



## CAUSES OF CONTINENTAL LITHOSPHERE DELAMINATION BENEATH THE ARABIAN-EURASIAN AND TIEN-SHAN (KYRGYZSTAN) COLLISION ZONES

I.V. Medved  

Novosibirsk State University, 1 Pirogov St, Novosibirsk 630090, Russia  
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia  
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

**ABSTRACT.** The mantle processes occurring in collisional zones give rise to the occurrence of many tectonic and geodynamic processes on the surface which is associated with a high seismicity level. Seismic tomography studies showed that beneath some collision zones, such as for example, the Arabian-Eurasian and Tien-Shan, the mantle part of the continental lithosphere delaminates from the crust, with a further separation and plunge into the mantle which is also called delamination. This paper deals with a comparative analysis of the earlier obtained different-scale 3D models for seismic tomography of the crust and mantle of the Arabian-Eurasian and Tien-Shan collision zones to identify similarities and differences between the inhomogeneities observed. The paper also provides a review of the numerical modeling studies. A comparative analysis of seismotomographic models in combination with the results of mathematical modeling and the data on tectonic evolution allows making speculations about the causes of delamination in the studied regions.

**KEYWORDS:** collision zones; delamination; seismic tomography; Caucasus; Tien-Shan; Eastern Anatolia Region; Arabian-Eurasian collision; geodynamics

**FUNDING:** The work on studying the process of delamination and the evolutionary history of the investigated regions was supported by the RFBR, grant "Perspektiva" 19-35-60002. The work on reviewing the mathematical modeling results was done as part of the state assignment FWZZ-2022-0030, and that on comparing the seismic tomography models of different regions – as part of the state assignment FSUS-2022-0019.



### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Irina V. Medved, [zabelirina@yandex.ru](mailto:zabelirina@yandex.ru)

Received: December 19, 2022

Revised: May 16, 2023

Accepted: June 14, 2023

**FOR CITATION:** Medved I.V., 2023. Causes of Continental Lithosphere Delamination beneath the Arabian-Eurasian and Tien-Shan (Kyrgyzstan) Collision Zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (6), 0731. doi:10.5800/GT-2023-14-6-0731

## ПРИЧИНЫ ДЕЛАМИНАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПОД АРАВИЙСКО-ЕВРАЗИЙСКОЙ И ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ (КИРГИЗИЯ) КОЛЛИЗИОННЫМИ ЗОНАМИ

И.В. Медведь

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия  
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Мантийные процессы, происходящие в коллизионных зонах, являются причиной множества тектонических и геодинамических процессов на поверхности, вызывающих высокий уровень сейсмической активности. В результате исследований методом сейсмической томографии стало известно, что под зонами коллизии некоторых регионов, например под Аравийско-Евразийской и Тянь-Шаньской коллизионными зонами, происходит отслоение мантийной части континентальной литосферы от коры, дальнейший отрыв и погружение в мантию, что также называется деламинацией. В данной работе был произведен сравнительный анализ разномасштабных 3D-моделей сейсмической томографии коры и мантии коллизионных зон Аравийско-Евразийской и Тянь-Шаньской коллизионных зон, полученных ранее, с целью обнаружения сходств и различий между наблюдаемыми неоднородностями. В работе также приведен обзор выполненных исследований численного моделирования. Сравнительный анализ сейсмотомографических моделей в совокупности с данными из математического моделирования, а также с данными по тектонической эволюции дает возможность рассуждать о причинах деламинации в исследуемых регионах.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** коллизионные зоны; деламинация; сейсмическая томография; Кавказ; Тянь-Шань; Восточная Анатолия; Аравийско-Евразийская коллизия; геодинамика

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Работа по изучению процесса деламинации и истории эволюции изучаемых регионов была выполнена при поддержке РФФИ, грант «Перспектива» № 19-35-60002. Работа по обзору математического моделирования была выполнена в рамках государственного задания FWZZ-2022-0030, работа по сравнению моделей сейсмической томографии различных регионов в рамках государственного задания FSUS-2022-0019.

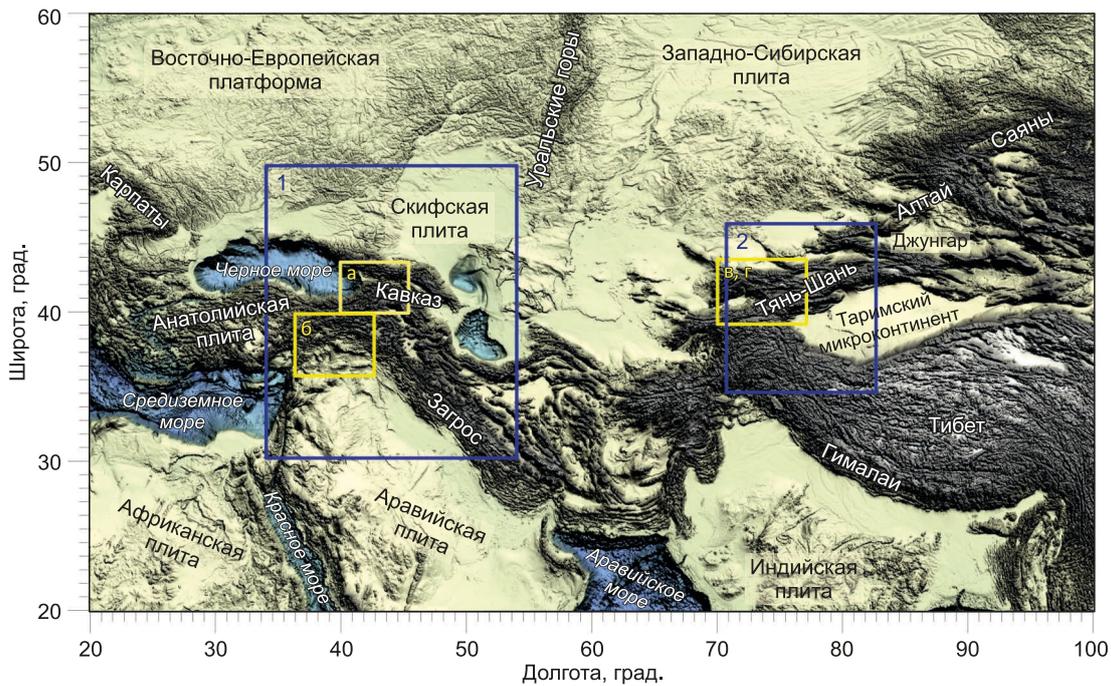
### 1. ВВЕДЕНИЕ

Процесс деламинации под зонами коллизии сопровождается отрывом мантийной части литосферы от коры и дальнейшим ее погружением на глубину в мантию. На сегодняшний день этот процесс является одним из наиболее обсуждаемых объектов исследований в научном обществе. Основные вопросы вызваны механизмами деламинации: какова природа расслоения коры и мантийной части литосферы? Всегда ли происходит отрыв мантийной части в коллизионных зонах? Основным инструментом в изучении глубинной структуры коры и мантии, который дает возможность найти ответы на эти вопросы, выступает самый доступный и действенный геофизический метод – сейсмическая томография. Последние исследования неоднородностей под многими зонами континентальной коллизии с помощью сейсмической томографии показывают подъем горячего мантийного материала в окружении погруженных частей мантийной литосферы. Так, например, выявлено погружение Индостана под Евразию [Bijwaard et al., 1998; Acton et al., 2010], Индийской плиты под Памир-Гиндукуш [Kufner et al., 2021; Aminov et al., 2020] и Аравийской плиты под Анатолию, Кавказ и Загрос [Maggi, Priestley, 2005; Kaban et al., 2018].

Деламинация – это, в первую очередь, процесс, и, чтобы ответить на поставленные выше вопросы, необходимо проследить его динамику. Процессы в коллизионных зонах, как правило, занимают десятки и сотни миллионов лет, что делает невозможным наблюдать их динамику с помощью построения геофизических изображений. Метод сейсмической томографии для изучения коллизионных зон дает понимание только современной глубинной структуры региона, поэтому для изучения истории формирования этой структуры необходимо привлекать метод математического моделирования.

Основная цель данного исследования заключается в том, чтобы понять вероятные причины деламинации. Для исследования этого процесса были выбраны два объекта с различной историей эволюции, а именно Аравийско-Евразийская зона коллизии (АЕКЗ) и Тянь-Шаньская коллизионная зона (ТШКЗ) на территории Кыргызстана. На основе этих двух объектов следовало решить ряд следующих задач:

1) сравнить модели глубинного строения коры и мантии. В данной работе будут рассмотрены результаты исследований глубинного строения коры и мантии АЕКЗ и близлежащих регионов из работ [Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2016; Medved et al., 2021b]



**Рис. 1.** Изучаемые регионы.

Синими прямоугольниками выделены зоны, исследуемые с помощью сейсмической томографии с использованием глобальных данных: 1 – [Koulakov et al., 2012], 2 – [Koulakov, 2011]; желтыми прямоугольниками выделены регионы, исследованные с помощью томографии с использованием региональных данных: а) Кавказ [Zabelina et al., 2016]; б) Восточная Анатолия [Medved et al., 2021b]; в), г) Киргизский Тянь-Шань [Zabelina et al., 2013; Medved et al., 2021a].

**Fig. 1.** Study regions.

The blue rectangles indicate the zones studied using seismic tomography based on the global data: 1 – [Koulakov et al., 2012], 2 – [Koulakov, 2011]; The regions studied using tomography based on the regional data are marked with yellow rectangles: а) Caucasus [Zabelina et al., 2016]; б) Eastern Anatolia [Medved et al., 2021b]; в), г) Kyrgyz Tien Shan [Zabelina et al., 2013; Medved et al., 2021a].

