов. В 2018 году исследовались, прежде всего, сегменты поясов, в которых закономерности их проявлены наиболее ярко – Камчатский и Аравийско-Кавказский.

Руководитель и участники работ в 2018 г. помимо выполнения работ по бюджетной теме № 0135-2016-0030 осуществляли исследования, поддержанные грантами РНФ и РФФИ, а большинство опубликованных участниками результатов были получены как обобщение многолетних исследований. Соответственно, при характеристике полученных результатов в отчете обозначено, какая именно их часть получена в 2018 г. в ходе работ по бюджетной теме № 0135-2016-0030 (далее, бюджетная тема), а какая стала итогом исследований по другим проектам, в том числе и прежних лет.

1 Глубинные источники тектогенеза

На материалах глобальной мезозойско-кайнозойской тектоники исследованы глубинные причины и источники тектонических явлений. Показано, что наблюдаемые в земной коре тектонические проявления, в конечном счёте, определяются геодинамическими процессами в ядре и мантии Земли. Мантийные геодинамические процессы связаны с общемантийной и порождаемой ею верхнемантийной конвекцией, которые обуславливают все плейт-тектонические проявления, а также внутриплитный магматизм и усиление вертикальных тектонических движений в эпохи горообразования. Перераспределение масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра Земли, проявляющееся в инверсиях магнитного поля, обуславливает глобальную синхронность проявлений фаз складчатости (кратких эпох усиления деформаций сжатия и транспрессии) и наложения главной, плиоцен-четвертичной, стадии новейшего горообразования (и, вероятно, подобных стадий в среднем девоне и ранней перми) на плейт-тектонические взаимодействия.

Различные аспекты связи тектонических явлений в земной коре с общемантийной и/или верхнемантийной конвекцией рассматривались многими исследователями. В наших прежних публикациях [1-3] была предложена модель тектоники мантийных течений. Согласно ей, восходящие ветви общемантийной конвекции образованы общемантийными суперплюмами, прежде всего, Эфиопско-Афарским и Центрально-Тихоокеанским. От них распространяются верхнемантийные горячие потоки, которые непосредственно или с образованием верхнемантийной конвекции перемещают литосферные плиты. Потоки могут обогащаться флюидами, перерабатывая переходный слой мантии (~400–700 км), в котором флюиды концентрируются за счёт дегидратации субдуцируемых слэбов, большинство которых переходит в субгоризонтальные линзы на этом уровне, и, возможно, поступления глубинного водорода. В эпохи широкого распространения коллизии активизированная подвижными компонентами астеносфера вызывает разуплотнение литосферы, что приводит к усилению вертикальных движений и горообразованию. Эпохи горообразования (орогенные этапы) повторялись в фанерозое. Их «пиковые» стадии приходятся на эйфельский и артинский века и плиоцен-четвертичное время. Нисходящие ветви общемантийной конвекции образованы отслоенными фрагментами высокометаморфизованных низов утолщённой континентальной литосферы и той частью субдуцируемых слэбов, которые погружаются ниже переходного слоя мантии.

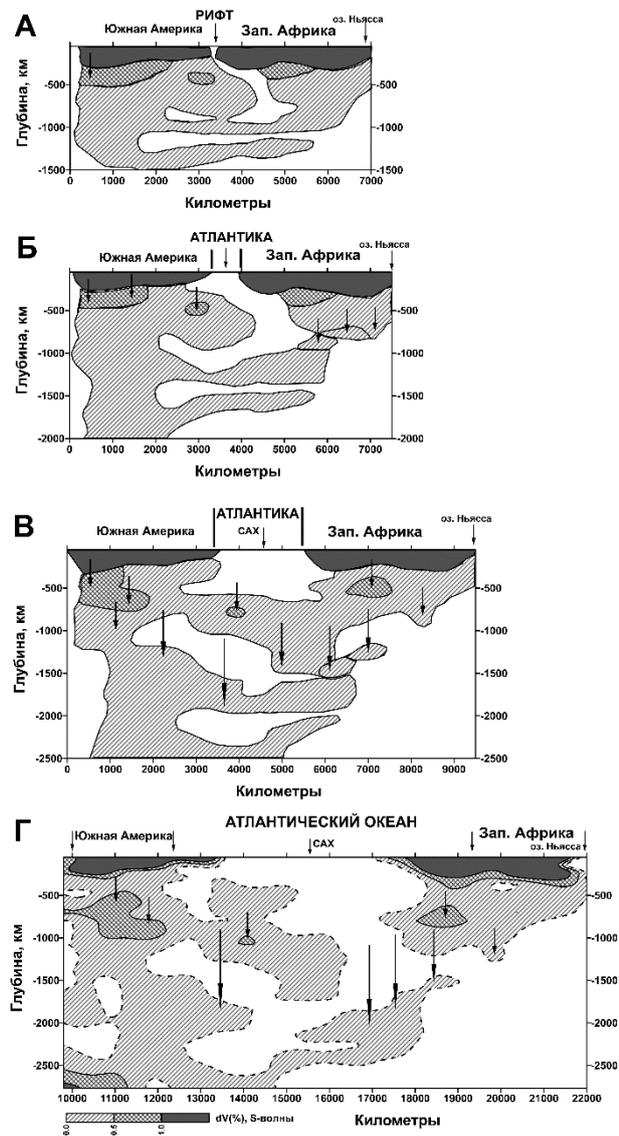
Для двух геодинамически различных систем: Гавайи – Императорский хребет и Эфиопия–Аравия–Кавказ, рассчитаны скорости верхнемантийных потоков. Для системы Гавайи – Императорский хребет расчёт основан на прохождении астеносферного потока и перемещаемой им плиты над северным ответвлением Центрально-Тихоокеанского суперплюма. Скорость движения определялась по положению вулканов разного возраста (до 76 млн лет) относительно активного вулкана Килауеа. Для системы Эфиопия–Аравия–Кавказ определялось распространение астеносферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма в северных румбах. Скорость течения оценивалась по возрасту самых ранних кайнозойских вулканических извержений, связанных с мантийными источниками – от 55 до 2.8 млн лет. В обеих системах скорости верхнемантийных потоков варьировали в разные эпохи от 4 до 12 см/год и в среднем близки к 8 см/год. Такая скорость течения была бы недостижима, если вязкость верхней мантии однородна и соответствует значениям, основанным на данных о голоценовых вертикальных движениях, связанных со снятием ледовой нагрузки на древних кратонах. Мы полагаем, однако, что астеносфера состоит из прочных фрагментов от зёрен до крупных блоков, разделённых тонкими плёнками вещества, близкого к состоянию плавления и местами насыщенного флюидами. Наличие матрикса с резко пониженной вязкостью делает возможным общую деформацию и быстрое перемещение прочных обломков.

