

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геофизики имени А. А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

МЕДВЕДЬ Ирина Викторовна

**Глубинные механизмы коллизионных процессов в регионах
Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня на основе результатов
региональной и локальной сейсмической томографии**

Специальность 25.00.03 - Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
член-корреспондент РАН,
доктор геолого-минералогических наук
Кулаков Иван Юрьевич

Новосибирск - 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ О СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМАХ КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН КАВКАЗА И КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ.....	13
1.1. Эволюция коллизионных зон.....	13
1.1.1. Эволюция Альпийско-Гималайского складчатого пояса.....	15
1.1.2. Эволюция Тянь-Шаня.....	17
1.1.3. Эволюция Кавказа.....	21
1.2. Обзор геологических и геофизических исследований Тянь-Шаня.....	23
1.2.1. Геологическое строение	23
1.2.2. Деформации земной коры и сейсмичность.....	25
1.2.3. Глубинное строение	28
1.3. Обзор геологических и геофизических исследований Кавказа.....	37
1.3.1. Геологическое строение	37
1.3.2. Деформации земной коры и сейсмичность.....	42
1.3.3. Глубинное строение	44
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	47
2.1. Алгоритм локальной томографии LOTOS.....	47
2.2. Алгоритм региональной томографии (АРТ).....	53
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕГИОНОВ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КАВКАЗА.....	56
3.1. Томографические исследования коры и мантии Киргизского Тянь-Шаня	56
3.1.1. Исследование глубинной структуры Киргизского Тянь-Шаня методом локальной томографии	56
3.1.2. Исследование глубинной структуры Киргизского Тянь-Шаня методом региональной томографии	63
3.2. Томографические исследования коры и мантии Кавказа	69
3.2.1. Исследование глубинной структуры Кавказа методом региональной томографии.....	70
3.2.2. Исследование глубинной структуры Кавказа методом локальной томографии.....	78
3.3. Интерпретация результатов, полученных по локальной и региональной томографии.....	88
ГЛАВА 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КАВКАЗА.....	91
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	97
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	98

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Исследование глубинных структур и механизмов коллизионных процессов представляет особый интерес для геотектоники и геодинамики в связи с недостаточной изученностью. Если в зонах субдукции океанических плит очевидным и хорошо изученным сценарием является погружение океанической плиты под континентальную за счет ее высокой плотности и массы, то процессы, происходящие в зонах столкновения континентальных плит, до сих пор вызывают активные споры. Основной причиной споров является поведение мантийной части литосферы. Она является менее плотной, чем подстилающая астеносфера, поэтому не может погружаться на глубину, однако существует ряд работ, которые показывают, что это происходит [например, Kay and Kay, 1993; Faccenda, Minelli, Gerya, 2009; Ueda et. al., 2012, Bijwaard, H et. al., 1998]. Всегда ли мантийная часть литосферы погружается в мантию или же растекается латерально, как описано в работах [например, Глубинная геодинамика, 2001; Bird, 1991; Schmeling and Marquart, 1991]? Чтобы приблизиться к ответам на эти вопросы, было решено изучить несколько зон коллизии, а именно регион Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня с помощью разномасштабных методов сейсмической томографии.

Существуют десятки глобальных и региональных томографических моделей, покрывающих отдельные участки Альпийско-Гималайского пояса. Вместе с тем, эти модели, основанные на использовании различных типов данных, во многих случаях дают несогласованные друг с другом, а порой и полностью противоречивые результаты. Если для Европы отличия между моделями представляются незначительными, то для большинства районов Азии существенные несогласия связаны с неравномерным распределением данных и их низким качеством. Таким образом, недостаточная изученность глубинного строения Альпийско-Гималайского региона определяет актуальность новых томографических исследований данного региона.

Качество томографической модели во многом зависит от используемого алгоритма. В настоящее время имеется ряд алгоритмов для исследований локального или регионального масштабов. При этом очевидно, что неоднородности в коре могут оказывать влияние на восстановление мантийных структур, и, если они не учитываются в региональных исследованиях, это может привести к определенным ошибкам. Совместное использование локальных и региональных данных требует особого многоуровневого подхода к параметризации, который подразумевает использование разномасштабных сеток.

Объектами исследования настоящей работы являются кора и верхняя мантия под коллизионными зонами Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня. Исследуемые в настоящей работе регионы показаны на рис.1.

Цель работы: состоит в выявлении закономерностей формирования континентальных зон коллизии Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня на основе изучения глубинного строения коры и верхней мантии методами сейсмической томографии.

Научные задачи исследования. Цель данной научной работы достигается путем решения следующих задач:

1. Построение моделей сейсмических скоростей коры и верхней мантии под Кавказом и Киргизским Тянь-Шанем путем томографической инверсии данных времен прихода продольных и поперечных волн от локальных и региональных землетрясений.

2. Выявление механизмов взаимодействия литосферных плит в коллизионных зонах Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня с учетом результатов сейсмической томографии, а также комплекса существующих работ по геофизике, геологии, геохимии и геодинамике.



Рис.1. Карта рельефа Альпийско-Гималайского складчатого комплекса с нанесением основных тектонических единиц. Красными прямоугольниками выделены области исследования локальной томографии, пунктирными красными прямоугольниками выделены области исследования региональной томографии.

Личный вклад соискателя состоит в проведении всех работ по построению моделей сейсмической томографии, а именно: в подборе параметров для томографических моделей, построении и тестировании стартовой модели, получении трехмерных скоростных моделей, верификации результатов инверсии с помощью синтетического моделирования, обработке полученных результатов. Автором производилась интерпретация результатов сейсмической томографии, на основе которой была предложена новая точка зрения на процессы взаимодействия литосферных плит под коллизионными зонами Кавказа и Тянь-Шаня. При этом автором был задействован широкий комплекс геолого-геофизических методов и проведена большая работа по обзору и анализу существующих исследований.

Методология, методы исследования

Исследования коллизионных зон, освещенные в диссертации, выполнены методами пассивной сейсмической томографии, разработанными в ИНГГ СО РАН под руководством д.г.-м.н., член-корр. РАН И.Ю. Кулакова. В работе были использованы две схемы сейсмической томографии: локальная и региональная.

Алгоритм локальной томографии LOTOS – Local Tomography Software, разработан И.Ю. Кулаковым в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука. Этот алгоритм, описанный в [Koulakov, 2009], находится в открытом доступе и активно используется многими исследователями во всем мире. Алгоритм основан на использовании времен пробега продольных и поперечных волн от местных землетрясений, зарегистрированных станциями в исследуемом регионе. Этот алгоритм позволяет изучать структуру земных недр в масштабах от первых километров до сотен километров. В этом случае глубина исследований обычно ограничивается распределением землетрясений. Ключевым моментом при реализации томографической инверсии по локальным данным является одновременное определение структуры Р и S скорости и параметров источников (координаты и время). При этом вычисления производятся итеративно: на каждом шаге происходит переопределение параметров источников на базе трехмерного лучевого трассирования с учетом результатов инверсии скоростей на предыдущей итерации.

Региональная томографическая схема базируется на данных по временам пробега сейсмических волн из глобальных сейсмических каталогов (главным образом, Международного сейсмологического центра, ISC). Для исследования отдельного региона используются все сейсмические лучи, которые, хотя бы частично, проходят через изучаемый объем. Эти данные могут включать лучи от землетрясений в изучаемом регионе, зарегистрированные станциями мировой сети, а также данные по далеким событиям, зарегистрированные станциями в изучаемой области. Алгоритм томографической инверсии таких данных был создан И.Ю. Кулаковым [Koulakov and Sobolev, 2006] и успешно использовался для изучения различных тектонически активных регионов мира. В рамках диссертационной работы, для получения структуры под областями коллизии Киргизского Тянь-Шаня и Кавказа, использовался наиболее полный из всех имеющихся каталог глобальных данных ISC, охватывающий период времени с 1964 по 2007 гг.

Научная новизна

В научном мире существует множество работ, нацеленных на изучение коллизионных зон, однако они, в большинстве своем, представляют результаты для одного региона или, в отдельных случаях, изучение разных регионов с помощью какого-то одного метода. Новизна данной диссертации заключается в ее комплексном подходе. Автором диссертации проделана большая работа по исследованию регионов Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня с помощью разномасштабных методов сейсмической томографии. Впервые был произведен сравнительный анализ скоростных моделей двух различных коллизионных зон. Впервые выявлены похожие черты глубинного строения Киргизского Тянь-Шаня и Кавказа, а именно, высокоскоростные аномалии под тектоническими плитами, участвующими в коллизии, характеризующиеся наклоном в сторону зоны столкновения плит, и низкоскоростная аномалия под коллизионной зоной. Заключение данной диссертации были сделаны, основываясь не только на сейсмической томографии, но также и на результатах, полученных на базе комплекса геолого-геофизических методов. Было произведено сравнение с существующими работами по другим геофизическим методам,

геологии, математическому моделированию, геохимии, геодинамике и т.п. По результатам исследования соискателем были предложены механизмы процесса погружения мантийной части литосферы под коллизионными зонами.

Теоретическая и практическая значимость работы

1. Соискателем были задействованы разномасштабные методы сейсмической томографии для более детального изучения коры и верхней мантии под регионами Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня. Это позволило получить более полные знания о глубинном строении среды под коллизионными зонами.

2. В рамках исследуемых регионов, сравнительная характеристика моделей аномалий скоростей продольных и поперечных волн совместно с комплексной интерпретацией различных геофизических и геологических исследований позволила понять, что природа погружения мантийной части литосферы в зонах континентальной коллизии может носить различный характер. Создание глубинной модели, подкрепленной комплексом геолого-геофизических методов, является актуальной задачей, которая к настоящему времени еще не была реализована. Это является важным шагом на пути к решению такой сложной геодинамической проблемы, как выявление глубинных процессов в коллизионных зонах.

3. Способ сравнения сейсмических моделей двух разных регионов был применен впервые. В дальнейшем он может послужить для решения фундаментальных научных проблем, связанных с геологической интерпретацией результатов геофизических исследований.

Степень достоверности полученных научных результатов определяется:

1. большим количеством синтетических тестов для проверки полученных с помощью сейсмической томографии скоростных моделей. В качестве тестов использовались как стандартные для сейсмической томографии тесты «шахматная доска» и тест четными и нечетными источниками, так и тесты с реалистичными аномалиями.

2. использованием апробированных и зарегистрированных программных средств построения моделей сейсмических структур: LOTOS [Koulakov, 2009] и региональная томография [Koulakov and Sobolev, 2006];

3. высоким качеством данных. Для каждого из регионов был использован каталог с плотным покрытием станций и большим количеством землетрясений.

4. Сопоставлением с результатами других ученых, которые работали с различными геофизическими методами.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту:

1. В соответствии с полученными результатами сейсмической томографии, под регионом Киргизского Тянь-Шаня имеет место аномалия пониженных скоростей сейсмических волн размерами ~200 км по глубине и латерали (с юго-востока на северо-запад), а под Таримской и Казахстанской плитами – аномалии повышенных скоростей мощностью 100–150 км, характеризующиеся наклоном в сторону Тянь-Шаня до глубин ~500 км.

2. Согласно полученным трехмерным моделям сейсмических скоростей продольных и поперечных волн, под горными областями Кавказа имеет место аномалия пониженных скоростей сейсмических волн размерами ~450 км по латерали с юга на север и ~300 км по глубине, а под Скифской и Аравийской плитами – аномалии повышенных скоростей мощностью 150–200 км, характеризующиеся наклоном в сторону Кавказа до глубины ~350 км.

3. Глубинные механизмы коллизионных процессов в регионах Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня обусловлены процессом деляминации, о чем свидетельствуют отсутствие мантийной части литосферы у взаимодействующих плит непосредственно под горными областями и следы ее погружения в краевых частях исследуемых регионов. Установленные особенности глубинного строения коллизионных зон и предлагаемый механизм их формирования основаны на интерпретации авторских моделей скоростей

сейсмических волн, а также на материалах по геологии, геофизике и геохимии, опубликованных для исследуемых регионов в последние годы.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности

Настоящая диссертационная работа соответствует паспорту специальности 25.00.03 - «Геотектоника и геодинамика», так как представляет собой исследование глубинного строения под коллизионными зонами Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня. Результаты основаны на исследованиях произведенных на основании различных методов сейсмической томографии, однако алгоритмы были использованы автором как инструмент, и главную роль в работе играют именно полученные результаты и их интерпретация. На основании полученных с помощью сейсмической томографии знаний о современном строении регионов совместно с большим обзором и анализом существующих работ по различным геологическим дисциплинам была предложена интерпретация, объясняющая закономерности глубинных процессов, влияющих на геодинамику исследуемых регионов. Таким образом, настоящая работа соответствует пункту 5 «Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования», пункту 6 «Историческая геотектоника – исследование основных этапов и стадий развития литосферы и ее отдельных структурных единиц», пункту 9 «Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна».

Апробация работ. Основные результаты, представленные в работе, были доложены автором на Российских и Международных симпозиумах и конференциях: Международная Научная Студенческая Конференция «Студент и научно-технический прогресс» (Новосибирск, 2011, 2012, 2013), The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (Новосибирск, 2012), General Assembly of the European Seismological Commission and Young Seismologist Training Course (Москва, 2012), XLIV Тектоническое совещание «Осадочные бассейны и геологические предпосылки

прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ» (Новосибирск, 2012), EGU General Assembly (Вена, Австрия, 2012, 2016), VI, VII Международный симпозиум «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (Киргизия, г. Бишкек, 2014, 2017), Уральская молодежная научная школа по геофизике (Екатеринбург, 2018).