и ТШКЗ из работ [Zabelina et al., 2013; Medved et al., 2021a; Koulakov, 2011]. Регионы исследования нанесены на карту, представленную на рис. 1;

2) изучить возможные сценарии геодинамики литосферы под коллизионными зонами, которые были предложены специалистами по применению метода математического моделирования;

3) выявить причины деляминации для выделенных областей на основе результатов сейсмической томографии, данных об истории тектонического формирования регионов, а также существующих результатов численного моделирования.

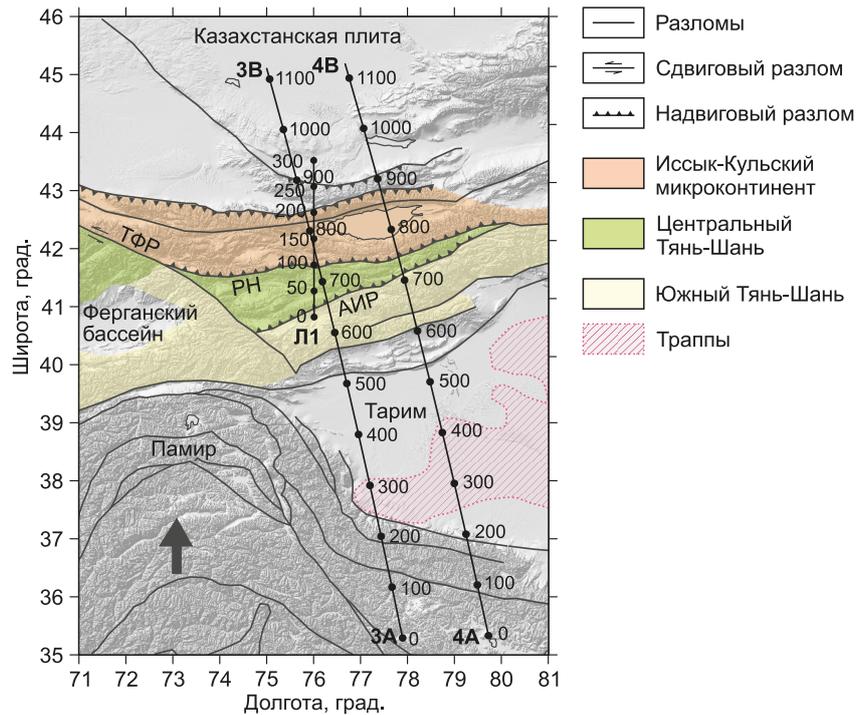
**2. ИССЛЕДУЕМЫЕ РЕГИОНЫ: ЭВОЛЮЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ**

Поскольку в работе рассматриваются глубинные процессы под двумя различными коллизионными зонами, целесообразно уделить особое внимание обзору существующих работ по исследованию их глубинного строения, а также истории их эволюции.

**Киргизский Тянь-Шань.** Тянь-Шань является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, который расположен между Восточно-Европейским, Сибирским, Северо-Китайским и Таримским кратами [Safonova et al., 2011]. Тектоническая карта Тянь-Шаньской коллизионной зоны показана на рис. 2. Централь-

но-Азиатский складчатый пояс образовался в ходе тектонического развития региона и закрытия Палеоазиатского океана, существовавшего в период от позднего неопротерозоя до позднего палеозоя [Biske, 1996; Xiao et al., 2015; Safonova et al., 2017]. Складчатые сооружения Центральной Азии характеризуются как аккреционно-коллизионные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг, древних микроконтинентов, аккреционных клиньев, фрагментов океанических вулканических островов (подводных гор) и, возможно, базальтовых плато, океанической коры (офиолитов) [Buslov, 2014; Safonova et al., 2011].

Во время закрытия Палеоазиатского океана в регионе Тянь-Шаня происходили активные субдукционные процессы, сопровождающиеся задуговым вулканизмом. Далее, в позднем палеозое, на всей территории Тянь-Шаня установился платформенный режим и происходили процессы пенеplanation. Платформенный этап в этом регионе в послепермское время был осложнен континентальным рифтогенезом в юрском периоде и нарушен орогенезом, начавшимся в позднем кайнозое. Коллизия в кайнозое была вызвана столкновением Индии и Евразии. Последующие деформации на территории Тянь-Шаня формировались внутри Евразийской плиты. Главным событием кайнозойской истории Тянь-Шаня был орогенез, связанный



**Рис. 2.** Тектоническая карта Тянь-Шаньской коллизионной зоны.

ТФР – Трансферганский разлом, РН – разлом Карлова, АИР – разлом Атбаша-Инычек. При создании карты была использована информация о тектонике плит региона из работ [Biske, Seltmann, 2010; Yu X. et al., 2011]. На карту нанесены расположения регионального профиля (Л1) из работы [Medved et al., 2021a], а также профили глобальной томографии (ЗАВ и 4АВ) из работы [Koulakov, 2011].

**Fig. 2.** Tectonic map of the Tien Shan collision zone.

ТФР – Transfergarian fault, РН – Karlov fault, АИР – Atbashi-Inychek fault. The map is compiled from the data on plate tectonics of the region after [Biske, Seltmann, 2010; Yu X. et al., 2011]. The map shows the regional profile (L1) locations after [Medved et al., 2021a], as well as the global tomography profiles (ЗАВ и 4АВ) after [Koulakov, 2011].

с коллизионным процессом в Высокой Азии [Burtman, 2012]. Согласно работе, выполненной на основе метода GPS [Zubovich et al., 2010], Киргизский Тянь-Шань в настоящее время испытывает сжатие со скоростью ~20 мм/год, что соответствует геологическим данным о деформациях земной коры за последние 10 млн лет.

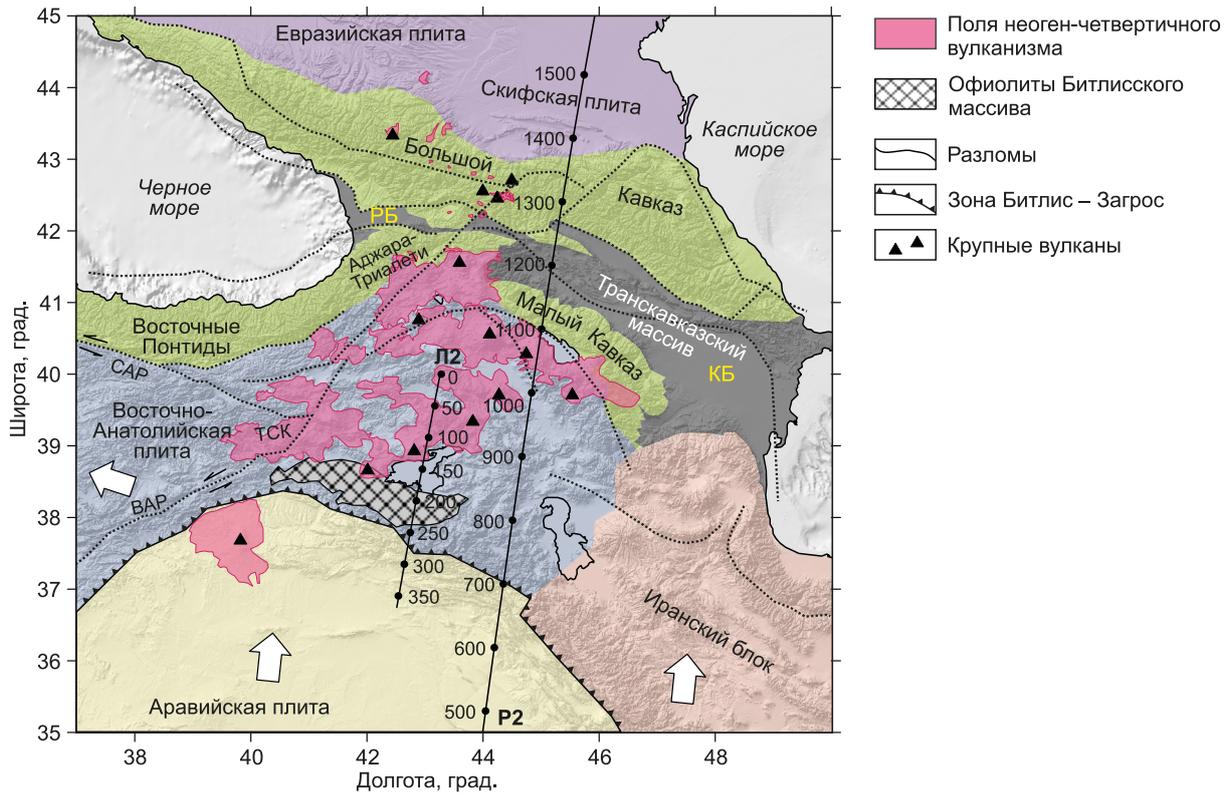
Средняя мощность земной коры Тянь-Шаня составляет около 55–60 км по результатам работы, основанной на методе функции приемника [Vinnik et al., 2004], что значительно больше, чем мощность коры окружающих территорий. В Западном и Центральном Тянь-Шане граница Мохо находится на глубине от 40 до 70 км. В зоне суперпозиции коры Тянь-Шаня и Тарима, под хребтом Кокшаалтау, граница Мохо занимает наиболее низкое положение (около 70 км) [Makarov et al., 2010]. Согласно различным методам сейсмической томографии, под Тянь-Шанем наблюдается аномалия пониженных скоростей [Lei, Zhao, 2007b; Sychev et al., 2018], а также прослеживается наклон высокоскоростных аномалий, относящихся к Таримской и Казахстанской плитам, под Тянь-Шань [Makarov et al., 2010; Yu Y. et al., 2017].