Под разными континентами на глубинах до 2000–2500 км обнаружены объёмы мантийного вещества с повышенными скоростями сейсмических волн, которые мы интерпретируем как отслоенные и погружающиеся фрагменты высоко-метаморфизованных низов утолщённой континентальной литосферы. Расчёт скоростей погружения выполнен нами для континентов Южной Америки и Западной Африки, обрамляющих Южную Атлантику. На обоих континентах погружающиеся фрагменты группируются в полосы, наклонённые к Срединно-Атлантическому хребту (САХ) (Рисунок 1). Объёмы, только начинающие погружение, отстоят от наиболее глубоко погруженных объёмов в сумме на ширину раздвинувшейся Атлантики. Объёмы, расположенные ближе к оси САХ и начавшие погружаться раньше, на глубинах 2000–2200 км смыкаются. Таким образом, их погружение началось одновременно с началом раздвигания Южной Атлантики (~200 млн лет назад), что даёт скорость погружения ~0.9–1.0 см/год. Это почти на порядок меньше скоростей верхнемантийных потоков и, вероятно, близких к ним скоростей восходящих потоков в суперплюмах. Последнее согласуется с тем, что нисходящие потоки занимают большие объёмы мантии, нежели восходящие, что обеспечивает их баланс.

Модель тектоники мантийных течений объясняет в рамках общемантийной конвекции и ее производных не только тектонические явления, объединяемые плейт-

тектонической теорией, но и некоторые явления ею не объяснимые и, прежде всего, усиление вертикальных движений в «пиковую» плиоцен-четвертичную стадию новейшего орогенного этапа. Эта модель не объясняет всего разнообразия тектонических явлений. Вне предложенных интерпретаций остались такие значительные явления, как формирование обширных впадин на континентальной коре, погружение которых не обусловлено раздвиганием или обеспечивается им не полностью, и крупных магматических провинций (LIPs), накладывающихся на плиты независимо от их возраста и состава. Вместе с тем, модель тектоники мантийных течений и другие модели, связывающие тектогенез с мантийной конвекцией, не объясняют глобальную синхронность фаз складчатости Г. Штилле (тектонических фаз, или фаз усиления сжатия и транспрессии в подвижных поясах) и орогенных этапов. Для отыскания причин такой синхронности мы сопоставили тектонические фазы с конца юры поныне с частотой инверсий магнитного поля. Большинство фаз совпало с эпохами частых инверсий или непосредственно следовало за ними. В течение новейшего орогенного этапа с конца олигоцена (последние 24–25 млн. лет) фазы складчатости следовали друг за другом с короткими интервалами, а инверсии происходили особенно часто. При этом максимумы частоты инверсий опережали пики фаз складчатости на 1–2 млн. лет.

Согласно современным физическим представлениям, магнитное поле Земли и его инверсии обусловлены перераспределением масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра [4]. Эти энергетические импульсы не могут передаваться к поверхности конвективным путём, поскольку проявляются в земной



А – начало юры, Б – мел, В – палеоген, Г – современность. Показаны (стрелки) направления погружения тяжелых мантийных блоков, длина стрелки отражает величину погружения. Пунктиром обозначена нулевая изолиния δV .

Рисунок 1 – Стадии погружения отторженных фрагментов утолщенной континентальной литосферы Южно-Американского и Африканского обрамлений Атлантики [5]; использована модель [6].

коре гораздо быстрее. Мы предполагаем, что при той определяющей доле, которую составляет масса ядра относительно массы Земли, течения в ядре приводят к изменению режима вращения Земли и вызывают появление объёмных сил, которые проявляются наиболее интенсивно близ внешней границы твёрдой Земли, т.е. в земной коре. Эти же силы в новейший этап интенсивных перемещений в ядре, выраженных частыми возмущениями магнитного поля, способствуют преобразованию литосферы и, как результат, усилению вертикальных движений. Таким образом, тектогенез является интегральным эффектом геодинамических процессов в ядре и мантии Земли.