Публикации. По теме диссертации самостоятельно и в соавторстве опубликовано 16 работ, из которых в ведущих научных журналах, входящих в перечень рецензируемых изданий, определенных Высшей аттестационной комиссией, – 5 («Геология и геофизика», «Solid Earth», «Journal of Asian Earth», «Природа»):

1. Koulakov, I., Zabelina, I., Amanatashvili, I., Meskhia, V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. №3. p. 327–337.
2. Zabelina, I., Koulakov I., Buslov M. Deep mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan orogen (from results of seismic tomography) // Russ. Geol. Geophys. 2013. №54. p. 695–706.
3. Zabelina I., Koulakov I., Amanatashvili I., Khrepy S., Nassir A. Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. №119. p. 87–99.
4. Кулаков И., Забелина И. Глубинные источники вулканизма на Кавказе // Природа. 2016. № 4. с. 73–75.
5. Sychev, I., Koulakov, I., Sycheva, N., Koptev, A., Medved, I., El Khrepy, S., Al-Arifi, N. Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. №123(2). P. 1752–1769.

Работа выполнена в рамках проектов научно-исследовательских работ Института нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука:

- Проект РФФИ № 14-05-31186 (мол_а). Изучение сейсмической структуры коры и верхней мантии под коллизионными зонами Кавказа и Аляски методом сейсмической томографии. В данном проекте соискатель является руководителем.
- Междисциплинарный проект СО РАН № 90. Кайнозойское горообразование Центральной Азии и сейсмичность: термохронологическое, сейсмотомографическое и физикоматематическое моделирование.
- Междисциплинарный проект СО РАН № 76. Структура и геодинамика коллизионных зон Азии по данным геолого-геофизических исследований и математического моделирования
- Проект ОНЗ РАН 7.3. Исследование структуры и динамики вулканических систем методом сейсмической томографии.
- Проект РФФИ 14-17-00430 Выявление глубинных источников вулканической активности сейсмологическими методами.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из 4 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 120 страниц, включает 3 таблицы, 40 рисунков, список библиографии из 217 наименований, в том числе 173 иностранных.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. член-корр. РАН Ивану Юрьевичу Кулакову за высокопрофессиональное руководство, вдохновение, ценные советы и всестороннюю помощь на всех этапах проведения настоящего исследования.

Автор искренне признателен за ценные замечания и исправления к.ф.-м.н. Дучкову А.А., академику Добрецову Н.Л., к.г.-м.н. Дядькову П.Г., к.г.-м.н. Санькову В.А., д.г.-м.н. Мордвиновой В.В.

Особая благодарность за ценные советы, помощь при проведении исследований и написании работы к.ф.-м.н. Добрыниной А.А., Суторминой С.А., к.г.-м.н. Котлеру П.Д., а также за дискуссии к.г.-м.н. Цибизову Л.В., Кукариной Е.В.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ О СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМАХ КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН КАВКАЗА И КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

1.1. Эволюция коллизионных зон

Геодинамика Земли богата разнообразными процессами, которые обусловлены работой тепловой мантийной конвекции и мантийных струй. Перемещение плит и их активное взаимодействие приводит к ряду процессов, которые мы можем наблюдать на поверхности Земли, а именно: образование трансформных разломов, образование срединно-океанических хребтов, субдукция и коллизия. Это ведет к изменению рельефа, в виде появления орогенных поясов, вулканов, разломов, даже появлению новых морей и океанов. Коллизия – один из основных механизмов тектоники плит. Для геологической коллизии в научной литературе наиболее часто встречается такое понятие, как зоны столкновения двух или трех тектонических плит. Во многих учебниках по геодинамике и тектонике Земли написано, что плиты, участвующие в столкновении, как правило, являются континентальными и, в отличие от океанических, являются более легкими, относительно подстилающей мантии и считается, что они не могут тонуть в мантии. Это предположение основано на химическом анализе состава пород. Из-за относительной легкости сиалические породы континентальной коры не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие ведет к значительному увеличению мощности коры и горообразованию [Хаин, Ломизе, 2005; Добрецов, 2001].

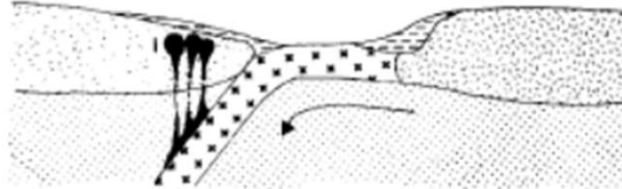
Часто столкновению континентальных плит предшествует субдукция – погружение океанической плиты под континентальную. В работах [Harris et al., 1986; Dewey, 1986] процесс коллизии описывается в три этапа (См. рис.1.1):

1 этап (до столкновения) Пре-коллизионный: В этом этапе происходит закрытие океана, разделяющего континентальные плиты, а также происходит проявление островодужного вулканизма и магматизма, указывающего на плавление погруженной океанической плиты.

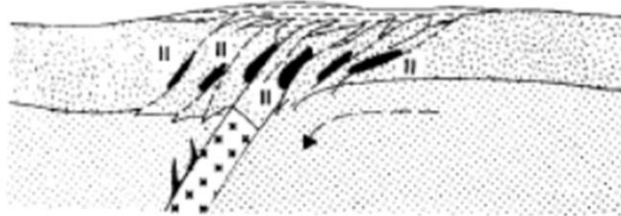
2 этап (во время столкновения) Син-коллизионный: На этом этапе происходит не только столкновение континентальных плит, но также их сжатие, что приводит к смятию и утолщению коры. Океаническая кора при этом полностью погружена под кору континентальных плит.

3 этап (после столкновения) Пост-коллизионный: Продолжается процесс сжатия коры, в который вовлекаются все большие площади. Это ведет к большему погружению корового материала на глубину. При этом наблюдаются проявления магматизма, не связанные с плавлением погруженной океанической плиты.

(а) Пре-коллизионный этап



(б) Син-коллизионный этап



(в) Пост-коллизионный этап

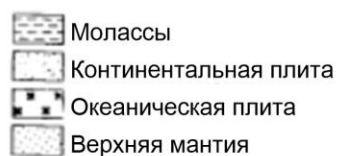
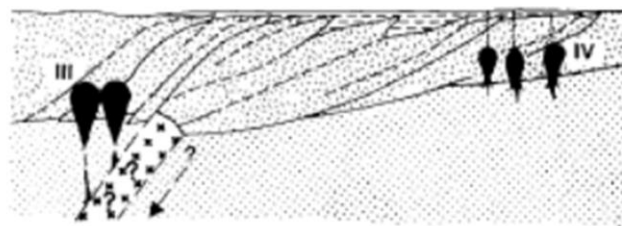


Рис.1.1. Три стадии коллизии, согласно работе [Harris et al.,1986]: (а) – 1 этап, пре-коллизионный, (б) – 2 этап, син-коллизионный, (с) – 3 этап, пост-коллизионный.

О природе процессов пост-коллизионного времени ведутся основные дискуссии у специалистов, потому что этот процесс является самым необъяснимым и малоизученным.

Образование крупнейшего коллизионного орогена - Альпийско-Гималайского комплекса с закрытием океана Тетис происходило по похожему сценарию.

1.1.1. Эволюция Альпийско-Гималайского складчатого пояса

Основное внимание в данной диссертации уделяется Кавказской и Тянь-Шаньской коллизионным зонам, поэтому для начала необходимо рассмотреть историю формирования Альпийско-Гималайского складчатого комплекса, к которому относятся изучаемые в этой работе регионы.

Альпийско-Гималайский складчатый комплекс в литературе также носит название Средиземноморского пояса. На сегодняшний день, Средиземноморский пояс простирается в широтном направлении от Атлантического океана до Южно-Китайского моря. Южнее складчатого пояса находится комплекс континентальных плит, которые до середины Юры слагали суперконтинент Гондвану (Аравийская плита, Африканский континент и тд). Севернее находятся плиты, ранее составляющие Лавразию (Восточно-Европейская, Таримская, Китайско-Корейская плиты) и Сибирский кратон. В районе Тянь-Шаня Средиземноморский пояс почти сходится с Урало-Охотским поясом [Хаин, Ломизе, 2005]. Основная часть структуры орогенического пояса формировалась в мезозойско-кайнозойское время и имеет океанское происхождение - он возник при закрытии океана Тетис, отделявшего Гондвану от Лавразии (рис.1.2). Свидетельством тому является присутствие многочисленных выходов офиолитов, которые являются реликтами океанической коры и литосферы. Закрытие океана Тетис происходило с Запада на Восток и играло главную роль в Индо -Европейской коллизии [Pullen et al., 2008]. Выделяется несколько структурных маркирующих швов: позднепалеозойский – Передовой хребет Кавказа, раннемезозойский (триас-юра) – Добруджа, Крым, Северный Кавказ, Северный Памир, меловой – Центральный Памир, Малый Кавказ, палеоген-неогеновый – Карпаты.

250 млн.лет.



Рис.1.2. Вид Вегенеровской Пангеи 250 млн. лет назад [Kroner, Romer, 2013]. Аббревиатуры: САК – Северо-Американский кратон, ВЕК – Восточно-Европейский кратон, ЗАК- Западно-Африканский кратон. Красные круги: положение предлагаемых осей вращения, описывающих открытие Палео-Тетиса (ПТ) и Нео-Тетиса (НТ) 380 млн. лет назад и 300 млн. лет назад соответственно.

Складчатые внутриконтинентальные пояса представляют собой сложную структуру, состоящую из разных геологических элементов: смятой коры, островных дуг, обломков континентов, дна океанов и морей [Хаин., Ломизе, 2005]. Закрытие Тетиса сопровождалось деструкцией и дроблением континентальных масс, поэтому среди складчатых структур пояса можно различить многочисленные террейны – обломки, как гондванского происхождения, так и лавразийского.

Таким образом, к концу олигоцена, в результате сближения Африкано-Аравийской и Индийской плит с Евразией, возник Альпийско-Гималайский орогенический пояс.

Произошло осушение окраинно-континентальных осадочных бассейнов, деформация спрединговых морей, сформированных в тылу Средиземноморской активной окраины. Сегодня сохранились лишь реликты этих структур – впадины Черного и Каспийского морей [Хаин., Ломизе, 2005; Adamia, 1975].

1.1.2. Эволюция Тянь-Шаня

Тянь-Шань является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который является крупнейшей коллизионной зоной - внутриконтинентальным поясом, сформированным при взаимодействии Северо-Китайского, Сибирского кратонов, Таримской плиты, большого количества террейнов и микроконтинентов различной природы [Моссаковский и др., 1993; Jahn et al., 2001; Windley et al., 1993; Мазукабзов и др., 2010; Pirajno, Santosh, 2014; Safonova et al., 2017; Xiao et al., 2015; Kröner et al., 2017; Yakubchuk, 2017]. Процессы формирования ЦАСП продолжались с раннего палеозоя до мезозоя и включали закрытие сегментов различных палеоокеанов и аккреционно-коллизионные события, результатом которых явилось формирование значительного объема континентальной коры.

В эволюции исследуемого района при формировании докембрийско –палеозойских структур Тянь-Шаня было несколько крупных этапов различного типа деформационных процессов, которые наиболее активно проявлялись на этапах конвергентного сближения плит [Современная геодинамика..., 2005; Бискэ, 1996; Vurtman, 2012]. Во время самого древнего этапа происходило закрытие ранее-докембрийского копурелисайского океанического бассейна. Создание дорифейского кристаллического фундамента Тянь-Шаня произошло вследствие сближения древнейших континентальных блоков [Бакиров, 1999; Бакиров, 2001].

Далее, в ордовике, произошло закрытие Сакского океанического и Киргизского окраинного бассейнов и аккреция симатической Восточно-Терской дуги с Кокчетав-Северо-Тяньшанским микроконтинентом. Деформации в этом периоде времени привели к созданию покровно-чешуйчатой структуры ранних каледонид Тянь-Шаня [Максумова

1996]. Позднеордовикская коллизия Кокчетав-Северо-Тяньшанского и Улутау-Срединно-Тяньшанского континентальных блоков привели к формированию покровов фрагментов коры Сакского палеоокеанического бассейна на Улутау-Срединно-Тяньшанский микроконтинент [Гесь, 1999] и голоморфной складчатости.

Со среднего карбона до ранней перми включительно происходило несколько этапов формирования герцинид [Бискэ, 1996], которые показывают закрытие Туркестанского и Ягнобского палеоокеанических бассейнов. Коллизия Киргизско-Казахского и Таримского континентов, произошедшая в пермское время, создала складчатую структуру герцинид Тянь-Шаня [Современная геодинамика..., 2005].

К концу палеозоя – началу мезозоя во всем пространстве Тянь-Шаня была сформирована единая гетерогенная покровно-складчатая структура, которая представляла из себя мозаику разновозрастных континентальных блоков, составлявших Евразийский континент. К пермскому времени структура Тянь-Шаня, представляющая мозаику гетерогенных блоков, была полностью сформирована и начался её внутриплитный этап развития, который, вплоть до эоцена, сопровождался процессами пенеппенизации.