Мнения ученых по поводу природы наблюдаемых неоднородностей сейсмической структуры коры и верх-

ней мантии Тянь-Шаня разделились. Одни исследователи предполагают существование плюма либо плюмоподобной конвективной ячейки под Тянь-Шанем [Vinnik et al., 2004; Roecker et al., 1993]. Другие утверждают, что под Тянь-Шанем происходит подъем горячего астеносферного материала, возможно, вследствие погружения мантийной части литосферы [Lei, Zhao, 2007b; Yu Y. et al., 2017], что как раз и является одним из процессов, сопутствующих дельминации.

**Аравийско-Евразийская коллизионная зона.** Результатом столкновения Аравийской и Евразийской плит являются такие орогены, как Большой и Малый Кавказ, Понтийские горы и Загрос. Тектоническая карта Аравийско-Евразийской коллизионной зоны показана на рис. 3. Все они также являются частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, который простирается в субширотном направлении от Атлантического океана до Южно-Китайского моря. Формирование основных литосферных структур в Аравийско-Евразийской коллизионной зоне происходило после закрытия океана Тетис, которое сопровождалось различными взаимодействиями континентальных и океанических блоков.

Тетис закрылся вдоль границы Битлис – Загрос в позднем эоцене [Adamia et al., 2011], а раскрытие рифта



**Рис. 3.** Тектоническая карта Аравийско-Евразийской коллизионной зоны. КБ – бассейн р. Кура, РБ – бассейн р. Риони; разломы: САР – Северо-Анатолийский, ВАР – Восточно-Анатолийский, ТСК – тройное сочленение Карлова. При создании карты были задействованы данные GPS из работы [McClusky et al., 2000], информация о тектонике плит региона из [Adamia et al., 2011; Özacar et al., 2010]. Расположение разломов взято из работы [Avagyan et al., 2010]. На карту нанесено расположение регионального профиля (Л2) из работы [Medved et al., 2021b], а также профиля глобальной томографии (Р2) из работы [Koulakov et al., 2012].

**Fig. 3.** Tectonic map of the Arabian-Eurasian collision zone. КБ – Kura basin, РБ – Rioni basin, faults: САР – North Anatolian fault, ВАР – East Anatolian fault, ТСК – Karliova triple junction. The map is based on the GPS data [McClusky et al., 2000], data on regional plate tectonics [Adamia et al., 2011; Özacar et al., 2010], and fault location data [Avagyan et al., 2010]. The map shows the location of the regional profile (L2) after [Medved et al., 2021b], as well as that of the global tomography profile (P2) after [Koulakov et al., 2012].

Красного моря, которое началось на границе олигоцен-миоцена [Cochran, 1983], ускорило движение Аравийской плиты, что привело к формированию Турецко-Иранского блока [Şengör, Kidd, 1979]. При закрытии Тетиса в Кавказском регионе в течение всего фанерозоя происходили сложные процессы тектонического формирования, сопровождаемые образованием зон субдукции, задуговых бассейнов и вулканической активностью. Основная часть структуры орогенического пояса развивалась в мезозойско-кайнозойское время и имеет океаническое происхождение. Закрытие бассейна Большого Кавказа, объединяющего акватории Черного и Каспийского морей, происходило в период с позднего эоцена до плиоцена, что повлекло за собой формирование орогена Большого Кавказа [Rolland, 2017].

В настоящее время линия Битлис – Загрос является современной границей Аравийской плиты. Перемещаясь на север со скоростью 18–22 мм/год, Аравийская плита заставляет двигаться Анатолийский блок на запад, а Иранский блок на восток. В это время Кавказский регион, находящийся на оси схождения плит,

испытывает активное сжатие со скоростью  $10 \pm 2$  мм/год [McClusky et al., 2000]. Скорость сжатия Кавказского региона составляет 30–50 % от скорости сжатия АЕКЗ, т.е. от ~20 мм/год [Kahle et al., 2000]

В горных областях Малого и Большого Кавказа, в Понтийских горах Турции и в иранском Загросе присутствуют достаточно молодые вулканические проявления с широким диапазоном составов и значительными объемами извержений [Kovalenko et al., 2008], природа которых является предметом активных дискуссий.

Согласно результатам применения метода функции приемника, глубина границы Мохо под Анатолийской плитой варьируется от 42 км вблизи зоны Битлиса до 50 км в районе Северо-Анатолийского разлома [Zor et al., 2003], под южной частью Большого Кавказа в среднем составляет 54 км, от 35 до 45 км под бассейном Куры в восточной части и 50 км под Малым Кавказом [Gök et al., 2011]. Согласно работам, основанным на методе ГСЗ [Pavlenkova, 2012; Ghonghadze, 2016], мощность коры под западной частью Большого Кавказа составляет около 60 км, а под восточным до 70 км.

Общая верхнемантийная структура зоны коллизии Аравийской и Евразийской плит характеризуется понижением скорости сейсмических волн в регионе от Большого Кавказа до зоны Битлиса и от Анатолии до Иранского блока и повышением скоростей под Аравийской и Евразийской плитами. Эти особенности были выявлены на основе глобальной и региональной томографии с использованием объемных волн [Bijwaard et al., 1998; Piromallo, Morelli, 2003], а также на методах, основанных на поверхностных волнах [Legendre et al., 2017; Maggi, Priestley, 2005]. Вертикальный размер высокоскоростных аномалий, связанных с литосферой Аравийской, Евразийской и Скифской плит, варьируется от 100 до 200 км. Предполагается, что высокоскоростная аномалия, имеющая наклон в сторону Анатолийской плиты, является мантийной частью литосферы Аравийской плиты. Существует две гипотезы, объясняющие современную глубинную структуру под АЕКЗ от зоны Битлиса до Большого Кавказа. Одни исследователи утверждают, что под Восточной Анатолией присутствует мантийный плюм, который разогревает литосферу под коллизионной зоной и является частично причиной вулканизма в этой области [Sharkov et al., 2015; Ershov, Nikishin, 2004]. Другие демонстрируют следы отрыва мантийной части континентальной литосферы и подъема горячего астеносферного материала под зоной конвергенции Аравийско-Евразийской плиты [Lei, Zhao, 2007a; Kaban et al., 2018; и др.].

### 3. МЕТОД И ДАННЫЕ

АЕКЗ и ТШКЗ были исследованы методами региональной и глобальной сейсмической томографии. Исходные данные в обоих случаях включают времена прихода продольных и поперечных волн и координаты сейсмических станций. Разница заключается в том, что для региональной томографии используются данные от местных сетей наблюдения, а для глобальной томографии – данные международных сейсмологических каталогов по лучам, которые хотя бы частично пробегают через изучаемую область. Таким образом, глобальная томография позволяет получать достоверные изображения структур верхней мантии на глубине от 50 до 1000 км, а региональная томография позволяет получить более детальную модель неоднородностей коры и верхней мантии верхней части разреза (первые 100 км). Таким образом, методы дополняют друг друга. Референтная модель для региональной схемы подбирается индивидуально для каждого исследуемого региона, а для глобальной схемы используется стандартная модель АК 135 [Kennett et al., 1995].

В настоящем исследовании проведен суммарный анализ результатов изучения глубинного строения отдельных регионов Евразии с использованием сейсмической томографии. Результаты представлены в следующих работах:

1) [Zabelina et al., 2013; Medved et al., 2021a]: сейсмическая томография Киргизского Тянь-Шаня, основанная на региональных данных;

2) [Koulakov, 2011]: 3D-модель верхней мантии Киргизского Тянь-Шаня с использованием глобальных данных;

3) [Zabelina et al., 2016]: сейсмическая томография Кавказа на основе региональных данных;

4) [Medved et al., 2021b]: сейсмическая томография восточной части Восточно-Анатолийской плиты на основе региональных данных;

5) [Koulakov et al., 2012]: модель верхней мантии Кавказа с использованием глобальных данных.

На рис. 1 изучаемые с помощью глобальной томографии области выделены синими прямоугольниками, а области региональной томографии – желтыми.

Алгоритм LOTOS и глобальная схема существуют уже более 15 лет, с их помощью построено большое количество сейсмических моделей различных регионов по всему миру. Более подробно с особенностями методов можно ознакомиться в статьях [Koulakov, 2009, 2011].