Изложенные научные результаты опубликованы в статье [5].

2 Отражение тектонической зональности и сегментации центральной части Альпийско-Гималайского пояса в структуре верхней мантии

Представляемое исследование развивает теоретические представления, изложенные в разделе 1, конкретизируя и детализируя их для решения задач тектоники Альпийско-Гималайского орогенического пояса (АГП). Его центральная часть от Адриатики до Западного Тянь-Шаня, Памира и Западных Гималаев характеризуется продольной зональностью и поперечной сегментацией. Продольная зональность выражена, прежде всего, наличием сутур Мезотетиса и Неотетиса и связанных с ними образований. В плиоцен-четвертичное время элементы продольной зональности испытали интенсивное, но неравномерное поднятие. Поперечная сегментация обусловлена тем, что вдоль пояса изначально чередовались северные выступы фрагментов распавшейся Гондваны и участки, где её граница отступала к югу. В новейшую стадию коллизионного развития эти различия усилились из-за более быстрого движения выступов к северу. Их перемещение оказало структурное воздействие на сопряжённые участки пояса. В итоге, в центральной части АГП выделены три главных мегасегмента. На западе это край Альпийско-Адриатического мегасегмента, представленный складчато-надвиговым поясом Динарид, а на востоке – край Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента. Основная часть территории принадлежит Анатолийско-Ирано-Кавказскому мегасегменту, который разделяется на сегменты с нечёткими структурными границами: Эгейско-Балканский, Анатолийско-Черноморский, Аравийско-Кавказский, Ирано-Каспийский и Афгано-Таджикский.

Для сопоставления с верхнекоровыми неоднородностями региона, выраженными в геологических структурах, составлены и проанализированы сейсмотомографические разрезы мантии вдоль 12 субширотных и субмеридиональных профилей по объемной модели вариаций скоростей продольных (Р) волн MIT-P08 [7]. Эта модель ориентирована на исследование верхнемантийных неоднородностей и представляет собой значения отклонения скоростей Р-волн от средней величины (δV_p), заданные в (%).

Анализ составленных сейсмотомографических разрезов совместно с разрезами, построенными нами ранее по другим объемным моделям продольных и поперечных волн [Соколов, Трифонов, 2012; и др.], привёл к следующим результатам. На юге региона выделяется Эфиопско-Афарский суперплюм (ЭАСП), который охватывает обширный субмеридионально удлинённый объём мантии, начинающийся от утолщения слоя D_1 на границе ядра и мантии и разделяющийся кверху на несколько обособленных ветвей. В верхней мантии ЭАСП переходит в субгоризонтальные слои с пониженными значениями δV_p , интерпретируемые как подлитосферные потоки, наиболее интенсивные проявления которых прослеживаются от Эфиопии до Южной Аравии. Далее поток многократно

ветвится (Рисунок 2). Его западная ветвь следует от Южной Аравии севернее Красного моря в Сирию, а восточная идёт в Иран. Севернее западная ветвь разделяется. Один поток продолжается на север и достигает Большого Кавказа и Керченско-Таманской области, где утоняется, поворачивает на запад и в утонённом виде прослеживается под Чёрным морем и к западу от него до Карпат. Причиной поворота является высокоскоростной барьер Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Более южная ветвь западного потока следует до Центральной Турции, но западнее прерывается высокоскоростными объёмами верхней мантии. Ещё более южная ветвь западного потока уходит под Средиземное море, откуда потоки поступают в Альпийскую Европу. Иранская ветвь подлитосферного потока достигает Среднего Каспия и севернее деградирует. Восточные ответвления Иранской ветви достигают на севере Копетдага, а на востоке границы Пакистана и Афганистана. В Афганистане потоки выражены фрагментарно. Над наиболее интенсивными потоками литосфера утоняется до ~ 80 км и характеризуется пониженными значениями δV_p .

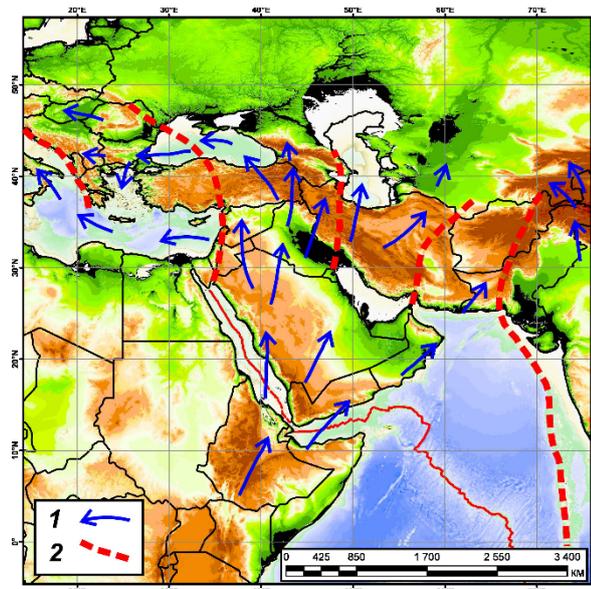


Рисунок 2 – Реконструкция направлений и интенсивности верхнемантийных потоков, распространяющихся от Эфиопско-Афарского суперплюма под Альпийско-Гималайский пояс, и границ сегментов пояса на уровне верхней мантии [8]