Тектоническая активность в Тянь-Шане в кайнозойское время возникла вследствие столкновения Индии с Евразийским континентом [Molnar and Tapponnier, 1975, 1977; Cobbold and Davy, 1988]. Индия столкнулась с Евразией 52–35 млн. лет назад, далее продолжала движение на север и выступала в качестве жесткого индентора, продвигающегося в Азию сквозь ~ 2000 км, что вызвало постколлизийное поднятие – Тибет [Molnar and Tapponnier, 1975; Mercier et al., 1987; Cobbold and Davy, 1988; Le Pichon et al., 1992; Dobretsov et al., 1996]. Авторы работ [Dobretsov et al., 1996 и Buslov, 2004 с дополнениями] предложили гипотезу геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса, суть которой основывается на принципе домино. Индо-Евразийское столкновение, произошедшее 52–35 млн. лет, вызвало распространение деформации внутри континента с юга на север. Деформации постепенно распространялись на север и около 5–3 млн. лет назад достигли мощного упора Сибирской платформы. В связи с этим, в

коллизионных областях Центральной Азии почти одновременно начинают расти высокие горы. Пик роста горных систем за последние 5–3 млн. лет на всей территории Центральной Азии особенно четко выявляется по данным трекового датирования апатитов [De Grave et al., 2002, 2004, 2006, 2007; Буслов, Кох, 2008] и формированием моласс в межгорных бассейнах.

В рамках рассматриваемой теории, в работе [Dobretsov and Buslov et al., 2011], первым этапом эволюции Киргизского Тянь-Шаня стало движение Памирского блока в сторону Юго-Востока Киргизского Тянь-Шаня. На втором этапе (20–11 млн. лет назад) Таримская плита двигалась под центральную и восточную часть Южного Тянь-Шаня, в результате чего произошел дополнительный подъем южных хребтов Тянь-Шаня. На третьем этапе (10–3 млн. лет) произошла реактивация микроконтинента Иссык-Куль и окружающего его аккреционного подвижного пояса в Северном Тянь-Шане, где также начали развиваться горные хребты. Происходило смещение по Талас-Ферганскому разлому со скоростью около 10–15 мм/год. В итоге, сближение Тарима и Памира с Тянь-Шанем (~3 млн. лет назад) привело к максимальному подъему и формированию современного Тянь-Шаня, в то время как скорость смещения по Талас-Ферганскому разлому сократилась до ~1 мм/год. Погружение Таримской плиты под Тянь-Шань привело к смятию земной коры со скоростью ~10–15 мм/год, тогда как движение Индийской плиты на Север составляет около 50мм/год [Buslov et al., 2004]. Тектоническая схема Центральной Азии, показанная на (рис.1.3.а, б) показывает положение блоков в настоящее время.

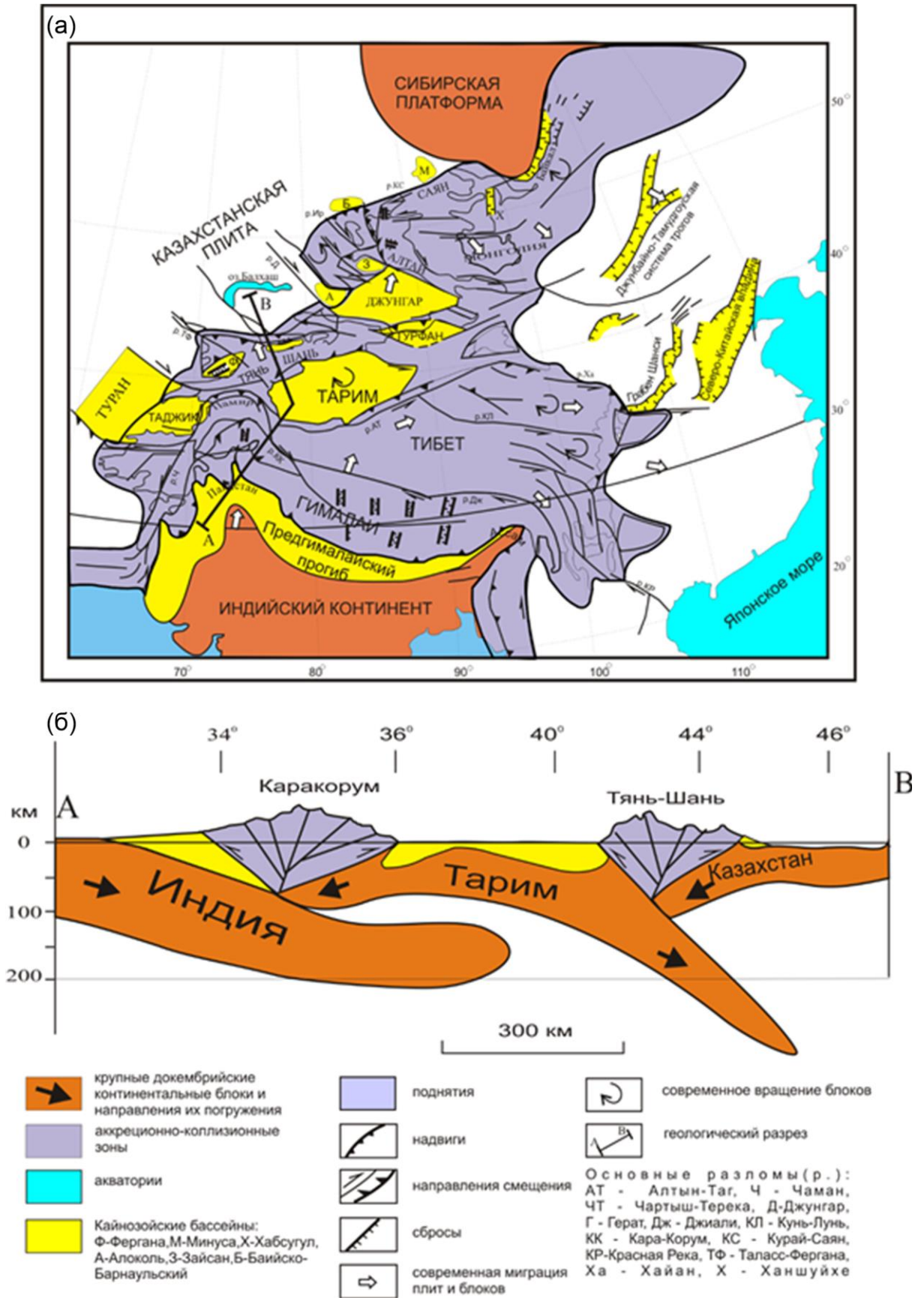


Рис.1.3. (а) Тектоническая схема Центральной Азии [Dobretsov et al., 1996; Buslov , 2004 с дополнениями]; (б) Профиль АВ до 200 км, расположение которого указано на рис. 1.3.(а).

1.1.3. Эволюция Кавказа

Кавказские горы простираются более, чем на 1300 км от Черного до Каспийского моря [Khain, 1975, Adamia et al., 2011b]. Они представляют собой две длинные горные системы Большого и Малого Кавказа, зажатые Черным морем на западе и Каспийским морем на востоке.

Вопросы эволюции Кавказского региона в позднепротерозойское – фанерозойское время изучались во многих работах [Khain, 1975; Adamia, 2011, a, b; Adamia, 1975; Adamia et al. 1977, 1981; Zakariadze et al. 2007, Rolland, 2017]. В позднем протерозое, палеозое, мезозое и раннем кайнозое изучаемый регион принадлежал к ныне исчезнувшему океану Тетис (три его котловины: Палеотетис, Неотетис и Паратетис) и его Евроазиатской и Гондванской/Африко-Аравийской окраинам. Закрытие океана Тетис сыграло важную роль в формировании главных геологических комплексов изучаемого региона. Формирование происходило в течение многостадийной эволюции литосферы, обусловленной сближением Аравийской и Восточно-Европейской плит [Khain et al., 1975, Adamia et al., 2011b]. В пределах зоны сближения океан-континент существовала система островных дуг, внутридугового рифтинга, задуговых бассейнов и так далее, характерных для позднепротерозойской – раннекайнозойской предколлизии стадии Кавказа.

Палеотетис – самый древний океан, который существовал в позднем палеозое – раннем мезозое. Во время герцинского этапа происходило формирование южного складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы, который сопровождался построением фундамента Скифской плиты.

В мезозойское время происходило сокращение размеров Палеотетиса, что сопровождалось ростом Неотетиса, который был образован за счет окраинно-континентального рифтогенеза на окраине Гондваны. Этот процесс сопровождался отделением относительно мелких террейнов от Гондваны. Следующий этап на Евразийской окраине Палеотетиса отмечается на границе триаса – юры, когда этот океан перестал существовать. В эту зону субдукции попали микроконтиненты также и гондванского

происхождения. Субдукция была блокирована, а затем перенесена в новое положение. В тылу зоны киммерийской складчатости в условиях задугового спрединга начали формироваться обширные окраинные бассейны (Паратетис, Бассейн Большого Кавказа) [Rolland, 2017]. В Меловой период развития Евразийской окраины Неотетиса удерживалась стабильная картина сближения с Африкано-Аравийским континентальным массивом. В конце мела вновь отмечается активизация тектонических процессов. Отмечаются аккреционные события, формирование новых вулканических поясов. В тылу активной окраины формируются рифтовые впадины Черного и Каспийского морей.

Начало главного коллизионного события отмечается в конце палеогена. При открытии Красного моря в среднем-позднем Миоцене, Аравийская плита начала двигаться в сторону севера от Африки, таким образом закрывая окраинное море [Gamkrelidze, 1986; Zonnenshain and Le Pichon, 1986]. При континентальном столкновении вулканическая деятельность прекратилась, океан Неотетис был полностью закрыт, начались процессы, связанные с преобразованием задуговых бассейнов Паратетиса. Субдукция была перенесена в северную часть окраинного моря. Известково-щелочной вулканизм развивался на севере новой субдукционной зоны. При развитии субдукции происходило активное закрытие бассейна старого окраинного моря, и произошло первое закрытие на северной границе Малого Кавказа (Средний Миоцен, 3,5 млн. лет). Закрытие океанов происходило не симметрично. В то время, как Каспийское и Черное море оставались, Кавказское море в Оligocene-Миоцене закрылось [Zonnenshain and Le Pichon, 1986; Vincent et al., 2007; Cowgill et al., 2016]. Далее началась стадия коллизии. К миоцену относится начало новейшего этапа развития, связанного с интенсивным воздыманием хребтов, ростом орогенического сооружения. В это время была сформирована основная структура Средиземноморского орогенического пояса. Последующие ее изменения и деформации обусловлены продолжающимся движением континентальных масс с юга.

Согласно геодезическим данным, Тетис закрылся примерно 35 млн. лет назад [Adamia et al., 2011b], сближение Аравийской и Скифской плит, которое ответственно за

образование Кавказских гор, началось около 12 млн. лет назад [Mosar et al., 2010; Sengör et al., 1985; Dewey et al., 1986, 1988] и продолжается до сих пор со скоростью 1,0–2,5 мм/год [Reilinger et al., 2006., McClusky et al., 2000]. Крупные региональные смещения, как правило, происходят вдоль развитых разломных систем, что ведет к интенсивной сейсмической активности в регионе. С другой стороны, коллизия в северной части Малого Кавказа началась около 3,5 млн. лет назад [Philip et al., 1989]. Конечная стадия коллизии Аравийской и Восточно-Европейской плит происходит в Неогене и Четвертичном периоде [Adamia et al., 2011a].

Основными различиями Аравийско-Евразийской коллизионной зоны от, например, Гималайской являются: 1) этап жесткого столкновения плит, который произошел в Миоцене-Плиоцене [Okay et al., 2010], 2) Большое количество офиолитов, 3) Останцы задуговых бассейнов (Черное и Каспийское моря), которые сохранились до сих пор [Cowgill et al., 2016].

1.2. Обзор геологических и геофизических исследований Тянь-Шаня

1.2.1. Геологическое строение

Главные структурные особенности региона. Тянь-Шань простирается более чем на 2500 км [Буртман, 2012] и представляет собой систему хребтов и впадин, согласованных с формой древнего покровно-складчатого основания [Макаров, 2010]. Эти структурные формы представляют собой кулисообразно устроенные ряды, которые содержат в себе зоны поднятий и прогибов антиклинорного и синклинорного строения. Длина больших складок измеряется сотнями километров. Складчатость ориентирована вдоль горного пояса – в субширотном и в восточно–северо-восточном направлениях. Однако, например, в пределах Таласо-Ферганского разлома зоны принимают секущее положение. Тянь-Шань зажат Таримской плитой на юге и Казахстанской плитой на севере [Buslov and De Grave., 2011].

В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции [Буртман, 2012]. Западный Тянь-Шань расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория Центрального Тянь-Шаня находится между

Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом 80° в.ш. на востоке. Вблизи этого меридиана расположена высочайшая вершина Тянь-Шаня (7439 м) и проходит западная граница Китая. Восточный Тянь-Шань простирается от меридиана 80° в.ш. на западе до Джунгарского разлома на востоке. К северо-востоку от Джунгарского разлома находится Джунгарский Тянь-Шань [Буртман, 2012]. В настоящей работе фигурирует только Западный и Центральный Тянь-Шань.

В Западном Тянь-Шане находится большая межгорная Ферганская впадина, которая является относительно жестким блоком, который способен перемещаться относительно окружающих территорий [Баженов и др., 1993; Уломов, 1974; Vazhenov, 1993; Zubovich et al., 2010 и др.].