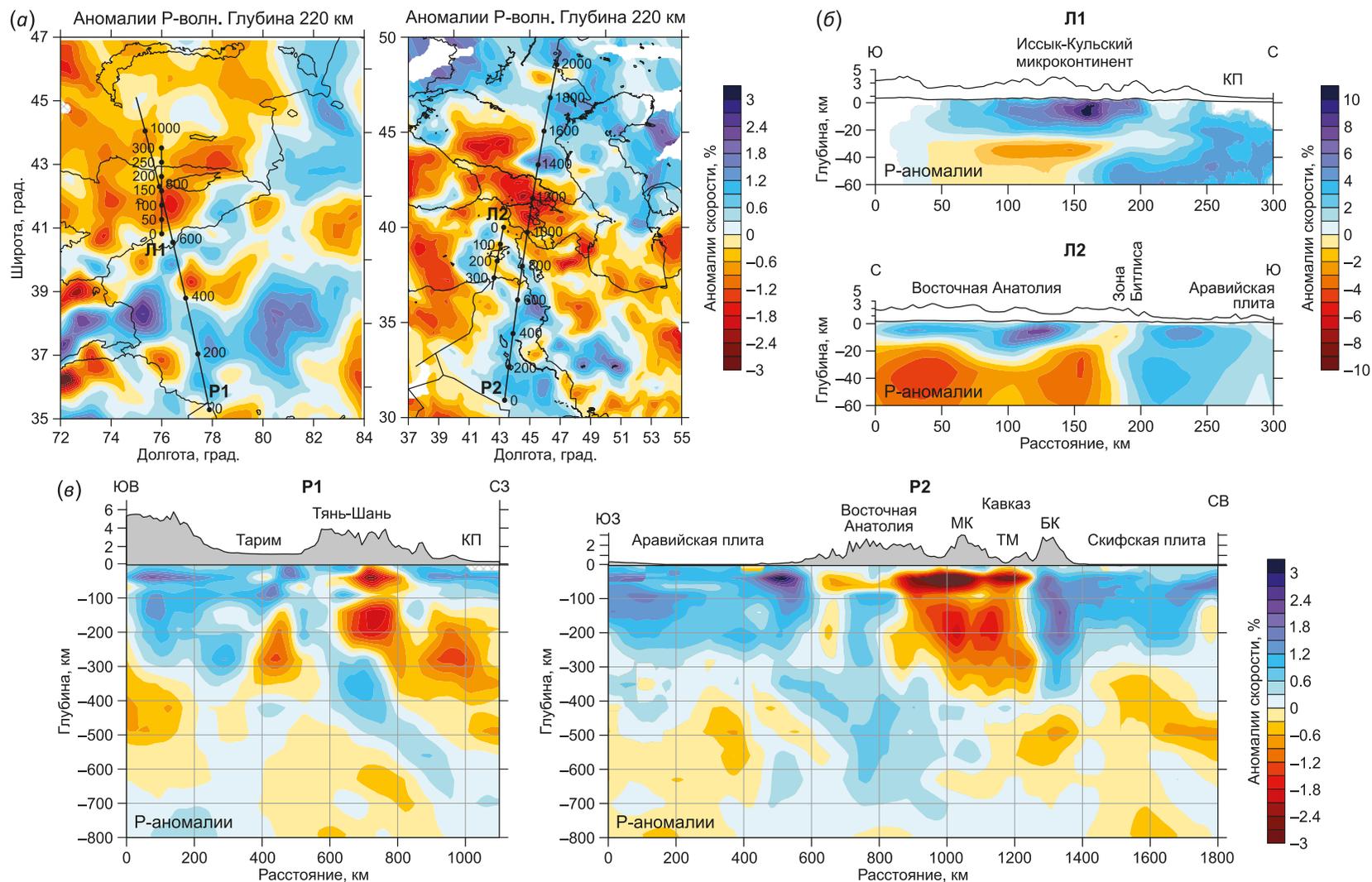
### 4. СРАВНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ

Основные результаты исследований, обсуждаемые в настоящей статье, показаны на рис. 4. После проведения большой работы по исследованию ТШКЗ и АЕКЗ было решено произвести сравнение их основных глубинных неоднородностей в коре и верхней мантии, которые во многом оказались схожими. Кроме того, оба региона роднит история их формирования: они образовались при закрытии океана Тетис. К настоящему моменту оба региона испытывают сжатие и находятся на одних и тех же географических широтах (от 35 до 45° с.ш.).

Сравнение полученных моделей сейсмической томографии коллизионных зон Кавказа и Тянь-Шаня позволяет утверждать, что они имеют следующие общие черты.

1. Высокоскоростные аномалии, поперечный размер которых составляет 150–200 км, имеют наклон под коллизионную зону и соответствуют погружающимся частям мантийной литосферы плит, участвующих в коллизии. В Кавказском регионе это Аравийская и Евразийская плиты, а в Тянь-Шаньском регионе – Таримская и Казахстанская плиты. Однако характер наклона высокоскоростных аномалий, их размер и форма имеют различия. Например, высокоскоростные аномалии под Кавказом имеют каплевидную форму и маркируют вертикальное погружение структур в мантию до ~400 км глубины, в то время как под Тянь-Шанем геометрия высокоскоростных аномалий носит линейный характер и имеет пологую наклонную форму до ~600 км глубины.

2. Расположение низкоскоростной аномалии непосредственно под коллизионной зоной может свидетельствовать о частичном или полном отсутствии мантийной части литосферы. Кроме того, аномалии пониженных скоростей могут быть связаны с химическими неоднородностями, плавлением и разуплотнением при коллизионных процессах. Иными словами, присутствие



**Рис. 4.** Результаты региональной и глобальной томографии Тянь-Шаня и Кавказа.

(а) – горизонтальные сечения Тянь-Шаньского (P1) и Кавказского (P2) регионов из работ [Koulakov, 2011; Koulakov et al., 2012] соответственно; (б) – горизонтальные сечения вкрест простирания Иссик-Кульского микроконтинента (Л1) и зоны Битлиса (Л2) из работ [Medved et al., 2021a, 2021b] соответственно; (в) – вертикальные сечения из работ [Koulakov, 2011; Koulakov et al., 2012] соответственно. Расположение всех профилей указано на горизонтальных сечениях на фрагменте (а), а также на рис. 2 и 3. На поверхности каждого из вертикальных профилей показан рельеф топографии. БК – Большой Кавказ, МК – Малый Кавказ, ТМ – Транскавказский массив, КП – Казахстанская плита.

**Fig. 4.** Results of local and regional tomography of the Tien Shan and the Caucasus.

(а) – horizontal sections of the Tien Shan (P1) and Caucasus (P2) regions from [Koulakov, 2011; Koulakov et al., 2012], respectively; (б) – horizontal sections across the Issyk-Kul microcontinent (L1) and the Bitlis zone (L2) from [Medved et al., 2021a, 2021b], respectively; (в) – vertical sections from [Koulakov, 2011; Koulakov et al., 2012], respectively. The locations of all profiles are indicated on the horizontal sections in fragment (а), as well as in Fig. 2 and 3. The topographic relief is shown on the surface of each vertical profile. БК – Greater Caucasus, МК – Lesser Caucasus, ТМ – Transcaucasus massif, КП – Kazakhstan plate.

плюма выделялось бы примерно такими же низкоскоростными аномалиями. Отличительной чертой являются размеры и формы низкоскоростных аномалий. В Кавказском регионе литосферное окно составляет ~600 км по латерали с юга на север и ~300 км в глубину, а в Тянь-Шане – 200 км по латерали и глубине с юго-востока на северо-запад.

3. Структура коры Восточной Анатолии и Киргизского Тянь-Шаня согласно моделям региональной сейсмической томографии, показанным на рис. 4, б, представлена в виде двух аномалий, лежащих одна под другой: верхняя кора выделяется в виде высокоскоростного слоя мощностью 20–25 км, нижняя кора – в виде низкоскоростной аномалии сейсмических волн. Одним из важнейших выводов данного исследования является то, что пониженные скорости нижней коры могут быть связаны с разогревом корней коры горячим астеносферным материалом либо с другим термохимическим процессом, на который указывает низкоскоростная аномалия в верхней мантии. Этот вывод может указывать на частичное или полное отсутствие мантийной части литосферы под ТШКЗ и АЕКЗ.

Таким образом, можно заключить, что, во-первых, отслоение мантийной части литосферы от коры и погружение ее в мантию наблюдаются в обоих случаях. Это говорит о том, что и в АЕКЗ, и в ТШКЗ соблюдаются необходимые условия для деламинации. Во-вторых, различия наблюдаемых глубинных сейсмических структур, по-видимому, обусловлены особенностями их формирования. Внимательный анализ различий сейсмической структуры в совокупности с информацией об эволюции и данными математического моделирования может служить ключом к пониманию возможных факторов, влияющих на отслоение мантийной части литосферы от коры.

## 5. ДЕЛАМИНАЦИЯ

Деламинация – это процесс отслоения мантийной части литосферы от континентальной коры и ее погружение в мантию на глубину [Kay R.W., Kay S.M., 1993]. Концепция деламинации была предложена еще в 80-х годах, однако ее приняли не сразу. Существование процесса деламинации ставили под вопрос по причине того, что при коллизии, как правило, сталкиваются легкие, «непотопляемые» в мантию литосферные плиты континентов. Необходимо было доказать, при каких условиях может происходить процесс погружения континентальных плит в мантию. Ряд исследователей [Bird, Baumgardner, 1981; Schmeling, Marquart, 1991; Dewey et al., 1988; и др.] описали условия, при которых может происходить процесс отслаивания мантийной части литосферы континентальных плит от коры и дальнейшее погружение в мантию с точки зрения физики и геохимии. Исследователи описали процесс деламинации таким образом: во время сближения континентальных плит происходит сжатие коры, которое приводит к значительному увеличению ее мощности. За счет утолщения коры ее корень погружается на большие