Выделяются области субдуцированных слэбов с повышенными значениями δV_p . Они соответствуют зонам скопления очагов промежуточных землетрясений и зонам субдукции разных эпох мезозоя и кайнозоя. Такие области обнаружены: под Западными Динаридами – до 300 км; под западной частью Крито-Эллинской дуги – до 700 км; в зоне Вранча – до 150–200 км (мегаочаг промежуточных землетрясений); под Кипром и к югу от Понтида юго-западнее г. Синопа (зоны наклонены навстречу друг другу и сходятся на

глубине ~500 км); под Загросом – до 250 км; севернее Макрана – на глубинах 200–700 км. Показательно, что на профилях находят отражение некоторые достаточно древние зоны субдукции. Таков слэб Мезотетиса под районом Саатлинской сверхглубокой скважины в Азербайджане, где глубже 3540 м до забоя 8324 м вскрыты вулканогенные породы островодужного типа от средней юры до раннего мела, тогда как слэб Неотетиса под Таврским хребтом не выражен, будучи переработан мощным подлитосферным потоком.

Наиболее интересен в этом отношении Центральный Кавказ, под которым на глубинах 370–700 км фиксируется высокоскоростной объём пододвинутой Скифской плиты (Рисунок 3), который выделяется при анализе и других сейсмотомографических моделей [Соколов, Трифонов, 2012] и, возможно, продолжается ниже под Малый Кавказ. Этот слэб сходен с глубинным выражением современной субдукции под активными континентальными окраинами типа Камчатки или некоторых сегментов Анд, но не проявлен в сейсмичности и потому не может считаться активным в позднем кайнозое. Вероятно, указанный слэб является отражением раннегерцинской зоны субдукции более северного океана под активную окраину Гондваны. Субдукция запечатлена офиолитами Передового хребта и островодужными метавулканитами Передового и Главного хребтов Центрального Кавказа. Позднейшие надвигово-складчатые деформации и метаморфические преобразования привели к его поднятию в киммерийскую эпоху, размыву ниже-среднеюрских толщ и выходу на поверхность палеозойского фундамента.

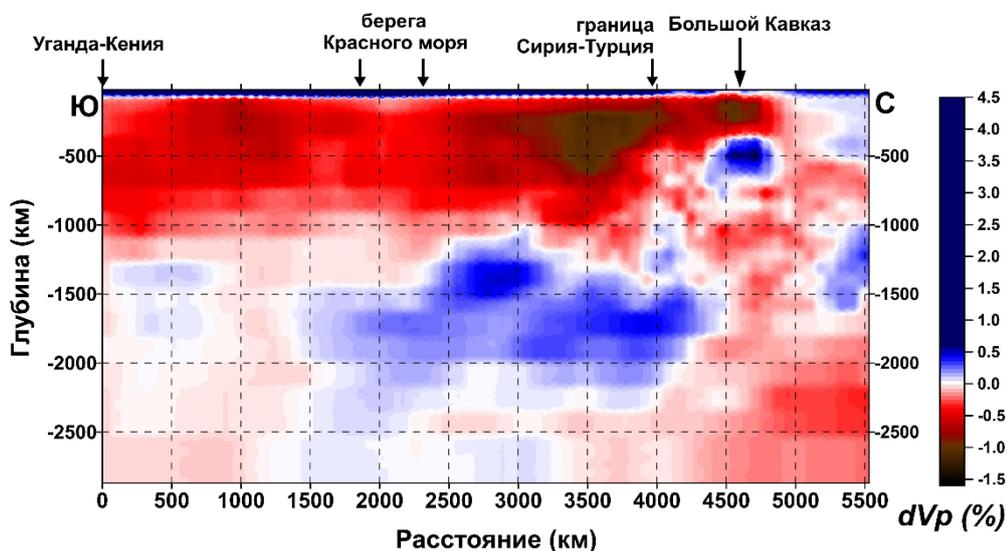


Рисунок 3 – Разрез δV_p мантии по сейсмотомографической модели MIT-P08 [7] от Эфиопско-Афарского суперплюма через западную часть Аравийской платформы, Малый Кавказ и центральный сегмент Большого Кавказа до Скифской плиты [8]

На границе с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом высокоскоростных верхнемантийных объёмов становится больше. Гиндукушский мегаочаг промежуточных

землетрясений выражен высокоскоростным клином глубиной до 600 км. От него под Центральный Памир, куда продолжается Памиро-Гиндукушская зона промежуточных землетрясений, протягивается высокоскоростной слой на глубинах 100–320 км. Южнее, под Бадахшаном, из-за высокоскоростных объёмов поток с пониженными значениями δV_p сокращается в мощности и огибает эти объёмы. Далее к югу высокоскоростной объём глубиной до 400 км выявлен под северо-западным флангом Индийской платформы. От него отходит на восток высокоскоростной слой на глубинах 100–300 км.