Разломы. В регионе много разломов, которые являются активными в позднечетвертичное время. Разломы в районе Памира, имеют дугообразную форму и ориентированы с востока на запад, вместе с крупными сдвиговыми разломами [Lukk et al 1995]. В остальной части Киргизского Тянь-Шаня, существуют три основные системы: Талас-Ферганский разлом на западе и Куруктагский и Джунгарский разломы на востоке, которые сильно влияют на структуру горного пояса. Таласо-Ферганский разлом резко отделяет западный Тянь-Шань (Чаткальский хребет) от центрального Тянь-Шаня. Он простирается примерно на 800 км к северу от Кашгара (75 °) до 67 ° в.ш. в Казахстане и состоит из двух основных сегментов, которые смещены в юго-западной части около Джамбула [Taropnier and Molnar, 1979]. По наличию системы разломов, ориентированной субмеридианально, а также их по характеру механизмов (в основном, надвиги) можно судить о том, что в регионе преобладает механизм сжатия коры (рис. 1.4.) [Burtman et al., 1963; Burtman and Molnar, 1993]. Также по простиранию разломов в западном Тянь-Шане можно сделать вывод о движении Памирской дуги на север относительно Центрального Тянь-Шаня и, возможно, Евразийской плите в целом. Преобладание горизонтального сжатия в регионе также подтверждается анализом изображений со спутника [например, Trifonov, 1978; Taropnier and Molnar, 1979].

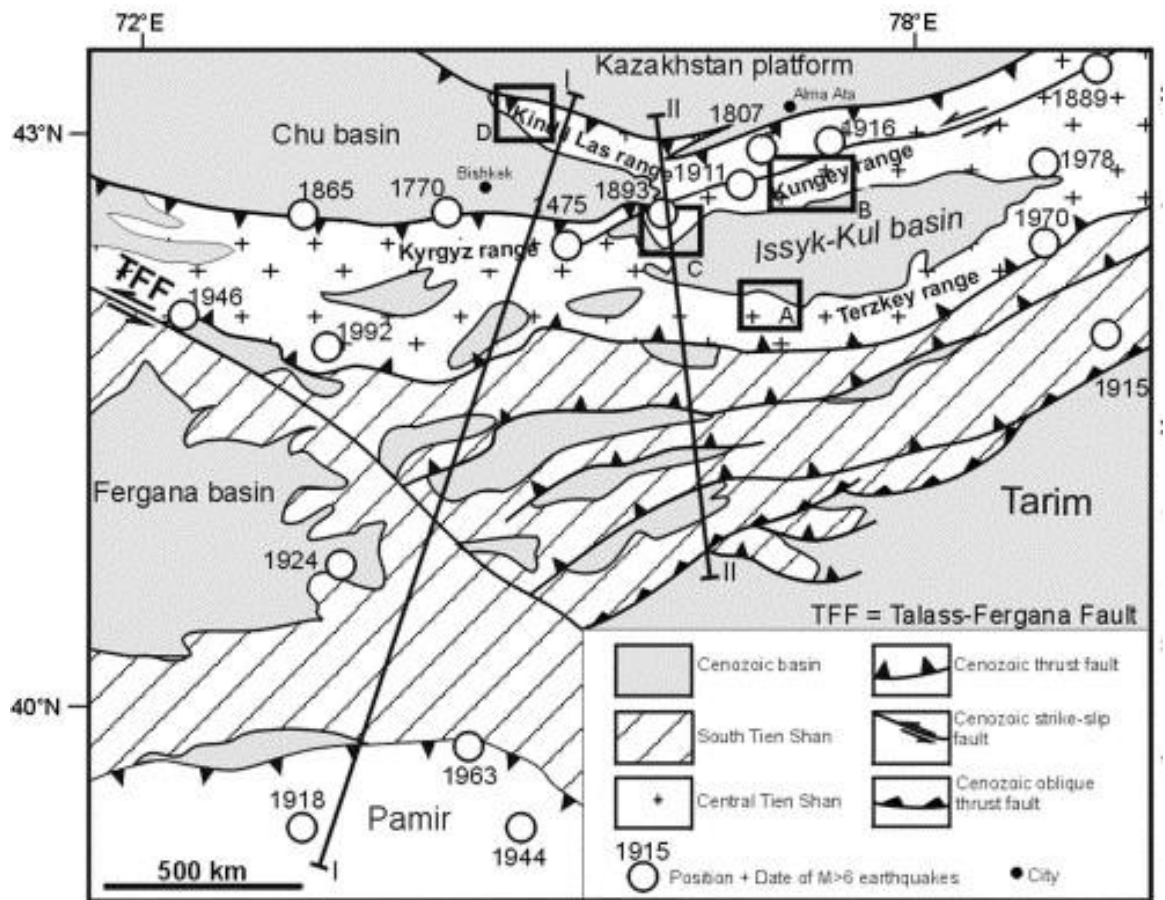


Рис.1.4. Тектоническая схема Киргизского Тянь-Шаня из работы [De Grave et al., 2004] с расположением основных крупнейших землетрясений.

1.2.2. Деформации земной коры и сейсмичность

Сейсмичность. Регион Киргизского Тянь-Шаня является сейсмически очень активным: несколько землетрясений с $M_s > 8,0$ произошло здесь с 1900 г. [Richter., 1958]. Среди крупнейших землетрясений Тянь-Шаня можно выделить следующие: Чилик в 1889 году ($M = 8,3$), Кебин в 1911 г. ($M = 8,2$), и Каш в 1902 г. ($M = 8,1$) [Kondorskaya and Shebalin, 1982]. Большое скопление событий наблюдается в основном в южной части Тянь-Шаня на границе с Таримской плитой, в районе Ферганского бассейна [Engdahl et al., 1998], а также на границе с Чуйским бассейном и Таримской плитой.

Некоторые сейсмические события, например, вдоль южной границы Тянь-Шаня и в пределах Ферганского бассейна, имеют довольно мелкие глубины (10–20 км), а те, которые

находятся на разломах к северу от Тянь-Шаня, могут приближаться к глубинам 40 км и более.

Фокальные механизмы. Ориентация разломов в изучаемом регионе свидетельствует о доминировании субгоризонтального сжатия по всему центральноазиатскому региону. Также это подтверждается региональными данными об очаговых механизмах землетрясений [например, Molnar et al., 1973; Ni, 1978; Lukk and Leonova, 1978; Lukk and Yunga, 1980; Nelson et al., 1987; Molnar and Ghose, 2000; Sycheva et al 2008; Тычков и др., 2008; Ребецкий и др, 2016] (рис.1.5.).

Считается, что Тянь-Шанский складчатый пояс был деформирован на последнем этапе за счет погружения Таримской и Казахстанской плиты под Тянь-Шань [Ni, 1978; Nelson et al., 1987; Ghose et al., 1998], что является результатом погружения и давления Индийской плиты.

В работе [Ребецкий, 2016], основную направленность поддвиговых касательных напряжений интерпретируют следующим образом. Первый вариант: кора Северного Тянь-Шаня под воздействием субширотного давления Памира смещается на север относительно более стабильной мантии, что и создает поддвиговые касательные напряжения с направлением на юг по границе коры и мантии, сопротивляющейся этому движению. Второй вариант: в мантии со стороны Евразии действуют субмеридионально (на юг) ориентированные мантийные потоки, которые увлекают за собой кору Северного Тянь-Шаня, накатывая ее на более стабильный Памир.

По мнению автора работы [Sycheva, 2008], согласно распределению вертикальной компоненты, почти вся территория Киргизского Тянь-Шаня испытывает воздымание, за исключением восточной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.

Данные спутниковой геодезии. Современное движение Индии по отношению к Евразии на север происходит со скоростью ~ 50 мм/год. Значительная часть этой общей величины приходится на коэффициент сжатия в районе Тянь-Шаня (10–15 мм/год) [Avouac et al., 1993; Avouac and Tapponnier, 1993; Зубович и др., 2001; Meade and Hager, 2001,

Abdrakhmatov et al., 1996]. Современные данные GPS показывают, что скорость перемещения по Талассо-Ферганскому разлому в настоящее время составляет всего $\sim 2-3$ мм/год [Abdrakhmatov et al., 1996; Зубович и др., 2001; Meade and Hager, 2001].

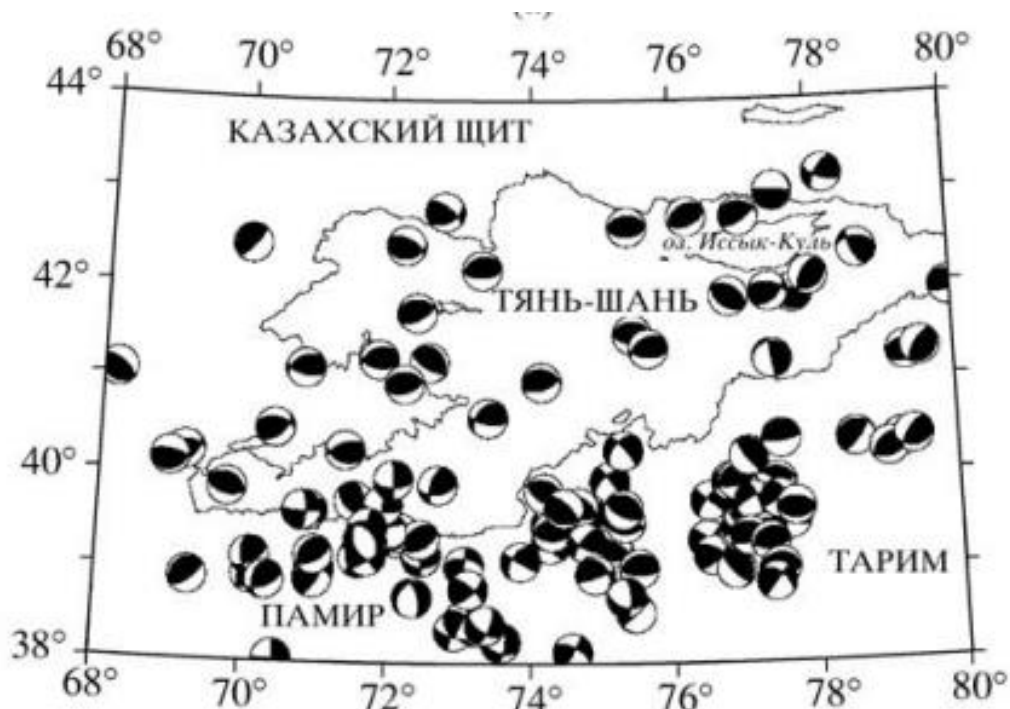


Рис. 1.5. Карта фокальных механизмов Киргизского Тянь-Шаня из работы [Sycheva et al., 2008].

Направления векторов скорости в Тянь-Шане и близлежащих районах показаны на рис 1.6. Наблюдается снижение скоростей от западной части Тарима до Иссык-Куля.

Скорость и направление движения блоков, составляющих фундамент юго-западной и северо-восточной части Киргизского Тянь-Шаня сильно различаются. Юго-западный Тянь-Шань, расположенный между жесткой Казахстанской плитой и активным индентером Памира, как показывают геодезические наблюдения, подвержен вращению против часовой стрелки [Bragin et al., 2001; Meade and Hager, 2001], Северо-восточный Тянь-Шань расположен между Казахстанской плитой на севере и подстилающей Таримской плитой на юге. В настоящее время сокращение в субмеридиональном направлении южной части северо-восточного блока составляет около 10 мм/год, и до 2–6 мм/год в северной части и, кроме того, происходит вдоль различных направлений в каждой части. Различные скорости

и ориентации сжатия можно объяснить наличием жестких докембрийских микроконтинентов Иссык-Куль и Актюз-Боордин [Buslov et al., 2004].

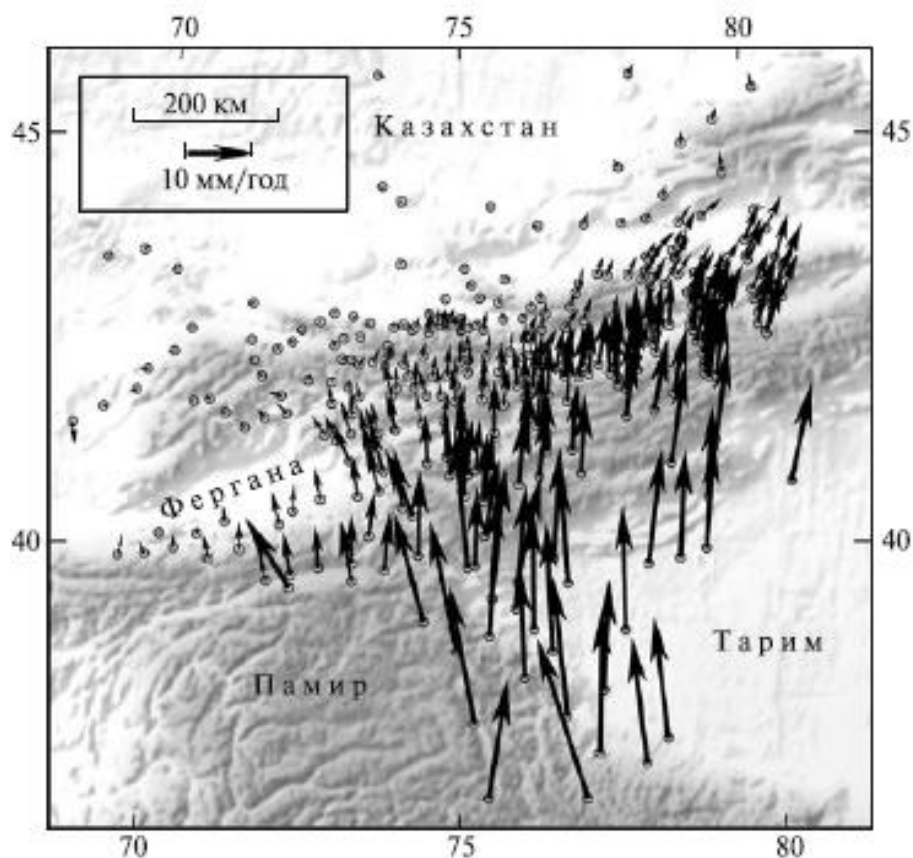


Рис 1.6. Направления векторов скорости в Западном и Центральном Тянь-Шане, Западном Тариме и Восточном Памире относительно стабильного Центрального Казахстана [Зубович, 2002].