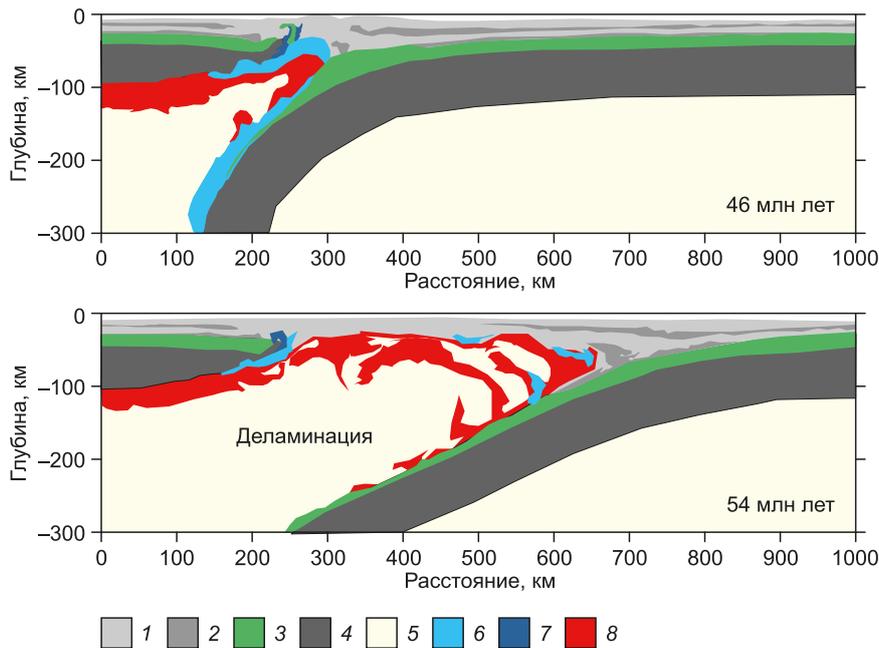
глубины, что приводит к тепловым и фазовым изменениям, а также изменениям состава. Таким образом, нижняя часть мафической коры утяжеляется. Когда масса нижней коры становится больше, чем масса подстилающей литосферной мантии, параметр плавучести приобретает отрицательный знак, что является триггером расслоения. При отслаивании и погружении мантийной части литосферы происходит подъем горячего материала астеносферы, который занимает ее место и тем самым ускоряет дальнейшее отделение мантийной части литосферы от коры. Подъем мантийного материала вызывает локальный платоподобный подъем земной коры [Gray, Pysklywec, 2012]. На рис. 5 изображена модель деламинации, основанная на результатах моделирования из работы [Faccenda et al., 2009].

Существует большое количество работ по численному моделированию, с помощью которых был показан ряд факторов, выступающих триггерами процесса деламинации. Далее приведены основные причины отслоения мантийной литосферы и погружения ее на глубину.

1. Критический уровень сжатия. При латеральном сжатии происходит увеличение мощности литосферы, при котором мантийная часть литосферы становится гравитационно неустойчивой, в отличие от подстилающей астеносферы, поэтому, стремясь вернуться в состояние равновесия, она будет погружаться большими объемами [England, Houseman, 1989; Kay R.W., Kay S.M., 1993]. Необходимыми условиями для этого являются скорость компрессионного утолщения [Houseman et al., 1981] и наличие флюида [Kiselev et al., 2004]. Чем скорость сжатия выше, тем быстрее пойдут фазовые переходы в утолщенной коре, которые ведут к ускорению процессов деламинации.

2. Эклогитизация. При погружении нижней (базальтовой) части коры на глубину более 50 км происходят фазовые превращения, которые ведут к образованию более плотного эклогита, выступающего в роли утяжелителя для мантийной части литосферы [Austrheim, 1991; Bird, 1988]. Каждые ~10 % эклогита увеличивают плотность примерно на 1 %. Если мощность коры составляет менее 50 км, то материал коры будет растекаться латерально [Bird, 1991; Schmeling, Marquart, 1991]. Основным вопросом остается необходимое количество эклогита для «потопления» мантийной части литосферы.

3. Адвекция или конвекция горячей астеносферы. Движение мантии при процессе коллизии, как и при субдукции, может служить триггером для процесса погружения одной плиты под другую. Однако, если в субдукции конвекция играет решающую роль, то в коллизии она является скорее следствием погружения больших масс мантийной части литосферы или погружения океанической плиты и освобождения большого пространства под коллизионной зоной, которое заполняется горячим материалом астеносферы [Kay R.W., Kay S.M., 1993].



**Рис. 5.** Модели деламинации (отслоения мантийной части литосферы от коры), отражающие процесс с разницей в 8 млн лет, основанные на результатах математического моделирования из работы [Faccenda et al., 2009].

1–2 – слоистая верхняя кора, 3 – нижняя кора, 4 – мантийная часть литосферы, 5 – астеносферная мантия, 6 – гидратированная мантия, 7 – серпентинизированная мантия, 8 – частично расплавленная мантия.

**Fig. 5.** Models of delamination (delamination of the mantle part of the lithosphere from the crust), reflecting the events 8 Ma apart based on the results of mathematical modeling from [Faccenda et al., 2009].

1–2 – stratified upper crust, 3 – lower crust, 4 – lithospheric mantle, 5 – asthenospheric mantle, 6 – hydrated mantle, 7 – serpentinized mantle, 8 – partially molten mantle.

4. Субдукция. Известно, что коллизионным процессам предшествует субдукция [Dewey et al., 1988]. В работе [Toussaint et al., 2004] с помощью математического моделирования показано, что процесс отслоения и погружения мантийной части литосферы форсируется за счет погружения более плотных и тяжелых океанических плит. После закрытия зоны субдукции океаническая кора, погружаясь в мантию, увлекает за собой часть мантийной литосферы континентальной плиты, при этом высвобождая пространство непосредственно под корой, которое заполняется более горячей астеносферой.

5. Плюм. Влияние плюма на погружение континентальной литосферы в мантию моделировалось рядом авторов [Cloetingh et al., 2021; Burov, Cloetingh, 2009, 2010]. Как показали численные эксперименты, подъем горячего плюмового материала может вызвать самопроизвольное опускание/прогибание мантийной части вышележащей континентальной литосферы даже без участия конвергенции или ранее существовавших локальных участков ослабленной плиты. При условии относительной молодости континента (кайнозой – мезозой, мощность менее 150 км) погружение мантийной части литосферы происходит только тогда, когда мантийный плюм достаточно горячий (и, следовательно, плавучий), чтобы проникнуть через всю толщу литосферы и «утопить» ее оторвавшиеся части в мантию нисходящим движением мантийного плюма [Burov,

Cloetingh, 2009, 2010]. Мощные и прочные континентальные плиты более древнего возраста (палеозой – протерозой – архей, мощность более 150 км) препятствуют любому вертикальному проникновению материала плюма через литосферу, при этом контраст температуры плюма ( $\Delta T$ ) со средой может составлять 250–350 °C сразу под литосферой. Однако, в отличие от молодой континентальной литосферы, показано, что горизонтальное распространение головки плюма под мощным континентом инициирует смещение прилегающей самой нижней литосферной мантии на глубину в астеносферу. После инициации погружения этот процесс становится самостоятельным, ведущим к опусканию нижней части мантийной литосферы на глубину не менее 400–500 км [Cloetingh et al., 2021].

Согласно результатам численного моделирования, указанным выше, деламинация может происходить как сама по себе (например, при высоком уровне сжатия или фазовых изменениях в нижней коре), так и при влиянии каких-либо геологических триггеров (плюм, погружение океанической плиты). Проблема изучения процесса деламинации с помощью методов численного моделирования заключается в том, что каждое исследование нацелено на выявление отдельных геологических и геодинамических факторов, влияющих на процесс отслоения мантийной части литосферы от коры. Например, моделируется только влияние мантийного плюма или только влияние погруженной части

океанической плиты. Невозможно ввести в модель несколько причин деляминации сразу в силу слишком большого количества термодинамических, реологических и петрологических параметров. Модель в таком случае получится слишком сложной и потребует очень больших вычислительных мощностей. По этой причине можно использовать результаты численного моделирования и сейсмической томографии, а также данные об истории эволюции конкретных регионов в совокупности, чтобы выявить природу деляминации в исследуемых регионах.

## 6. ДИСКУССИЯ

Рассмотрим наблюдаемую с помощью сейсмической томографии глубинную структуру исследуемых регионов через призму истории их формирования и, исходя из исследованных с помощью математического моделирования факторов, выявим причины деляминации в каждом из регионов.

Итак, первым фактором является скорость сжатия. В каждом из рассматриваемых регионов современная скорость сближения плит достаточно низкая (не более 2 см/год) и деляминация может идти самостоятельно.