Поперечная сегментация земной коры АГП проявлена в строении верхней мантии с разной контрастностью. Наиболее отчётливы границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента АГП с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Первой соответствует высокоскоростной клин под северо-западной частью Крито-Эллинской дуги до глубин ~ 700 км. Он вмещает в себя Крито-Эллинскую зону современной субдукции и прослеживается на меньших глубинах под Западные Динариды. Граница с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом обозначена в пределах АГП появлением значительных объёмов верхней мантии с повышенными значениями δV_p , достигающих местами глубин 650 км. Южнее граница Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента проходит по западному флангу Западно-Индийского подводного хребта, куда не проникает с запада верхнемантийный поток, распространяющийся от ЭАСП. В пределах Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента верхнемантийные потоки утонены, выражены не повсеместно и расположены под литосферным слоем, неравномерно утолщённым кайнозойскими деформациями. Вероятно, потоки от ЭАСП проникали в этот мегасегмент в основном с юга, под Индийским океаном и Индией.

Границы сегментов внутри Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента выражены не столь резко и частично отличаются от их коровых границ. Так, наиболее контрастная граница между южными частями Ирано-Каспийского и Афгано-Таджикского сегментов проходит по западному краю Лутского массива, а не его восточному краю, как предполагалось по геологическим данным. Западной граница Аравийско-Кавказского сегмента на юге проходит вдоль Трансформы Мёртвого моря так на коровом, так и на мантийном уровнях, но севернее граница на подлитосферном уровне отличается от коровой (см. Рисунок 2). Она разделяет насыщенную потоками верхнюю мантию Восточной Анатолии и более высокоскоростную верхнюю мантию Западной Анатолии. Далее к северу, под Черным морем, граница следует вдоль юго-западного подножья вала Андрусова-Архангельского, к западу от которого возрастает мощность литосферы. Далее граница проявляется в Добрудже, где примерно под зоной Вранча на глубинах 400–750 км находится восточное окончание высокоскоростного объёма, который обнаружен под

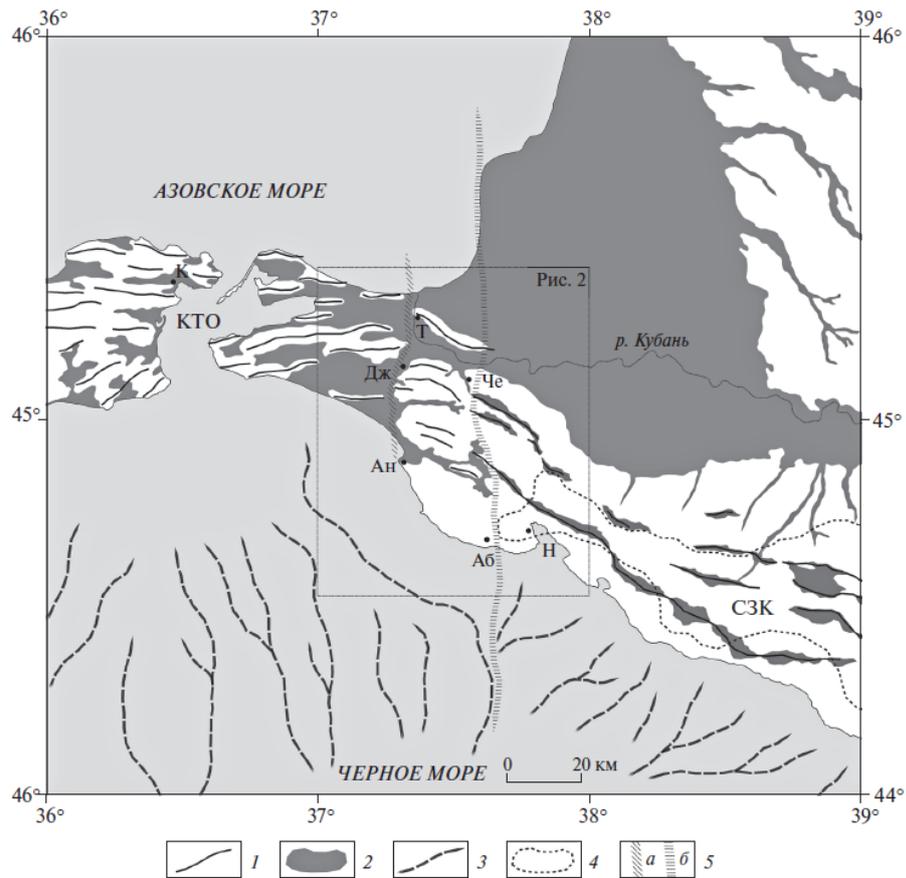
Карпатской дугой и Паннонской впадиной и, возможно, отражает положение раннеальпийского слэба, частично разрушенного подлитосферным потоком. Еще севернее граница смыкается с линией Тейсейра-Торнквиста. Выявленное положение западной верхнемантийной границы Аравийско-Кавказского сегмента отражает единство тектонических зон Восточного Черноморья, Горного Крыма и Большого Кавказа.

Представленные результаты анализа верхнемантийных скоростных неоднородностей указывают на предопределённость коровой тектонической зональности центральной части АГП движениями и преобразованиями вещества на уровне верхней мантии. Эти результаты опубликованы в статье [8].