1.2.3. Глубинное строение

Для лучшего понимания глубинных механизмов региональных геологических процессов важно использовать информацию геофизических исследований о строении коры и мантии. Структура глубинных недр под изучаемым районом исследовалась во множестве геологических и геофизических работ, различных по масштабу и типу используемых данных. На данный момент работы по исследованию Тянь-Шаня ведутся во всем мире. Сделана большая работа по исследованию глубинной структуры коры и верхней мантии Тянь-Шаня сейсмическими методами, в частности, существуют работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ), МОВ-ОГТ, локальной и региональной томографии, затуханию волн, методу функции приемника.

Методы активной сейсмологии. Перпендикулярно границе, проходящей между Центральным Тянь-Шанем и Таримом, был проведен геофизический профиль MANAS (Middle Asian Active Seismic Profiling) [Буртман, 2012]. Расположение профиля MANAS показано на рис.1.7. Данные по этому профилю были получены путем использования взрывных источников, а также далеких землетрясений. Исследования выполнялись на основе методов МОВ-ОГТ, МОВЗ, а также телесеismicической томографии.

На разрезе МОВ-ОГТ (рис.1.8.) из работы [Макаров и др., 2010], видна граница, которая погружается от края Таримской плиты под Тянь-Шань. В интервале глубин от 10 до 45 км ей соответствует высокоградиентная зона снижения плотности среды, смещения плотностных горизонтов и снижения скоростей сейсмических волн. В верхней части коры эта граница имеет уклон около 30° , который ниже увеличивается до 60° . Вдоль нее Тарим пододвинут под Тянь-Шань. Верхняя кора, имеющая слоистую структуру, смещена вдоль рассматриваемой зоны континентальной субдукции на расстояние 25–40 км [Макаров и др., 2010]. Слои различаются по скорости прохождения сейсмических волн, плотности и вязкости [Тектоническая расслоенность..., 1982; Макаров и др., 2010, 2011; Брагин и др., 2010]. Понижение скорости может быть вызвано разуплотнением вмещающих пород, а на глубинах более 25 км и частичным плавлением [Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Николаевский, 1984; Современная геодинамика..., 2005]. По сейсмологическим данным под Чаткальскими хребтами понижение скоростей наблюдается в интервале глубин 23–29 км, под Алайским хребтом — 10–21 км; по данным ГСЗ под Гиссарским хребтом пониженные скорости найдены в интервале глубин 27–32 км, под Ферганской впадиной — 38–44 км [Краснопевцева, 1978]. Вдоль профиля МОВ-ОГТ MANAS скорости понижены на глубине 10–18 км. В земной коре Тарима слой пониженных скоростей имеет минимальную мощность и залегает на глубине 25–30 км [Макаров и др., 2010]. В Тянь-Шане в этом слое и ниже его происходит исчезновение многих неоднородностей в геофизических полях, которые характеризуют верхнюю часть земной коры.

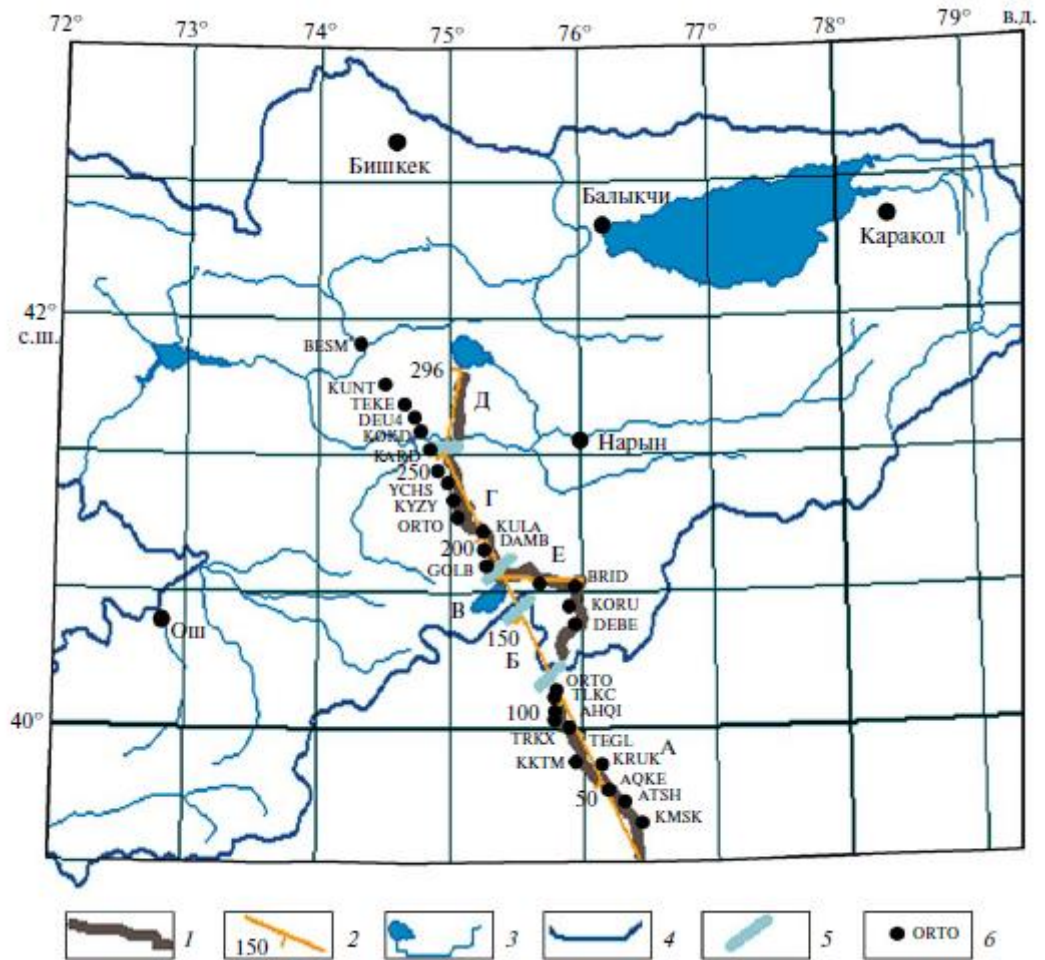


Рис.1.7. Расположение профиля MANAS.

Легенда: 1 – локализация пунктов взрыва по профилю.; 2 – спрямленная линия профиля, цифрами указаны расстояния от южного конца профиля, в км; 3 – акватории; 4 – государственная граница; 5 – перерывы профиля; 6 – широкополосные сейсмические станции. Буквами обозначены участки профиля, по которым построены разрезы МОВ+ОГТ.

Граница Мохо. В Тянь-Шане скорости продольных волн в нижней коре над границей Мохо — 6,8–7,4 км/с [Макаров и др., 2010; Современная геодинамика..., 2005]. Сейсмотомографические построения по записям землетрясений и ядерных взрывов (проведенных на Семипалатинском полигоне) показали, что в земной коре Западного и Центрального Тянь-Шаня интервал глубин 35–65 км имеет характеристики переходной зоны кора–мантия. Скорости Р - волн под границей Мохо составляют: 8,1 км/с на глубине 35 км под Чуйской впадиной; 7,8–8,0 км/с на глубине 65 км под Киргизским хребтом; 7,5 км/с на глубине 50 км под Иссык-Кульской впадиной [Сабитова, Адамова, 2001; Современная геодинамика..., 2005; Roecker et al., 1993; и др.]. Как было описано выше, средняя мощность земной коры Тянь-Шаня около 55 – 60 км по результатам работы [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 ниже уровня моря. В Центральном Тянь-Шане по данным МОВЗ граница Мохо занимает наиболее низкое положение (около 70 км) под хребтами Кокшаал и Сарыджаз и поднимается до глубины 40 км под Нарынской впадиной [Макаров и др., 2010; Современная геодинамика..., 2005]. В Восточном Тянь-Шане граница Мохо расположена на глубине от 50 до 65 км [Zhao et al., 2003].

По данным ГСЗ [Гамбурцев, 1960; Краснопевцева, 1978] в районе Северного Тянь-Шаня горным областям (Джунгарский Алатау, Кунгай-Алатау, Заилийский Алатау и Киргизский хребет) соответствует поднятие поверхности базальтового слоя и увеличение его мощности по сравнению с областями депрессий. Исследования методом ГСЗ показали, что мощность земной коры Тянь-Шаня больше, чем на близлежащих плитах (Казахстанской и Таримской). Эта же закономерность была установлена и при изучении записей землетрясений и больших взрывов. Обнаружено было также, что мощность коры в пределах одного крупного региона может довольно сильно изменяться при переходе от одной структуры к другой. Изменчивы, как выяснилось, мощности гранитного и базальтового слоев. Например, мощность базальтового слоя в Тянь-Шане намного больше, чем гранитного.

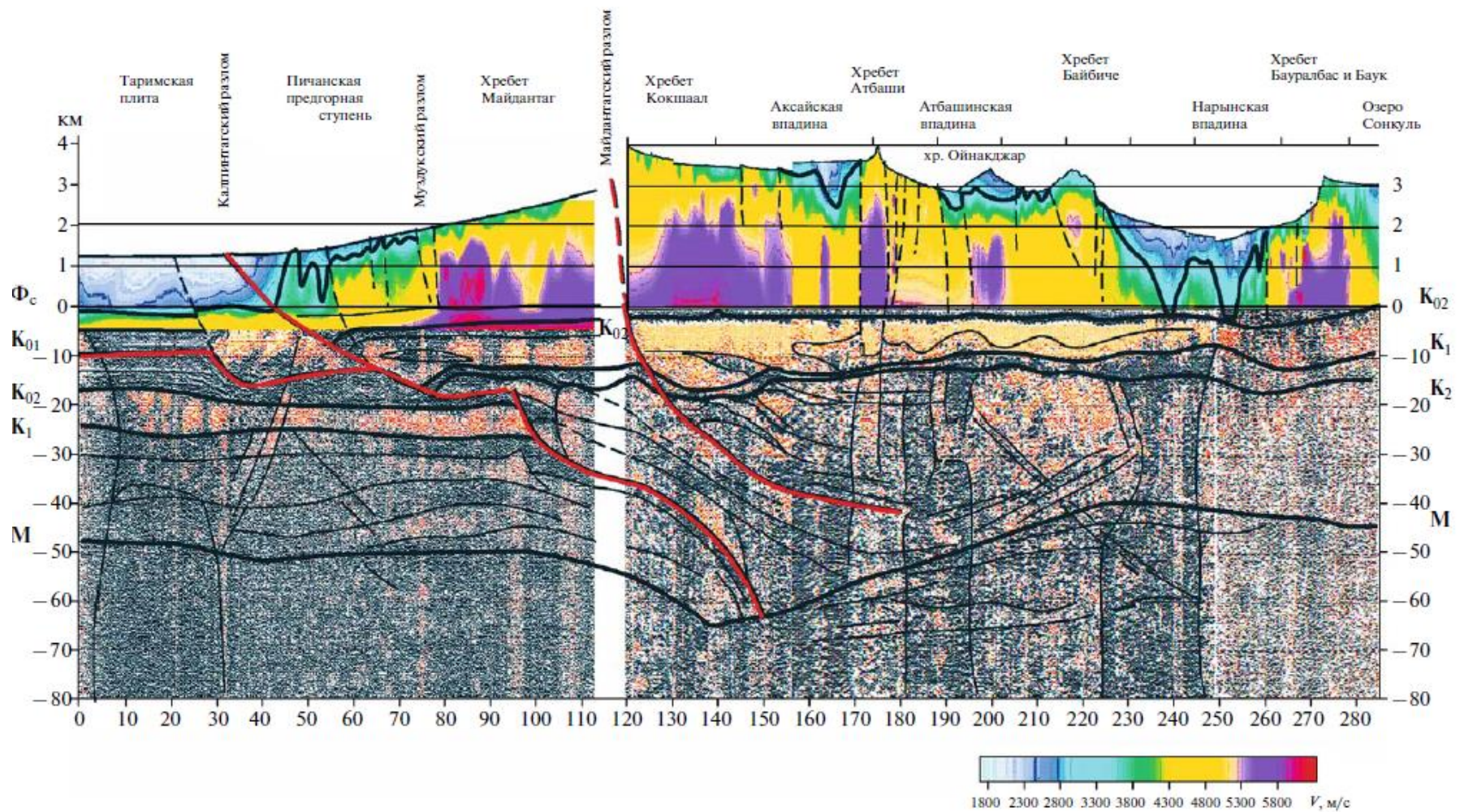


Рис.1.8. Разрез МОВ-ОГТ по профилю MANAS из работы [Макаров и др., 2010]. Структурная интерпретация сейсмического разреза МОВ-ОГТ по профилю MANAS. Черными жирными линиями обозначены основные вещественно-структурные разделы, тонкими сплошными линиями – границы внутренних неоднородностей, тонкими пунктирными линиями – верхнекоровые разломы. Красными линиями обозначены главные глубинные системы разломов: слева – разломы Южно-Тяньшанской системы, справа, под хребтами Кокшаал и Аксайской впадиной – Майдантгский разлом

Метод функции приемника. Основатель метода функции приемника Винник Л.П. выполнил множество исследований региона Киргизского Тянь-Шаня. На основании полученных моделей сейсмических скоростей S-волн в работах [Винник, 1998, 1983; Vinnik et al., 2006, 2004, 2002], авторы связывают процессы горообразования с разуплотнением подкоровой литосферы, а точнее с перераспределением вещества верхней мантии и астеносферы и наличием плюмовых процессов. В работе [Vinnik et al., 2004] описаны надежные доказательства большой толщины коры (более 60 км) под северной границей Тянь-Шаня и Казахской плитой. В одной из работ этого автора и его коллег по Тянь-Шаню [Vinnik et al., 2006] была уточнена глубина коры под Киргизским Тянь-Шанем. В работе сказано, что кора имеет наибольшую мощность у южной границы с Таримом и достигает ~ 60 км. Авторы связывают это утолщение с погружением и аккумуляцией Таримской плиты под Тянь-Шань. Судя по всему, глубина (погружение) Мохо не изостатично компенсируется топографией.