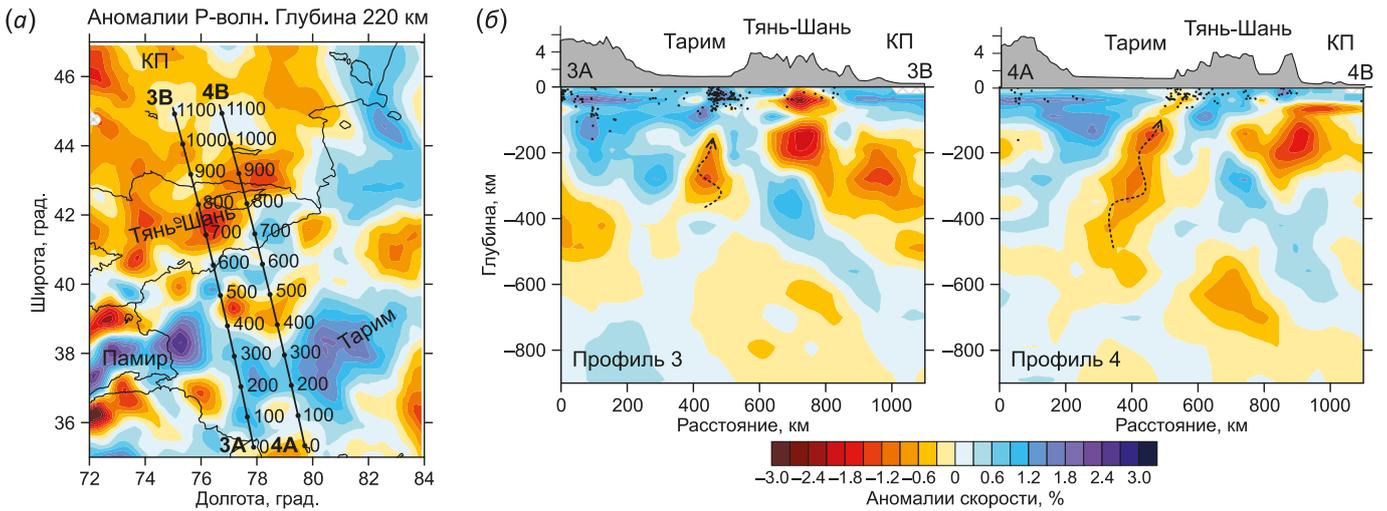
Вторым фактором является эклогитизация. Согласно численному моделированию, процесс эклогитизации может происходить только при мощности коры более 50 км. Это условие соблюдается для обоих исследуемых регионов, так как мощность коры Тянь-Шаня составляет более 60 км, а мощность коры под Кавказом достигает 70 км. Остается вопрос о том, каков вклад эклогитизации в ускорение отслоения мантийной части литосферы от коры. Этот процесс, к сожалению, без математического моделирования оценить не представляется возможным.

Еще одним фактором является влияние субдуцированной плиты. Модели сейсмической томографии демонстрируют пологое погружение литосферы континентальных плит под Тянь-Шанем под углом  $\sim 45^\circ$ , а в Аравийско-Евразийской коллизионной зоне они погружаются почти вертикально в мантию. Можно предположить, что на угол погружения плит напрямую влияет утяжелитель: если он присутствует, то плиты будут погружаться под более крутым углом. Таким утяжелителем может выступать океаническая литосфера. Согласно [Adamia et al., 2011], закрытие Неотетиса произошло  $\sim 35$  млн лет назад, что совпало с начальным этапом Аравийско-Евразийской коллизии вдоль границы Битлис – Загрос. Кроме того, позднее,  $\sim 10$  млн лет назад, был закрыт бассейн Большого Кавказа, что в конечном итоге привело к жесткому столкновению  $\sim 5$  млн лет назад дуги Малого Кавказа и Скифской плиты, в результате чего образовался Большой Кавказ [Cowgill et al., 2016]. Стоит отметить, что согласно результатам исследования [Zabelina et al., 2016] в Кавказском регионе под Транскавказским массивом наблюдается останец, предположительно, океанической плиты Большого Кавказа. Таким образом, за последние

$\sim 45$  млн лет в Аравийско-Евразийской коллизионной зоне было погружено две океанические плиты, которые могли играть роль утяжелителей для мантийной части литосферы Аравийской и Евразийской плит. На вертикальном сечении сейсмической томографии Р2 на рис. 4 можно наблюдать две резкие границы смены знака: под зоной Битлис – Загрос (на расстоянии 600 км от начала профиля), где была закрыта зона субдукции Неотетиса, а также под границей Транскавказского массива – Большого Кавказа (на расстоянии  $\sim 1250$  км от начала профиля), где был закрыт бассейн Большого Кавказа. Кроме того, на Кавказе, в отличие от Тянь-Шаня, распространен кайнозойский вулканизм возрастом моложе 5 млн лет [Kovalenko et al., 2008], что также говорит о влиянии океанических плит в АЕКЗ. В Тянь-Шаньском регионе последние субдукционные процессы происходили в карбоне [Burtman, 2012], при этом активный орогенез начался только в кайнозое. Даже если предположить, что океаническая плита погружалась с небольшой скоростью – 1 см/год ( $10^{-5}$  км/год), то за 300–400 млн лет она должна была погрузиться на 3–4 тыс. км. Очевидно, что океаническая плита под ТШКЗ должна была давно погрузиться и никакого влияния ни на начало деляминации, ни на ее продолжение не оказывала.

На процесс деляминации может оказать влияние присутствие мантийного плюма. Вопрос о существовании плюма для обоих регионов является весьма актуальным. Согласно различным моделям сейсмической томографии, в том числе тем, которые рассматриваются в настоящем исследовании, низкоскоростные аномалии под зонами коллизии можно интерпретировать как мантийные плюмы. Однако аномалии низких скоростей сейсмических волн, относящиеся к мантийному плюму и к литосферному окну, заполненному горячим астеносферным материалом, отличить невозможно, поэтому имеет смысл обратиться к геологическим доказательствам.

Согласно изотопному датированию и геологическим исследованиям, на территориях Тарима и Тянь-Шаня были обнаружены поля внутриплитного магматизма возрастом в периоде от конца девона до ранней перми, которые выбиваются из концепции конвергенции литосферных плит. Согласно некоторым геологическим исследованиям [Biske et al., 2013; Qin et al., 2011; Yu X. et al., 2011], распространение гранитоидных интрузий и интенсивный базальтовый магматизм, особенно проявленный на Таримском континенте, позволяют предполагать дополнительную, независимую от коллизии внутреннюю причину разогрева подлитосферной мантии – плюм, достигший подошвы литосферы в период 290–275 млн лет. При более детальном рассмотрении моделей из работы [Koulakov, 2011] выявлены низкоскоростные структуры под Таримской плитой. На рис. 6 представлены два вертикальных и одно горизонтальное сечение модели сейсмической томографии ТШКЗ, основанной на глобальных данных. На вертикальных сечениях, помимо низкоскоростной



**Рис. 6.** Модели сейсмической томографии ТШКЗ, основанной на глобальных данных. (а) – горизонтальное сечение с указанием расположений вертикальных профилей; (б) – два вертикальных сечения аномалий Р-волн. КП – Казахстанская плита.

**Fig. 6.** Seismic tomography models of the Tien Shan collision zone based on the global data. (а) – a horizontal section showing the locations of vertical profiles; (б) – two vertical sections of P-wave anomalies. КП – Kazakhstan Plate.

аномалии под Тянь-Шанем, которая уже обсуждалась в данной статье, также наблюдается аномалия низких скоростей сейсмических волн под Таримом (на рис. 6 выделена стрелкой). На профиле 4АВ низкоскоростная аномалия наблюдается от глубины 600 км и доходит почти до поверхности. Есть два варианта интерпретации этой аномалии. Согласно первой версии, погруженная часть Таримской плиты отрывается на границе, где Тарим подныривает под Тянь-Шань, и низкоскоростная аномалия маркирует восходящий горячий астеносферный поток. Согласно второй версии, низкоскоростная аномалия характеризует мантийный плюм, который, поднявшись из мантии до изгиба Таримской плиты, прожиг ее в самом узком уязвимом месте. Именно в этом месте на поверхности и находится базальтовое поле внутриплитного магматизма согласно работе [Yu X. et al., 2011]. По результатам сейсмической томографии нельзя точно утверждать, какова истинная природа магматизма на платформе: плюм или горячий поток. Однако явно существует связь магматизма на поверхности и мантийных неоднородностей.

Существование плюма под Аравийско-Евразийской коллизионной зоной вызывает много споров среди ученых. Например, авторы работы [Ershov, Nikishin, 2004] наблюдали следы плюмовой деятельности в распространении магматического пояса, который тянется от Кении до Большого Кавказа. Предполагается, что Африканский суперплюм распространяется на северо-восток через верхнюю мантию, оставляя за собой очаги магматизма на поверхности Земли. Это заключение сделано на основе анализа возраста магматической активности, от самого древнего в Эфиопии до самого молодого на Большом Кавказе, а также на основе сейсмической томографии и моделирования. Существуют также работы и по геологии, согласно которым неко-

торые локальные магматические поля Кавказа и Восточной Анатолии относятся к плюмовым процессам [Sharkov et al., 2015]. В противовес этим исследованиям, другая часть ученых, исследовавших регионы Восточной Анатолии, Кавказа и Загроса с помощью геофизики, геологии и геохимии, предоставляют доказательства того, что природа магматизма, увеличение его возраста с севера на юг и воздымание этих регионов в том же направлении связаны не с плюмовыми процессами, а скорее с утонением мантийной части литосферы за счет расслоения Аравийской плиты и подъемом астеносферного вещества [Keskin, 2007; Şengör et al., 2008].

Согласно [Cloetingh et al., 2021], только подошва мощной древней (>400 млн лет) платформы будет вступать во взаимодействие с головкой плюма. Достигая подошвы древней платформы, плюм будет расплываться латерально, частично расплавляя нижнюю часть литосферы, которая будет погружаться небольшими объемами в мантию, но к отслоению мантийной части литосферы от коры этот процесс привести не может. И в случае АЕКЗ, и в случае ТШКЗ во взаимодействии участвуют древние мощные (>200 км) континентальные плиты, что может ставить под сомнение серьезное влияние плюма на деламинацию под этими регионами. Однако, как было упомянуто выше, плюм мог достигнуть подошвы литосферы Тянь-Шаня в период 290–275 млн лет. За это время плюм мог проплавить погружающуюся плиту в месте изгиба.