3 Структурные проявления неотектонических движений Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса

Конкретные структурные проявления неотектонических движений Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса были изучены в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа (СЗК) и Керченско-Таманской области (КТО). Было установлено сходство складчатых морфоструктур Таманского полуострова и вовлеченной в поднятие Кавказа части Западно-Кубанского прогиба – это невысокие (до 200 м) антиклинальные (часто брахиантиклинальные) гряды протяженностью до от первых сотен метров до 25 км (Рисунок 4). Крылья большинства антиклиналей Тамани и запада Азовской зоны сложены четвертичными морскими осадками, что свидетельствует о современном росте антиклинальных гряд. Размах высотного положения четвертичных отложений Тамани составляет 150–200 м, что позволяет оценить скорости вертикальных движений 0.5 мм/год. При этом очевидна схожесть плановой конфигурации, морфологии, внутреннего строения и возраста морфоструктур обеих областей, свидетельствующая о единстве происхождения и развития Кавказских и Таманских складчатых структур.

В качестве структурной границы СЗК – КТО называют Анапско-Джигинскую поперечную зону [9]. Четко выраженных проявлений сдвиговых движений в рельефе нами не выявлено, морфоструктурное решение этого вопроса затруднено крайне слабой выраженностью структурного рельефа в пределах зоны, занятой в основном Кубанскими плавнями. Основные складчатые морфоструктуры Новороссийской и Псебепской зон прослеживаются к западу от этой зоны, однако для утверждения о наличии плановых деформаций их осей необходимы дополнительные исследования. Согласно альтернативной точки зрения основной поперечной пограничной зоной СЗК является Анапская флексура, простирающаяся от Анапы на северо-восток [10-12 и др.]. О масштабе вертикальных движений говорит тот факт, что в ее восточном поднятом крыле мощности кайнозойских осадочных толщ сокращены, а кровля морских отложений мела расположена на глубине 3–5 км. В то же время в западном крыле кровля меловых отложений резко понижается, а мощности майкопских и более поздних неоген-четвертичных морских отложений возрастают. Среди них доминирующую роль играют битуминозные глины майкопской серии, достигающие 4–5 км мощности.



1 – оси антиклиналей; 2 – области распространения позднечетвертичных отложений, отвечающие низменностям в пределах КТО и межгорным впадинам в пределах СЗК; 3 – подводные каньоны континентального склона Черноморской впадины; 4 – область распространения останцов прекавказских поверхностей выравнивания; 5 – расположение зон тектонических деформаций (а – АДЗ, б – Абрауская зона). Буквами обозначены: КТО – Керченско-Таманская область, СЗК – Северо-Западный Кавказ, Н – Новороссийск, К – Керчь, Т – Темрюк, Ан – Анапа, Дж – пос. Джигинка, Аб – пос. Абрау-Дюрсо, Че – пос. Чекон (долина р. Чекупс)

Рисунок 4 – Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области [Трихунков и др., 2018]

На востоке диагонально к морфоструктурам СЗК расположена еще одна зона деформаций, обозначенная нами как Абрауская по названию поселка Абрау. Ранее она описывалась лишь фрагментарно: ее отдельные структурные элементы отражены на схемах морфотектонического районирования краевой части СЗК, но не рассматриваются в качестве целостной зоны деформаций, ограничивающей горное сооружение и не выходящая за его пределы [13]. Также Абрауская зона не отражена ни на одной детальной геологической карте региона, что можно объяснить слабой обнаженностью структурно-литологических комплексов. Проведенные исследования позволили охарактеризовать данную зону в качестве целостной региональной структуры и показать ее значение как

важнейшей границы, отделяющей горно-складчатое сооружение СЗК от равнинной КТО, только вовлекающейся в складчатость Крымско-Кавказской горной страны.

Морфоструктурные исследования на основе анализа ЦМР показывают, что СЗК к востоку от Абраусской зоны имеет высоты до 600–700 м, в пределах самой зоны резко снижается и нигде западнее, за исключением полуострова Абрау, ни одна морфоструктура складчатого сооружения не превышает 300 м. Суммарная амплитуда вертикальных деформаций вершинных поверхностей горного сооружения в Абраусской зоне, без учета факторов эрозии на хребтах и аккумуляции в пределах грабенообразных впадин, оценивается в 500–600 м, а, учитывая названные факторы, может достигать 1 км и более. При этом в данной зоне в настоящий момент нами не выявлено убедительных проявлений горизонтального изгиба осей линейных складчато-разрывных морфоструктур, аналогичных описанным в правосдвиговых Туапсинской или Пшехско-Адлерской поперечных зонах [9]. Таким образом, кинематика Абраусской зоны соответствует сбросо-раздвигу.

Дополнительным критерием выделения Анапско-Джигинской и Абраусской зон деформаций является распределение очагов грязевого вулканизма. Так, все самые восточные грязевые вулканы региона [14], расположены строго на линии Абраусской зоны. Подобно этому в пределах Анапско-Джигинской зоны расположены вулканы Разнокольский и Гора Гнилая. На Тамани грязевулканическая активность имеет широкое распространение, в то время как восточнее Абраусской зоны проявлений этой активности в осевой части СЗК не выявлено. Это, очевидно, связано с отсутствием отложений майкопской серии в поднятом восточном крыле зоны, где они либо не накапливались, либо были смыты. Концентрация вулканов в пределах зон поперечных деформаций связана с большей флюидной проницаемостью последних.