Помимо работ под руководством Винника Л.П, по методу функции приемника существует множество работ других авторов: [Kosarev et al., 1993; Chen et al., 1994; Vump and Sheehan, 1998; Oreshin et al., 2002; Kumar et al., 2005, Tian et al., 2010]. Авторы работ [Chen et al., 1994; Vump and Sheehan, 1998] пришли к выводу, что кора Тянь-Шаня тоньше на 10–20 км, чем кора под Казахским щитом. Обнаружен холодный литосферный материал на глубине около 410 км под Тянь-Шанем с помощью исследования P-SV преобразований [Chen et al., 1997]. Полученный результат согласуется с томографическими исследованиями на основе аналогичных данных, который указывает на часть погруженной литосферы Тарима между 200 и 400 км в мантии [Yang et al., 2003]. В работе [Kumar et al., 2005] показана толщина литосферы вокруг орогена Тянь-Шаня, а также признаки погружения Казахстанской плиты под Тянь-Шань.

Метод затухания волн. Одна из немногих моделей глубинного строения Тянь-Шаня с помощью метода затухания описана в работе [Sychev et. al., 2017]. В рассматриваемой статье, авторы исследуют регион, используя два метода: метод сейсмической томографии

и метод затухания волн. Полученные модели демонстрируют более высокое затухание для горных районов северного Тянь-Шаня и более низкое затухание для Казахской плиты. Уменьшение затухания под зоной озера Иссык-Куль может указывать на то, что оно размещено на местности с жесткой слабо деформированной корой.

Локальная и региональная томография. Одной из первых работ по сейсмической томографии региона Киргизского Тянь-Шаня является работа [Roescker et al., 1993]. Данные в этой работе были весьма ограничены, однако они позволили авторам выдвинуть выдвинуть гипотезу о том, что происходит погружение Казахстанской плиты на севере и Таримской плиты на юге под Тянь-Шань. Также в работе сказано, что осадочный чехол Ферганского бассейна достигает 10 км глубины. Основным выводом работы [Roescker et al., 1993] было предположение о том, что причиной роста Тянь-Шаньского орогена является не только коллизия, но также и плюмовые процессы в мантии. Авторы работы [Makeyeva et al., 1992] предполагают наличие маленькой конвекционной ячейки, которая находится между северным и восточным Тянь-Шанем. Результаты работы [Roescker et al., 1993] стали основой для исследований по сейсмической томографии следующих лет. С годами увеличивалось количество данных и модифицировались алгоритмы изучения. Так, в работах [Sabitova et al., 1998, 2001] исследования были произведены с большим количеством входных данных, а также с модификацией методики. Полученные модели позволили получить устойчивые результаты на глубинах 35–50 км. В работах Сабитовой Т.М. и ее соавторов рассматривался вопрос о проявлении глубинных мантийных процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного слоя Тянь-Шаня, изученных методами локальной сейсмической томографии. В данной работе сделан вывод о том, что геодинамические процессы в Тянь-Шане, в том числе горообразование и сейсмичность, определяются как Индо-Евразийской коллизией, так и процессами плюмотектоники.

Более глубинные сейсмические методы, такие как телесеизмика или региональная томография, помогают более подробно изучить структуру верхней мантии. Телесеизмические исследования, основанные на данных всемирной сети, были проведены

независимо во многих работах [Lei and Zhao, 2007; Xu et al., 2002, 2007; Li et al., 2009; Koulakov, 2011; Zabelina et al., 2013]. Все они выявили схожие закономерности: 1) наклон высокоскоростной аномалии (Казахстанской плиты) на севере под Тянь-Шань и 2) наклон другой аномалии (Таримской плиты) на юге под Тянь-Шань.

Работ по изучению Тянь-Шаня существует большое множество, однако, мнения авторов об интерпретации и возникновения подобного рода структуры разделились на три вида:

Первые говорят о существовании плюма, либо плюмоподобной ячейки под Тянь – Шанем [например, Vinnik et al., 2004; Погребной и др. 2001; Lei et al., 2002; Kumar et al., 2005; Xu et al. 2002].

Вторые считают, что низкоскоростная аномалия свидетельствует о наличии конвективной ячейки, либо подъема теплого материала из мантии вследствие погружения мантийной части литосферы [Makeyava et al., 1992; Roecker et al., 1993; Wolfe and Vernon, 1998; Omuralieva et al., 2009; Molnar, 1990; Beghoul et al., 1993; Molnar et al., 1993]. Исследователи утверждают, что поднимающийся поток находится под центральным Тянь-Шанем, а опускающийся под западным.

Третьи считают, что под Тянь-Шанем преобладают процессы деляминации, когда погружившиеся части слэбов освобождают место в коре, которое заполняется теплым материалом из мантии [Li et al., 2009, Chen et al., 1997]. Например, авторы работы [Li et al., 2009] показывают, что толщина литосферы под центральным Тянь-Шанем составляет всего ~100 км, а со стороны Тарима и Казахстана видны крупные погружающиеся под Тянь-Шань высокоскоростные аномалии. Авторы работы предполагают, что под изучаемым регионом происходит отслоение мантийной части литосферы от коры с дальнейшим погружением в мантию, а освободившееся пространство занимает восходящий горячий поток.

Несмотря на большое количество публикаций и исследований, структура недр Киргизского Тянь-Шаня изучена далеко не до конца. Чтобы лучше понять механизм и природу горообразования и разрешить некоторые противоречия, имеющие место между

различными моделями, было решено провести исследования методами локальной и региональной томографии.

Другие геофизические методы. Помимо сейсмологии, для изучения мантии и коры региона Тянь-Шань был задействован метод магнитотеллурического зондирования [Bielinski et al., 2003; Batalev et al., 2011, 2013], включая исследования вдоль профиля MANAS [Рыбин и др., 2010].

Результаты магнитотеллурического зондирования [Баталев и др., 2011] позволяют предполагать, что пограничная тектоническая зона между Тянь-Шанем и Таримом продолжается ниже границы Мохо. Результаты магнитотеллурических исследований [Zhao et al., 2003] показывают, что граница между литосферой Тарима и Тянь-Шаня представляет собой поддвиг, поверхность которого погружается в северном направлении под Тянь-Шань, проникая ниже уровня Мохо под углом около 30°.

Согласно авторам главы «гравитационное поле» Брагину В.Д. и Лобанченко А.Н. из книги [Современная геодинамика..., 2005], с помощью исследований гравитационного поля можно выявить следующие особенности изучаемого региона:

- По всей территории Тянь-Шаня наблюдается наличие разуплотненных объектов, в горных и в платформенных областях – Центральный и Восточный Тянь-Шань, Памир, Таджикская и Ферганская впадины. Выделенные зоны разуплотнений можно объяснить активными геодинамическими процессами.

- Отсутствие разуплотнения верхней мантии наблюдается под Центральным Тянь-Шанем и Казахстанской плитой.

- Плотные объекты, которые характеризуют плотную, прочную и жесткую кору на исследуемой территории, выделяются под краевой восточной частью Северного Тянь-Шаня и севером Юго-Западного Тянь-Шаня, под Гиндукушем и в зоне сопряжения Кунь-Луны с Таримской плитой.

- Интересно то, что под системой глубоких Предтяньшанских (Северо-Таримских) прогибов нижняя кора не уплотнена, а наоборот - разуплотнена.

1.3. Обзор геологических и геофизических исследований Кавказа

1.3.1. Геологическое строение

В коллизииной зоне, образованной между Скифской и Аравийской плитой, находится система, состоящая из сочленения трех блоков: Аравийской плиты, Анатолийского и Иранского блока, которые по разломам, двигаются друг относительно друга (рис.1.9). Середина креста, образованного этими тремя блоками, разделенными несколькими крупнейшими разломами, такими как Восточно-Анатолийский, Северо-Анатолийский и Юго-Восточный Анатолийский разломы, называется зоной тройного сочленения Карлова [Tan, Taymaz, 2006] (рис.1.10).

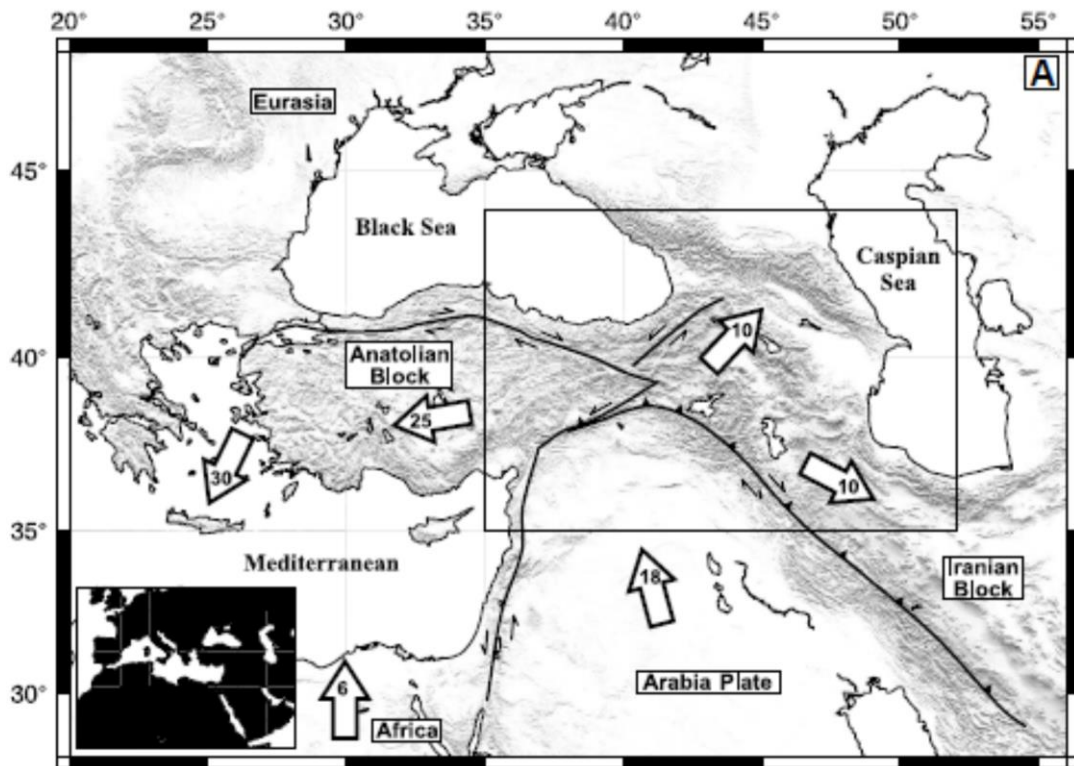


Рис.1.9. Движение плит в восточном средиземноморском регионе. Стрелки показывают направление движения и скорость в мм/год, согласно данным GPS [McClusky et al., 2000; Tan, Taymaz, 2006].

Восточно-Анатолийский разлом разделяет Аравийскую плиту и Анатолийский блок и уходит в Кавказ, образуя на продолжении ряд более мелких разломов. Северо-Анатолийский разлом разделяет Анатолийский блок и блок Черного моря (рис.1.10) [Avagyany et al., 2010].