Таким образом, проведенный анализ дает возможность предполагать, что процесс отслоения мантийной части литосферы от коры происходил по совершенно разным сценариям. Так, процесс деламинации в регионе АЕКЗ, скорее всего, был инициирован субдукцией океанических плит в зоне Аравийско-Евразийской конвергенции, которая сыграла роль утяжелителя и стала

причиной отслоения мантийной части литосферы Аравийской плиты в направлении с севера на юг и ее вертикального погружения в мантию. Кроме того, дополнительными причинами выступили скорость сближения плит, а также эклогитизация нижней коры. Для деламинации ТШКЗ сложно выделить определенные триггеры инициации процесса и его продолжения. Ясно только то, что в настоящее время в ТШКЗ имеют место факторы сжатия и эклогитизации нижней коры. Вопрос о существовании плюма под Таримом и Тянь-Шанем остается открытым.

Роль внутриконтинентального погружения мантийной части литосферы на глубину в глобальной тектонике плит требует тщательного дальнейшего изучения. Полученные результаты могут быть полезны для дальнейших работ по математическому моделированию на этапе постановки задачи и установления граничных условий.

## 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе было выполнено исследование деламинации литосферы континентальных плит под Аравийско-Евразийской и Тянь-Шаньской коллизионными зонами. Производился сравнительный анализ полученных ранее моделей сейсмической томографии различных масштабов: на основе региональных и глобальных данных. Так, сравнивались модели коры под Кавказом, Восточной Анатolieй и Киргизским Тянь-Шанем из работ [Zabelina et al., 2013, 2016; Medved et al., 2021a, 2021b], а также модели литосферы и верхней мантии АЕКЗ и ТШКЗ из работ [Koulakov et al., 2012; Koulakov, 2011]. Сравнительный анализ моделей сейсмической томографии на основе глобальных данных показал, что как под АЕКЗ, так и под ТШКЗ происходит процесс отслоения мантийной части литосферы континентальных плит от коры, а освободившееся место заполняется горячим астеносферным потоком, который приводит к разогреву нижней коры. Это подтверждается сравнением моделей региональной томографии коры под Восточной Анатolieй и Тянь-Шанем, которые демонстрируют низкоскоростные аномалии в нижней коре. Аномалии пониженных скоростей указывают на разогрев и обедненность нижней части коры. Далее был произведен обзор моделей математического моделирования, с помощью которого изучались отдельные факторы, влияющие на процесс деламинации. В итоге глубинная сейсмическая структура исследуемых регионов рассматривалась через призму истории эволюции, и, исходя из исследованных с помощью математического моделирования факторов, были предложены причины деламинации для каждого из регионов.

Таким образом, было выявлено, что процесс деламинации в регионе АЕКЗ, скорее всего, был инициирован погружением океанических плит Неотетиса и бассейна Большого Кавказа, которые сыграли роль утяжелителей и стали причинами отслоения мантийной части литосферы Аравийской плиты в направлении с

севера на юг и ее вертикального погружения в мантию. Дополнительными факторами деламинации под АЕКЗ выступает скорость сближения плит, а также эклогитизация нижней коры. В ТШКЗ в настоящее время в процессе деламинации все еще имеют значение факторы латерального сжатия и эклогитизации нижней коры. Кроме того, остается под вопросом существование плюма под Таримом и Тянь-Шанем.

## 8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Автор заявляет об отсутствии какого-либо конфликта интересов. Автор прочел и одобрил финальную версию перед публикацией.

The author has no conflicts of interest to declare. The author read and approved the final manuscript.

## 9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Acton C.E., Priestley K., Gaur V.K., Rai S.S., 2010. Group Velocity Tomography of the Indo-Eurasian Collision Zone // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B12), B12335. <https://doi.org/10.1029/2009JB007021>.
- Adamia Sh., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadraze N., 2011. Great Caucasus (Cavcasioni): A Longlived North Tethyan Back-Arc Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20 (5), 611–628. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-12>.
- Aminov J., Koulakov I., Jakovlev A., Zhao J., El-Khrep S., Aminov J., Al Arifi N., Aminov J., Mamadjanov Y., 2020. Directions of Lithosphere Interactions in the Pamir–Hindu Kush Junction Inferred from Anisotropic Tomography. *Canadian Journal of Earth Sciences* 57 (5), 601–616. <https://doi.org/10.1139/cjes-2019-0081>.
- Austrheim H., 1991. Eclogite Formation and Dynamics of Crustal Roots under Continental Collision Zones. *Terra Nova* 3 (5), 492–499. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00184.x>.
- Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R., Davtyan V., 2010. Recent Tectonic Stress Evolution in the Lesser Caucasus and Adjacent Regions. *Geological Society of London Special Publications* 340 (1), 393–408. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R., 1998. Closing the Gap between Regional and Global Travel Time Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B12), 30055–30078. <https://doi.org/10.1029/98JB02467>.
- Bird P., 1988. Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A Continuum Computer Model. *Science* 239 (4847), 1501–1507. <https://doi.org/10.1126/science.239.4847.1501>.
- Bird P., 1991. Lateral Extrusion of Lower Crust from under High Topography in the Isostatic Limit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B6), 10275–10286. <https://doi.org/10.1029/91JB00370>.
- Bird P., Baumgardner J., 1981. Steady Propagation of Delamination Events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B6), 4891–4903. <https://doi.org/10.1029/JB086iB06p04891>.
- Biske Yu.S., 1996. Paleozoic Structure and History of the Southern Tien Shan. Saint Petersburg University Press,

Saint Petersburg, 189 p. (in Russian) [Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 189 с.]

Biske Yu.S., Konopelko D.L., Seltmann R., 2013. Geodynamics of Late Paleozoic Magmatism in the Tien Shan and Its Framework. *Geotectonics* 47, 291–309. <https://doi.org/10.1134/S001685211304002X>.

Biske Yu.S., Seltmann R., 2010. Paleozoic Tian-Shan as a Transitional Region between the Rheic and Urals-Turkestan Oceans. *Gondwana Research* 17 (2–3), 602–613. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.11.014>.

Burov E., Cloetingh S., 2009. Controls of Mantle Plumes and Lithospheric Folding on Modes of Intraplate Continental Tectonics: Differences and Similarities. *Geophysical Journal International* 178 (3), 1691–1722. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04238.x>.

Burov E., Cloetingh S., 2010. Plume-like Upper Mantle Instabilities Drive Subduction Initiation. *Geophysical Research Letters* 37 (3), L03309. <https://doi.org/10.1029/2009GL041535>.

Burtman V.S., 2012. Tien Shan and High Asia: Geodynamics in the Cenozoic. GEOS, Moscow, 186 p. (in Russian) [Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозойе. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.]

Buslov M.M., 2014. Terrain Tectonics of the Central Asian Folded Belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 641–665 (in Russian) [Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0147>.

Cloetingh S., Koptev A., Kovács I., Gerya T., Beniest A., Willingshofer E., Ehlers T.A., Andrić-Tomašević N., et al., 2021. Plume-Induced Sinking of Intra-Continental Lithospheric Mantle: An Overlooked Mechanism of Subduction Initiation? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 22 (2), e2020GC009482. <https://doi.org/10.1029/2020GC009482>.

Cochran J.R., 1983. A Model for Development of Red Sea. *AAPG Bulletin* 67 (1), 41–69. <https://doi.org/10.1306/03B5ACBE-16D1-11D7-8645000102C1865D>.

Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler C., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T., 2016. Relict Basin Closure and Crustal Shortening Budgets during Continental Collision: An Example from Caucasus Sediment Provenance. *Tectonics* 35 (12), 2918–2947. <https://doi.org/10.1002/2016TC004295>.

Dewey J.F., Shackleton R.M., Chengfa C., Yiyin S., 1988. The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 327 (1594), 379–413. <https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0135>.

England P., Houseman G., 1989. Extension during Continental Convergence, with Application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94 (B12), 17561–17579. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17561>.

Ershov A.V., Nikishin A.M., 2004. Recent Geodynamics of the Caucasus-Arabia-East Africa Region. *Geotectonics* 38 (2), 123–136.

Faccenda M., Minelli G., Gerya T.V., 2009. Coupled and Decoupled Regimes of Continental Collision: Numerical Modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 278 (3–4), 337–349. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.021>.

Ghonghadze S.A., 2016. The Deep Structure of the Greater Caucasus on the Basis of Geophysical Data According to New Technologies. 1. Gravimetry, Magnetometry, Local Seismic Tomography and Micro Seismic Sounding. *Geophysical Journal* 38 (3), 145–154 (in Russian) [Гонгадзе С.А. Глубинное строение Большого Кавказа на основе геофизических данных по новым технологиям. Ч. 1. Гравиметрия, магнитометрия, локальная сейсмотомография и микросейсмозондирование // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 3. С. 145–154]. DOI:10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107789.

Gök R., Mellors R.J., Sandvol E., Pasyanos M., Hauk T., Takedatsu R., Yetirmishli G., Teoman U., Turkelli N., Godoladze T., Javakhishviri Z., 2011. Lithospheric Velocity Structure of the Anatolian Plateau-Caucasus-Caspian Region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B5), B05303. <https://doi.org/10.1029/2009JB000837>.

Gray R., Pysklywec R.N., 2012. Geodynamic Models of Mature Continental Collision: Evolution of an Orogen from Lithospheric Subduction to Continental Retreat/Delamination. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B3), B03408. <https://doi.org/10.1029/2011JB008692>.

Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P., 1981. Convective Instability of a Thickened Boundary Layer and Its Relevance for the Thermal Evolution of Continental Convergent Belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B7), 6115–6132. <https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115>.