В качестве основных выводов исследования отмечается следующее:

- Складчатые морфоструктуры Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области едины и формируются в общей структурно-геодинамической обстановке сжатия, приводящего к развитию аккреционной складчатости на стыке Скифской плиты и структур Черноморской впадины. Направление сжатия при этом меняет вектор с северо-восточного (СЗК) на меридиональное (основная территория Тамани), что выражается в переориентировке осей складчатых морфоструктур и геофизических аномалий с субкавказского на широтное.
- Линейная складчатая структура СЗК–КТО пересекается конседиментационной Анапско-Джигинской поперечной зоной разломов, имеющей признаки сброса или раздвига, при этом слабо проявляющей себя в рельефе. Собственно орогенное поднятие СЗК с запада

ограничено Абраусской разломной зоной, имеющей меридиональное простирание и отчетливые признаки сбросо-раздвиговой кинематики.

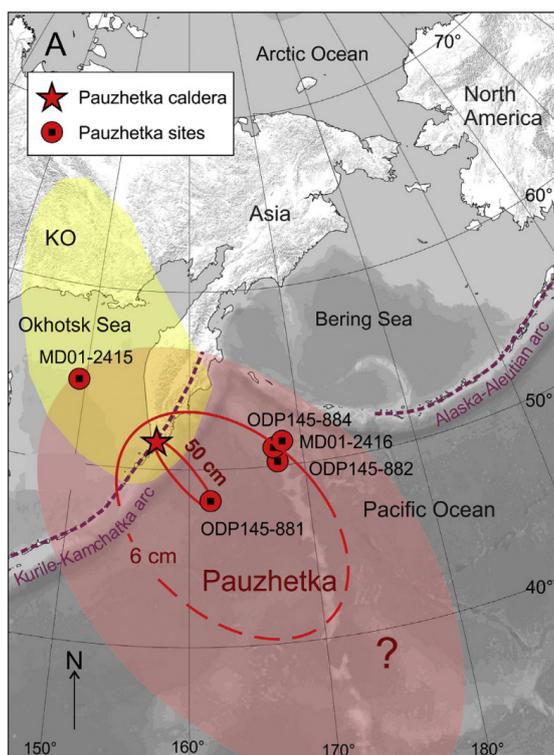
– Новейшее поднятие восточного крыла Абраусской зоны в ее северной и центральной частях можно оценить минимум в 500 м, а его возраст как плиоцен-четвертичный. Вместе с тем, в южной части (п-ов Абрау) западное крыло зоны оказывается поднятым выше восточного приблизительно на 100 м, что согласуется с сейсмологическими и гравиметрическими данными.

Эти результаты опубликованы в статье [15].

4 Притихоокеанский подвижный пояс

В ходе работ, направленных на восстановление четвертичной геодинамики Камчатского сегмента Притихоокеанского подвижного пояса, в отчетный период были получены и доведены до публикации [16] результаты, характеризующие крупнейшее среднеплейстоценовое извержение, связанное с кальдерой Паужетка (Южная Камчатка).

Благодаря геохимической идентификации пеплов из глубоководных колонок ODP 881В, 882А, 884В и MD01-2416, расположенных на подводной горе Детройт и MD01-2415 в Охотском море (Рисунок 5) был установлен минимальный контур распространения пироклаستيку извержения, что позволило выполнить минимальную оценку объема изверженного материала, составившего 150-170 км³, и магнитуды извержения – 7.6, что делает это извержение вторым по величине из известных на Камчатке после извержения Карымшина 1,78 млн. лет назад [17]. Возраст извержения был определен на основании стратиграфического положения соответствующего пепла в глубоководных колонках и изотопно-кислородных возрастных моделей высокого разрешения [18-21] для них, и составил 421.2±6.6 тыс. лет назад.



Красным показаны изопакиты тefры Паужетка 50 см и 6 см, розоватая заливка – возможная область распространения криптотефры. Желтая заливка – распространение пепла кальдерообразующего извержения Курильского озера в пределах кальдеры Паужетка [16].

Рисунок 5 – Положение кальдеры Паужетка и глубоководных скважин проекта ODP 881, 882, 884 и колонок MD01-2415 и MD01-2416

Таким образом впервые для Камчатки с высокой точностью установлен возраст среднеплейстоценового маркирующего горизонта тefры, покрывающего значительную

часть Северо-Западной Пацифики. Показана принципиальная возможность высокоточного датирования крупнейших извержений плейстоцена. Развитие этих работ создаст основу для сопоставления эруптивной истории Курило-Камчатской дуги с тектоническими событиями плиоцен-четвертичного времени, такими как причленение островодужных структур Кроноцкой дуги [22] и перестройка вулканических поясов [23].

Эти результаты опубликованы в статье [16].

Заключение

На материалах глобальной мезозойско-кайнозойской тектоники исследованы глубинные причины и источники тектонических явлений. Показано, что наблюдаемые в земной коре тектонические проявления, в конечном счёте, определяются геодинамическими процессами в ядре и мантии Земли. Мантийные геодинамические процессы связаны с общемантийной и порождаемой ею верхнемантийной конвекцией, которые обуславливают все плейт-тектонические проявления, а также внутриплитный магматизм и усиление вертикальных тектонических движений в эпохи горообразования. Перераспределение масс в системе внешнего жидкого и внутреннего твердого ядра Земли, проявляющееся в инверсиях магнитного поля, обуславливает глобальную синхронность проявлений фаз складчатости (кратких эпох усиления деформаций сжатия и транспрессии) и наложения главной, плиоцен-четвертичной, стадии новейшего горообразования (и, вероятно, подобных стадий в среднем девоне и ранней перми) на плейт-тектонические взаимодействия. Таким образом, тектогенез является интегральным эффектом геодинамических процессов в ядре и мантии Земли.