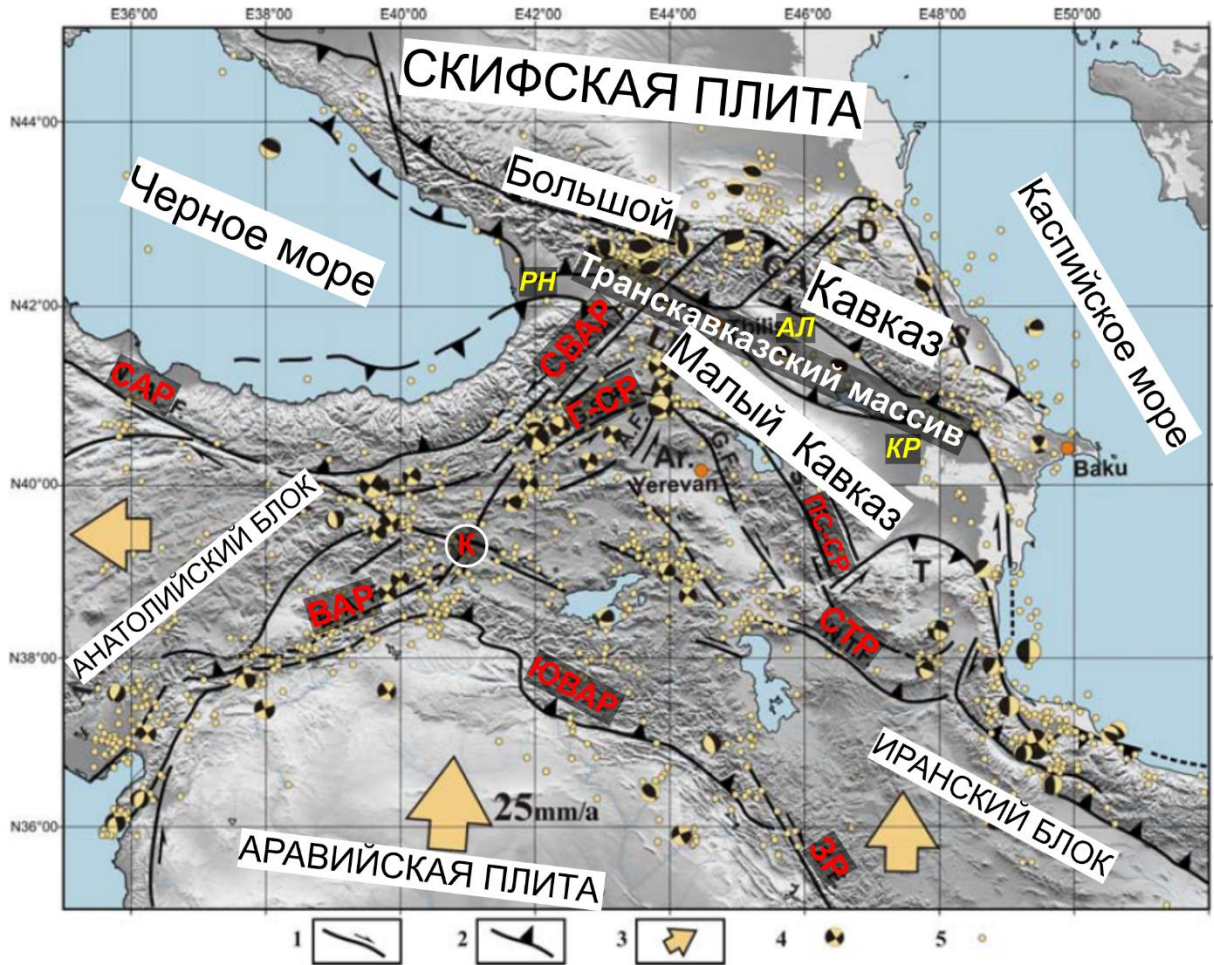


Рис.1.10. Тектонические единицы Кавказа [Avagyun et al. 2005]. 1 – сдвиговые разломы; 2.- надвиговые разломы; 3 – движение блоков, согласно исследованиям GPS; 4 – фокальные механизмы землетрясений $M_w > 4.8$ (CMT Harvard); 5 - сейсмичность $3 < M_b < 4.9$ (USGS-NEIC). Разломы: CAP – Северо-Анатолийский разлом, VAR – Восточно-Анатолийский разлом, SWAP – Северо-Восточный Анатолийский разлом, ЮВАР – Юго-Восточный Анатолийский разлом, ЗР – Загросский разлом, СТР – Северо-Тебризский разлом, Г-СР – Гелтаречка-Сарыхамышский разлом, ПС-СР – Памбак-Севан-Сунькский разлом. К – Тройное сочленение Карлова. Осадочные бассейны: РН - Рионский бассейн, АЛ - Алазанский бассейн, КР - Куринский бассейн.

Вышеназванные разломы отвечают за тектоническое строение региона. Согласно [Gamkrelidze et al, 1998] разломные структуры региона существуют главным образом на границах тектонических блоков. Большинство разломов были активны на поздней стадии орогенеза и развиваются до сих пор. Стоит отметить, что большинство разломов имеют субширотную ориентацию с севера-запада на юго-восток. Согласно [Philip et al., 1989], Северо-Восточный Анатолийский разлом продолжается в сторону Большого Кавказа и делит регион на две части: западный Большой Кавказ и восточный Большой Кавказ.

В этой системе Аравийская плита, выполняет роль индентора. Двигаясь на север, она приводит систему в движение. Аравийская плита, двигаясь против часовой стрелки в северном направлении, толкает Анатолийский блок на запад, а Иранский на восток, в то время как Кавказский регион испытывает активное сжатие и орогенез. Интересной особенностью является то, что в Кавказе остался не смятым блок между Большим и Малым Кавказом - Транскавказский массив.

Карта тектонических единиц Кавказа из работы [Avagyan et al., 2010], показана на рис 1.10. На Кавказе с севера на юг выделяются следующие основные геологические структуры: Скифская плита на севере, далее Большой Кавказ с ориентацией с северо-запада на юго-восток, два осадочных бассейна, разделенные Транскавказским массивом, Рионский бассейн, который продолжается в сторону Черного моря и осадочный бассейн реки Куры, который простирается до южной части Каспийского бассейна, а также Алазанский бассейн севернее Транскавказского блока. Южнее Транскавказского массива располагаются хребты Малого Кавказа. Контуры Транскавказского массива можно наметить лишь приблизительно, поскольку большая его часть перекрыта отложениями Куринской и Рионской впадин [Khain 1975].

Вулканизм Кавказа. В неоген-четвертичном периоде активные вулканические процессы происходили по всему Кавказу. В Большом Кавказе существует две крупные вулканические провинции Эльбруса и Казбека (рис.1.11, а). В вулканической зоне Эльбруса наблюдается миграция вулканизма на юг. Она развивается от зоны вулканизма района Минеральных вод возрастом 7–5 млн. лет [Лебедев и др., 2006] в зону Чегемской зоны вулканизма возрастом 4–3 млн. лет [Gazis et al., 1995], Тызыльских лавовых потоков ~ 0,9 млн. лет [Hess et al., 1993], и к самому молодому вулканическому комплексу – Эльбрусу. Активность Эльбруса началась примерно 800 тыс. лет назад и его последнее извержение датируется возрастом 20 тыс. лет [Чернышев и др., 2001]. Другой вулканический комплекс Большого Кавказа - Казбекская вулканическая группа, включает в себя несколько обнажений вулканических пород возрастом 5–3 млн. лет, распространенных вдоль

Большого Кавказа и группы четвертичного вулканизма включающую в себя Казбек (45–30 тыс. лет), Кабарджин (300–220 тыс. лет) и комплекс Кели (250–30 тыс. лет). В Транскавказском массиве почти не наблюдается недавних вулканических проявлений, кроме относительно небольших вулканических полей в центральной Грузии возрастом более 6 млн. лет.

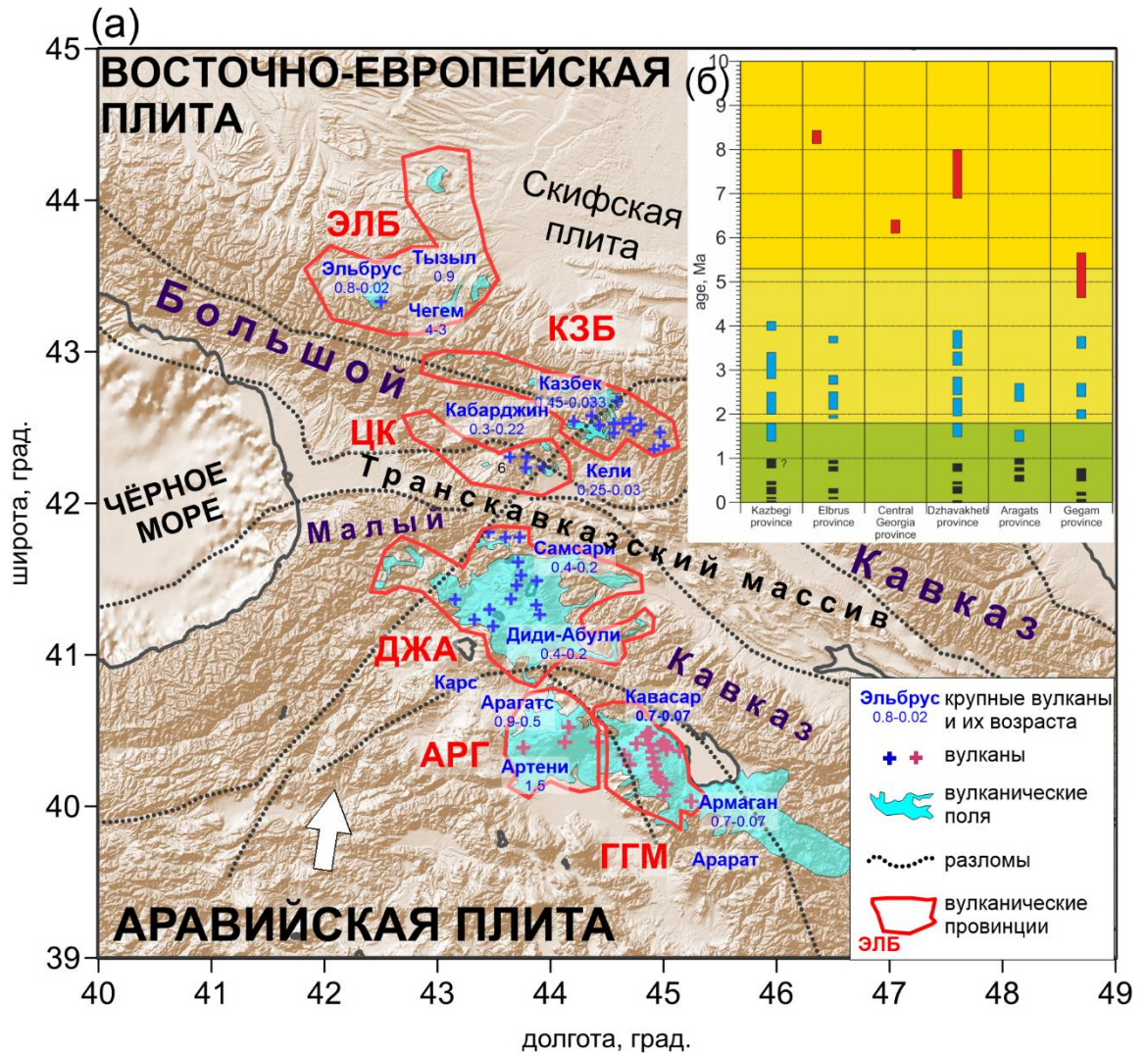


Рис.1.11. (а) Тектоника и вулканизм Кавказа. Голубым цветом выделены вулканические поля, красным контуром обведены главные вулканические провинции по [Коваленко и др., 2008]; Красные и розовые крестики - вулканические центры Грузии [Tutberidze, 2011] и Армении [Коваленко и др., 2008] соответственно. Точечные линии показывают основные разломы на Кавказе согласно работе [Avagyan et al. 2010]. Вулканические провинции: ЭЛБ - провинция Эльбруса, КЗБ - провинция Казбека, ЦК- провинция Центрального Кавказа, ДЖА - провинция Джавахети, АРГ - провинция Арагаца, ГГМ - провинция Гегамы. (б) Диаграмма возрастов крупнейших вулканических комплексов Кавказа [Коваленко и др., 2008].

В Малом Кавказе, вулканическая активность в Неоген-Четвертичном периоде была более интенсивна, чем в Большом Кавказе. По крайней мере, четверть территории Малого Кавказа покрыта кайнозойскими эффузивными породами. Большинство этих эффузивных

извержений, имеющих преимущественно субщелочной базальтовый состав, произошло между 7 и 1,5 млн. лет назад.

Более поздняя вулканическая активность Малого Кавказа, в основном, связана с возникновением крупных стратовулканов, имеющих андезито-дацитовые составы. В работе [Коваленко и др., 2008] авторы выделили три крупные вулканические провинции Малого Кавказа, а именно: Арагац, Гегам и Джавахети (рис. 1.11, а). Вулканическая провинция Арагац расположена внутри эффузивного поля возрастом около 2,5 млн. лет. Самые последние извержения на стратовулкане Арагац датируются 0,9–0,5 млн. лет [Чернышев и др., 2002]. Возраст другого крупного вулкана этой группы, Артени, оценивается как 1,5 млн. лет [Коваленко и др., 2008]. В группу Джавахети входят вулканы Диди-Абули, Самсари, Шавнабада и др., последние извержения которого относятся ко времени 0,4–0,2 млн. лет [Лебедев и др., 2004]. Эти вулканы расположены в северной части большого базальтового поля, датируемого 7–2 млн. лет. Вулканическая провинция Гегам в Армении также формировалась в течение нескольких этапов недавней вулканической деятельности. Массивные эффузивные извержения, покрывшие базальтовой лавой большие площади, произошли приблизительно 5 млн. лет назад. Возраст самых молодых вулканов комплекса Гегам находится в пределах 0,7–0,07 млн. лет [Карапетян, Адамян, 1973]. Диаграмма с возрастными крупнейшими вулканическими комплексами на Кавказе [Коваленко и др., 2008] представлена на рис. 1.11, б.

Происхождение кайнозойского базальтового и андезито-латитового вулканизма на Кавказе является темой для активных дискуссий. Существует несколько различных предположений, объясняющих возникновение вулканической активности на Большом и Малом Кавказе. Например, в работе [Sharkov et. al., 2014], основанной на геохимии, петрологии и широкого спектра другой геологической и геофизической информации, автор пришел к выводу, что первоначальный источник большинства вулканических активностей на Кавказе связан с мантийным плюмом. Согласно авторам, очаги вулканогенно-фельзического вулканизма на Большом Кавказе связаны с расплавлением гранитного слоя

коры за счет нагрева от головки плюма. Существуют и альтернативные мнения: в работе [Tutberidze, 2011] заявлено, что континентальная кора не играет существенной роли в формировании современных андезито-дацитовых вулканических пород на Кавказе. Основываясь на типах фракционной кристаллизации магм, автор работы [Tutberidze, 2011] пришел к выводу, что происхождение вулканизма в основном объясняется существованием мантийных источников, предположительно генерируемых субдуцирующей плитой. Сценарий, вызванный субдукцией, также предложен в работе [Keskin, 2003], который объясняет возникновение позднемиоценового и четвертичного известково-щелочного вулканизма вдоль Анатолии и Кавказа с отрывом плиты после завершения субдукции в этой области. Авторы работы [Pearce et al., 1990] предлагают модель деляминации литосферы, которая отвечает за плейстоцен-голоценовый вулканизм Анатолии и Кавказа. Аналогичный механизм следует из модели региональной томографии [Koulakov et al., 2012], в которой очевиден отрыв каплевидных частей литосферы под краями Евразийской и Аравийской плиты.