Kaban M.K., Petrunin A.G., El Khrepy S., Al-Arifi N., 2018. Diverse Continental Subduction Scenarios along the Arabia-Eurasia Collision Zone. *Geophysical Research Letters* 45 (14), 6898–6906. <https://doi.org/10.1029/2018GL078074>.

Kahle H.G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., Barka A., Veis G., 2000. GPS-Derived Strain Rate Field within the Boundary Zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B10), 23353–23370. <https://doi.org/10.1029/2000JB900238>.

Kay R.W., Kay S.M., 1993. Delamination and Delamination Magmatism. *Tectonophysics* 219 (1–3), 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U).

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R., 1995. Constraints on Seismic Velocities in the Earth from Traveltimes. *Geophysical Journal International* 122 (1), 108–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.

Keskin M., 2007. Eastern Anatolia: A Hotspot in a Collision Zone without a Mantle Plume. In: G.R. Foulger, D.M. Jurdy (Eds), *Plates, Plumes and Planetary Processes. Special Papers-Geological Society of America* 430, 693. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(32\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(32)).

Kiselev A.I., Gordienko I.V., Lashkevich V.V., 2004. Petrological Aspects of Gravitational Instability of the Tectonically Thickened Lithosphere. *Russian Journal of Pacific Geology*

23 (2), 20–29 (in Russian) [Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20–29].

Koulakov I., 2009. LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmarks for Testing Tomographic Algorithms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99 (1), 194–214. <http://doi.org/10.1785/0120080013>.

Koulakov I., 2011. High-Frequency P and S Velocity Anomalies in the Upper Mantle beneath Asia from Inversion of Worldwide Traveltime Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B4), B04301. <https://doi.org/10.1029/2010JB007938>.

Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V., 2012. Nature of Orogenesis and Volcanism in the Caucasus Region Based on Results of Regional Tomography. *Solid Earth* 3 (2), 327–337. <http://doi.org/10.5194/se-3-327-2012>.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A., 2008. Neovolcanism in Northern Eurasia: Development Patterns, Volcanic Hazards, Relationship with Deep-Seated Processes and Environment and Climate Changes. In: *Environment and Climate Changes: Natural and Their Related Technogenic Disasters*. Vol. 2. IГЕМ RAS, IEPH RAS, Moscow, p. 13–236 (in Russian) [Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Богатиков О.А. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. С. 13–236].

Kufner S.K., Kakar N., Bezada M., Bloch W., Metzger S., Yuan X., Mechie J., Ratschbacher L. et al., 2021. The Hindu Kush Slab Break-Off as Revealed by Deep Structure and Crustal Deformation. *Nature Communications* 12, 1685. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21760-w>.

Legendre C., Tseng T., Chen Y., Huang T., Gung Y., Karakhanyan A., Huang B., 2017. Complex Deformation in the Caucasus Region Revealed by Ambient Noise Seismic Tomography. *Tectonophysics* 712–713, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.024>.

Lei J., Zhao D., 2007a. Teleseismic Evidence for a Break-Off Subducting Slab under Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters* 257 (1–2), 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.011>.

Lei J., Zhao D., 2007b. Teleseismic P-Wave Tomography and the Upper Mantle Structure of the Central Tien Shan Orogenic Belt. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 162 (3–4), 165–185. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.04.010>.

Maggi A., Priestley K., 2005. Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau. *Geophysical Journal International* 160 (3), 1068–1080. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02505.x>.

Makarov V.I., Alekseev D.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Belyaev I.V., Bragin V.D., Dergunov N.T., Efimova N.N. et al., 2010. Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and

Deep Structure of Their Junction Zone: Main Results of Seismic Experiment along MANAS Profile Kashgar-Song-Köl. *Geotectonics* 44, 102–126. <https://doi.org/10.1134/S0016852110020020>.

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M. et al., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3), 5695–5719. <https://doi.org/10.1029/1999JB900351>.

Medved I., Bataleva E., Buslov M., 2021a. Studying the Depth Structure of the Kyrgyz Tien Shan by Using the Seismic Tomography and Magnetotelluric Sounding Methods. *Geosciences* 11 (3), 122. <https://doi.org/10.3390/geosciences11030122>.

Medved I., Polat G., Koulakov I., 2021b. Crustal Structure of the Eastern Anatolia Region (Turkey) Based on Seismic Tomography. *Geosciences* 11 (2), 91. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020091>.

Özacar A.A., Zandt G., Gilbert H., Beck S.L., 2010. Seismic Images of Crustal Variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from Teleseismic Receiver Functions. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society of London Special Publications 340, p. 485–496. <https://doi.org/10.1144/SP340.21>.

Pavlenkova G.A., 2012. Crustal Structure of the Caucasus from the Stepnoe-Bakuriani and Volgograd-Nakhichevan DSS Profiles (Reinterpretation of the Primary Data). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (5), 375–384. <https://doi.org/10.1134/S1069351312040040>.

Piromallo C., Morelli A., 2003. P Wave Tomography of the Mantle under the Alpine-Mediterranean Area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B2), 2065. <https://doi.org/10.1029/2002JB001757>.

Qin K.Z., Su B.X., Asamoah S.P., Tang D.M., Sun H., Xiao Q.H., Liu P.P., 2011. SIMS Zircon U-Pb Geochronology and Sr-Nd Isotopes of Ni-Cu-Bearing Mafic-Ultramafic Intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in Correlation with Flood Basalts in Tarim Basin (NW China): Constraints on a CA 280 Ma Mantle Plume. *American Journal of Science* 311, 237–260. <https://doi.org/10.2475/03.2011.03>.

Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L., 1993. Three-Dimensional Elastic Wave Velocity Structure of the Western and Central Tien Shan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98 (B9), 15779–15795. <https://doi.org/10.1029/93JB01560>.

Rolland Y., 2017. Caucasus Collisional History: Review of Data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Research* 49, 130–146. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.005>.

Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W., 2017. Intra-Oceanic Arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research* 50, 167–194. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.005>.

Safonova I., Seltmann R., Kroner A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim J., Komiya T., Sun M., 2011. A New

Concept of Continental Construction in the Central Asian Orogenic Belt. *Episodes* 34 (3), 186–196. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2011/v34i3/005>.

Schmeling H., Marquart G., 1991. The Influence of Second-Scale Convection on the Thickness of Continental Lithosphere and Crust. *Tectonophysics* 189 (1–4), 281–306. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90502-J](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90502-J).

Şengör A.M.C., Kidd W.S.F., 1979. Post-Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55 (3–4), 361–376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90184-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90184-7).

Şengör A.C., Özeren M.S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A.D., Kayan I., 2008. Eastern Turkish High Plateau as a Small Turkic-Type Orogen: Implications for Post-Collisional Crust-Forming Processes in Turkic-Type Orogens. *Earth-Science Reviews* 90 (1–2), 1–48. <https://doi.org/10.1016/j.earsci.2008.05.002>.

Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A., Zabarinskaya L., Rodnikov A., Sergeeva N., Safonova I., 2015. The Caucasian-Arabian Segment of the Alpine-Himalayan Collisional Belt: Geology, Volcanism and Neotectonics. *Geoscience Frontiers* 6 (4), 513–522. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.07.001>.

Sychev I.V., Koulakov I., Sycheva N.A., Koptev A., Medved I., El Khrepy S., Al-Arifi N., 2018. Collisional Processes in the Crust of the Northern Tien Shan Inferred from Velocity and Attenuation Tomography Studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123 (2), 1752–1769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014826>.

Toussaint G., Burov E., Avouac J.P., 2004. Tectonic Evolution of a Continental Collision Zone: A Thermomechanical Numerical Model. *Tectonics* 23 (6), TC6003. <https://doi.org/10.1029/2003TC001604>.

Vinnik L., Reigber Ch., Aleshin I., Kosarev G., Kaban M., Oreshin S., Roecker S., 2004. Receiver Function Tomography of the Central Tien Shan. *Earth and Planetary Science*

Letters 225 (1–2), 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>.

Xiao W.J., Sun M., Santosh M., 2015. Continental Reconstruction and Metallogeny of the Circum-Junggar Areas and Termination of the Southern Central Asian Orogenic Belt. *Geoscience Frontiers* 6 (2), 137–140. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.11.003>.

Yu X., Yang S.F., Chen H.L., Chen Z.Q., Li Z.L., Batt G.E., Li Y.Q., 2011. Permian Flood Basalts from the Tarim Basin, Northwest China: Shrimp Zircon U-Pb Dating and Geochemical Characteristics. *Gondwana Research* 20 (2–3), 485–497. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.11.009>.

Yu Y., Zhao D., Lei J., 2017. Mantle Transition Zone Discontinuities beneath the Tien Shan. *Geophysical Journal International* 211 (1), 80–92. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx287>.

Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A., 2016. Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle beneath Caucasus Based on Regional Earthquake Tomography. *Journal of Asian Earth Sciences* 119, 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.010>.

Zabelina I., Koulakov I., Buslov M., 2013. Deep Mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan Orogen (from Results of Seismic Tomography). *Russian Geology and Geophysics* 54 (7), 695–706. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.06.005>.

Zor E., Sandvol E., Gürbüz C., Türkelli N., Seber D., Barazangi M., 2003. The Crustal Structure of the East Anatolian Plateau (Turkey) from Receiver Functions. *Geophysical Research Letters* 30 (24), 8044. <https://doi.org/10.1029/2003GL018192>.

Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P. et al., 2010. GPS Velocity Field for the Tien Shan and Surrounding Regions. *Tectonics* 29 (6), TC6014. <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>.