Результаты анализа верхнемантийных скоростных неоднородностей указывают на предопределённость коровой тектонической зональности центральной части Альпийско-Гималайского пояса движениями и преобразованиями вещества на уровне верхней мантии. Поперечная сегментация земной коры АГП проявлена в строении верхней мантии с разной контрастностью. Наиболее отчётливы границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента АГП с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Первой соответствует высокоскоростной клин под северо-западной частью Крито-Эллинской дуги до глубин ~700 км. В пределах Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента верхнемантийные потоки утонены, выражены не повсеместно и расположены под литосферным слоем, неравномерно утолщённым кайнозойскими деформациями. Вероятно, потоки от ЭАСП проникали в этот мегасегмент в основном с юга, под Индийским океаном и Индией.

Конкретные структурные проявления неотектонических движений Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса были изучены в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа (СЗК) и Керченско-Таманской области (КТО). Было установлено что складчатые морфоструктуры Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области едины и формируются в общей структурно-геодинамической обстановке сжатия, на стыке Скифской плиты и структур Черноморской впадины. Линейная складчатая структура пересекается конседиментационной Анапско-Джигинской поперечной зоной

разломов, имеющей признаки сброса или раздвига, при этом слабо проявляющей себя в рельефе. Собственно орогенное поднятие СЗК с запада ограничено Абраусской разломной зоной, имеющей меридиональное простирание и отчетливые признаки сбросо-раздвиговой кинематики.

В Притихоокеанском подвижном поясе впервые с высокой точностью установлен возраст среднеплейстоценового эксплозивного извержения, покрывшего тефрой значительную часть Северо-Западной Пацифики. Показана принципиальная возможность высокоточного датирования крупнейших извержений плейстоцена. Развитие этих работ создаст основу для сопоставления эруптивной истории Курило-Камчатской дуги с тектоническими событиями плиоцен-четвертичного времени.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к постплейт-тектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615
2. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 1–15.
3. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
4. Зельдович Я.Б., Рузмайкин А.А. Гидромагнитное динамо как источник планетарного, солнечного и галактического магнетизма // Успехи физических наук. 1987. Т. 152. Вып. 2. С. 263–284.
5. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинамические процессы, их определяющие // Геотектоника. 2018. № 5. С. 75-89.
6. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G3. 2002. Vol. 3, 2001GC000168.
7. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2008. Vol. 9 (5), Q05018.
8. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 4. С. 1-19.
9. Хаин В. Е. Попков В. И. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000 / Ред. В. Е. Хаин, В. И. Попков. Краснодар: КубГУ, 2009. 213 с.
10. Благоволин Н. С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
11. Несмеянов С. А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.

12. Измайлов Я. А. Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза. Ростов-н/Д: Изд. СКНЦ высш. шк., 2007. 168 с.
13. Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т., Дьяконов А. И., Аладатов Г. М., Буряк В. Н., Горлов С. И., Коротков Б. С., Любофеев В. Н., Никифоров Б. М., Пекло В. П., Шиманский А. А. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.
14. Рогожин Е.А, Собисевич А.Л, Собисевич Л.Е, Тверитинова Т. Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и геофизика юга России. № 3. 2014. С. 89–115.
15. Трихунков Я.И., Гайдалёнок О.В., Бачманов Д.М., Маринин А.В. Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. 2018. № 4. С. 77-92.
16. Ponomareva, V., Bubenshchikova, N., Portnyagin, M., Zelenin, E., Derkachev, A., Gorbarenko, S., Garbe-Schönberg, D., Bindeman, I. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 366. P. 1-12.
17. Леонов В. Л., Рогозин А. Н. Карымшина – гигантская кальдера-супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14-28
18. Galbraith E. D., Kienast, M., Jaccard, S.L., Pedersen, T.F., Brunelle, B.G., Sigman, D.M., et al. Consistent relationship between global climate and surface nitrate utilization in the western subarctic Pacific throughout the last 500 ka // Paleoceanography and Paleoclimatology. 2008. Vol. 23. №. 2. PA2212.
19. Gebhardt H., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Kiefer, T., Kuehn, H., Schmieder, F., et al. Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V // Paleoceanography and Paleoclimatology. 2008. Vol. 23. №. 4. PA4212.

20. Jaccard S. L., Galbraith, E.D., Sigman, D.M., Haug, G.H. A pervasive link between Antarctic ice core and subarctic Pacific sediment records over the past 800 kyrs // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. №. 1-2. P. 206-212.
21. Bubenshchikova N., Nürnberg D., Tiedemann R. Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1 // *Marine Micropaleontology*. 2015. Vol. 121. P. 52-69.
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. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 3. С. 249 – 267.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме исследований в 2018 г.

1. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинамические процессы, их определяющие // Геотектоника. 2018. № 5. С. 75-89.
2. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1-19
3. *Трихунков Я.И., Гайдалёнок О.В., Бачманов Д.М., Маринин А.В.* Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. 2018. № 4. С. 77-92.
4. *Ponomareva, V., Bubenshchikova, N., Portnyagin, M., Zelenin, E., Derkachev, A., Gorbarenko, S., Garbe-Schönberg, D., Bindeman, I.* Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 366. P. 1-12.