1.3.2. Деформации земной коры и сейсмичность

Сейсмичность. Рассматриваемая коллизионная зона является одной из наиболее активных и тектонически быстро изменяющихся зон Альпийско-Гималайского складчатого комплекса. В последние несколько десятков лет сейсмичность Кавказского региона продемонстрировала резкие колебания [Burmin et al., 2014]. Северный Кавказ характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части России [Уломов и др., 2007]. Магнитуда самых сильных землетрясений 6,5–7 [Chelidze et al., 1999]. За сейсмичностью на Кавказе, преимущественно в Грузии, ведутся наблюдения еще со времен СССР. Советские карты сейсмозонирования подробно рассмотрены в нескольких статьях [Уломов, 1999, 1998; Balassanian et al., 1998]. Самые крупные землетрясения в Грузии были связаны в основном с активными разломами в Большом и Малом Кавказе: Рача (1991; $M=6,9$; $I_0=9$), Теберда (1905, $M=6,4$; $I_0=7$), Барисахо (1992, $M=6,5$; $I_0=8$), Картли (1920; $M_s=6,2$; $I_0=8-9$), Табатскури (1940, $M=6,0$; $I_0=8$), и многие другие [Chelidze et al., 1999].

Распределение землетрясений из каталога ISC представлено на рис.1.12. из работы [Tan, Taumaz, 2006]. Основное скопление сейсмичности распределено на стыке тектонических блоков. Землетрясения локализованы в основном в Малом Кавказе и в восточном Большом Кавказе, тогда как в западном Большом Кавказе их очень мало. Этим объясняется существование северо-восточного анатолийского разлома, через территорию которого переносится значительную часть энергии движения Аравийской плиты в сторону восточного Большого Кавказа [Jackson, 1992]. С другой стороны, исследования сейсмичности зон сжатия показывают, что лишь небольшой процент деформации связан с землетрясениями [Taumaz et al., 1991]. Авторы [Tan, Taumaz, 2006] утверждают, что глубина землетрясений на Кавказе не превышает 20 км. Согласно данным регионального каталога сейсмичности USGS в 21 веке самые глубинные землетрясения (100 км) наблюдались под главным Кавказским хребтом.

Фокальные механизмы. Фокальные механизмы землетрясений свидетельствуют о том, что коллизия Евразийской и Аравийской плиты вызывает чистое сжатие на Кавказе, и чистый правосторонний сдвиг в восточной Турции [Taumaz et al., 1991; Tan, Taumaz, 2006, Jackson, 1992]. Это наглядно демонстрируется на рис.1.12.

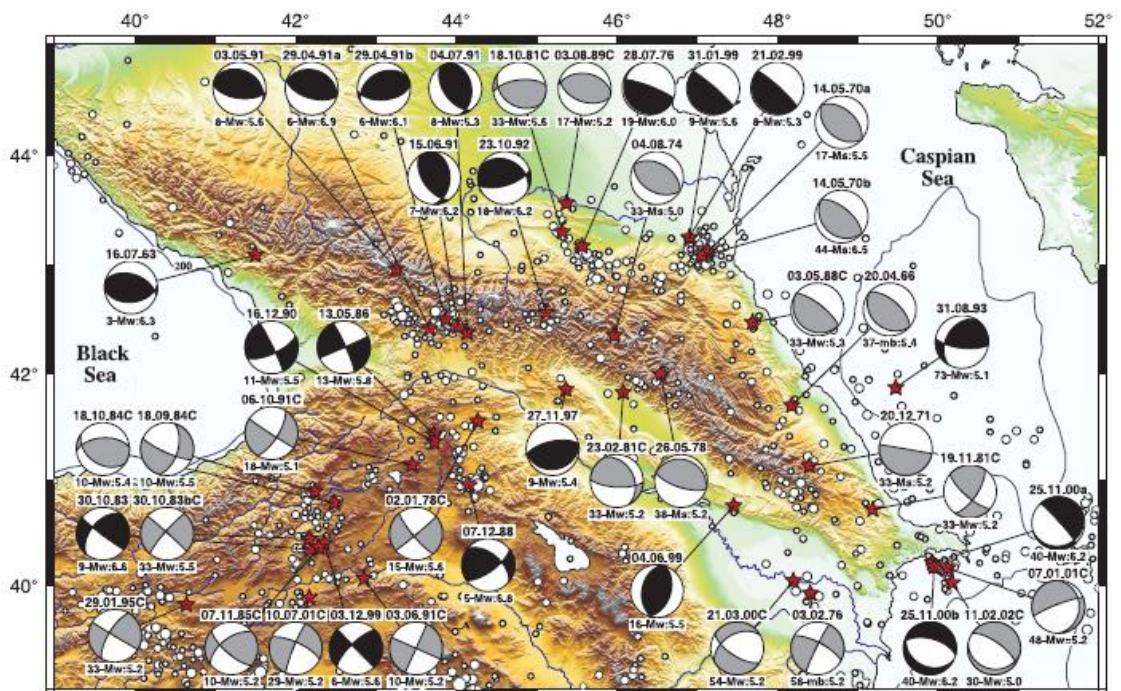


Рис.1.12. Фокальные механизмы Кавказа и близлежащих регионов [Tan, Taumaz, 2006].

Данные спутниковой геодезии. Коллизия в районе Кавказа была вызвана движением Аравийской плиты, которая в настоящее время движется в северном направлении со скоростью ~18 мм/год [McClusky et al., 2000]. Скорость движения локальных блоков в Центральном и Западном Кавказа составляет 10 ± 2 мм/год. Это примерно в 3–10 раз выше, чем может быть объяснено землетрясениями, что указывает на значительную асейсмичность деформации [Jackson and McKenzie, 1988; Philip et al., 1989; Reilinger et al., 1997; Jackson et. al., 1997]. Разница между скоростями движения блоков в Малом и Большом Кавказе может быть оценено в $5-6 \pm 2$ мм/год, то есть примерно 60% сжатия происходит в пределах Большого Кавказа [McClusky et al., 2000]. Движение Анатолийского блока ограничено на севере правосторонним северо-анатолийским разломом, а на юго-востоке - левосторонним восточно-анатолийским разломом. Верхние границы скоростей скольжения по этим разломам составляют 24 ± 1 мм/год и 9 ± 1 мм/год соответственно. Блоки коры Кавказа вытесняются на запад и восток в сторону Черного моря и Южно-Каспийского бассейна соответственно [McClusky et al., 2000].

1.3.3. Глубинное строение

Структура коры и мантии под Кавказом и близлежащих районов была изучена многими авторами с помощью разных геофизических методов. Больше всего Кавказский регион изучался с помощью сейсмических методов, основанных на поверхностных и объемных волнах. Масштабы исследований варьируют от локальных до глобальных.

Методы поверхностных волн. Изучение характеристик распространения и затухания региональных волн (например, Pn, Sn и Lg) дает дополнительные доказательства наличия неоднородностей во внутреннем строении региона. Затухание, связанное с фазами Sn, зависит от температуры мантийной литосферы и наличия расплавов в верхней мантии. Чем температура материала выше, тем большее затухание Sn наблюдается [Ni and Barazangi, 1983]. Эффективное распространение Sn волн свидетельствует об относительно толстой, холодной сейсмической литосфере [Molnar and Oliver, 1969]. Низкоскоростные аномалии

S-волн под Турецко-Иранским плато и наличие молодого вулканизма объясняют повышение температур в верхней мантии.

Волны Sn и Lg затухают вдоль зоны столкновения между Аравийской и Восточно-Европейской плитой [Kadinsky-Cade et. al., 1981; Mitchell et. al., 1997; Cong and Mitchell, 1998; Gök et. al., 2000; Sandvol et. al., 2001; Al-Damegh et. al., 2004; Zor et. al., 2007, 2008]. Согласно работам [Sarker and Abers, 1998; Gök et. al., 2003; Gök et. al., 2011] под высоким рельефом Большого Кавказа также наблюдается быстрое затухание волн, что, возможно, является показателем разогретой тонкой литосферной мантии. Авторы работ отмечают особенно высокое затухание в западной части Кавказа, что может быть связано с присутствием остатков задугового вулканизма. Однако, под Большим Кавказом затухание менее сильное, чем во всем Кавказе. В Малом Кавказе, наоборот, затухание выше, по характеру похоже на затухание под Анатолийским блоком. Вулканический пояс Средней Азии и северо-анатолийского разлома также характеризуется активным затуханием волн Sn.

Скорости волн Pn имеют близкое соотношение с топографией. Обычно, горы с высоким рельефом имеют низкие скорости, в то время как моря, бассейны и долины с низким рельефом имеют высокие скорости. Средние скорости волн Pn и Sn в регионе Аравийско-Евразийской коллизии 8,04 км/с и 4,60 км/с, соответственно. Максимальное изменение скорости составляет 6% [Toksoz et. al., 2010]. Авторы работ [Hearn и Ni, 1994; Ritzwoller and Levshin, 1998; Al-Lazki et. al., 2004; Phillips et. al., 2007] обнаружили медленные скорости волн Pn (≤ 8 км/с) под Анатолийским блоком, северо-западным Ираном, Большим Кавказом и юго-западной Аравией. Скорости волн Pn под северной Аравией и Каспийским регионом самые высокие [Al-Lazki et. al., 2004; Ritzwoller et. al., 2002].

Региональные сейсмические модели. В Кавказском регионе большая часть сведений о строении коры и верхней мантии основана на изучении крупномасштабных региональных моделей, которые были построены с помощью различных методов:

1) Работы, основанные на использовании объемных волн: Piromallo and Morelli, 1997; Piromallo and Morelli, 2003; Bijwaard et. al., 1998; Koulakov et. al., 2012; Al-Lazki et. al., 2004; Maggi and Priestley, 2005; Toksoz et al., 2010; Hearn et. al., 1994.

2) Крупномасштабные работы, основанные на использовании поверхностных волн: Ritzwoller and Levshin, 1998; Pasyanos et al., 2001; Villasenor et al., 2001; Pasyanos et. al., 2002; Mindevalli and Mitchell, 1989; Mokhtar et al., 2001; Maggi and Priestley, 2005.

Основные выводы, сделанные вышеперечисленными авторами:

- В Аравийско-Евразийской коллизионной зоне от Большого Кавказа до Аравийской плиты и от Анатолии до Иранского блока преобладают пониженные скорости поверхностных волн проявлен кайнозойский вулканизм. Это может свидетельствовать о повышенных температурах верхней мантии и о малой мощности литосферы. Однако, результаты свидетельствуют также о повышенной мощности коры.

- Мощность коры Кавказа не превышает 45 км [Pasyanos et al., 2001; Zor, 2003].

- Высокоскоростные аномалии мощностью от 100 до 200 км, связанные с холодными высокоплотными континентальными плитами (Скифская, Аравийская и Евразийская).

- Ряд авторов выявляет аномалию пониженной скорости под коллизионной зоной Кавказа и Загроса.

Основным минусом крупномасштабных моделей является разрешающая способность, которая хорошо показывает резкое изменение скоростей в верхней мантии, однако не способна отобразить более мелкие детали в коре и литосферной мантии.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе изучения регионов были использованы два алгоритма сейсмической томографии для разных масштабов исследований. Для локальных масштабов (глубины до 70–80 км) был использован алгоритм LOTOS (Local Tomography Software), описанный в работе [Koulakov, 2009]. Для региональных данных был использован алгоритм региональной томографии (АРТ), описанный в работе [Koulakov and Sobolev, 2006], который позволяет строить скоростные модели в мантии от 50 км до глубин 700–1000 км. Рассмотрим алгоритмы более подробно.

2.1. Алгоритм локальной томографии LOTOS

В данном случае томографическая инверсия осуществлялась на базе нелинейного алгоритма пассивной сейсмической томографии LOTOS (Local Tomography Software), теоретические основы и технические детали которого описаны в работе [Koulakov, 2009] и на Интернет сайте www.ivan-art.com/science/LOTOS. Для алгоритма LOTOS используется схема наблюдения, в которой источники и приемники находятся внутри исследуемого района.

Программа томографии LOTOS восстанавливает неоднородности в коре от 5 до 80 км, производя одновременную инверсию скоростей P- и S-волн и координат источников.

Входными данными служат абсолютные времена прихода продольных и поперечных волн от локальных событий и географические координаты станций.

Программа содержит в себе следующие шаги (рис.2.1):

1. Одновременная оптимизация наилучшей 1D скоростной модели и предварительная локализация источников;
2. Локализация источников в 3D скоростной модели.
3. Построение параметризационной сетки для описания 3D распределений скоростных аномалий (только для первой итерации).
4. Построение матрицы первых производных и лучей.

5. Одновременная инверсия параметров источников, стационарных поправок и распределения аномалий скоростей P- и S-волн.

6. Полученные скоростные аномалии используются для уточнения 3D скоростной модели. Далее используем её в последующей итерации, которая состоит из последовательного осуществления шагов 2, 4, 5.

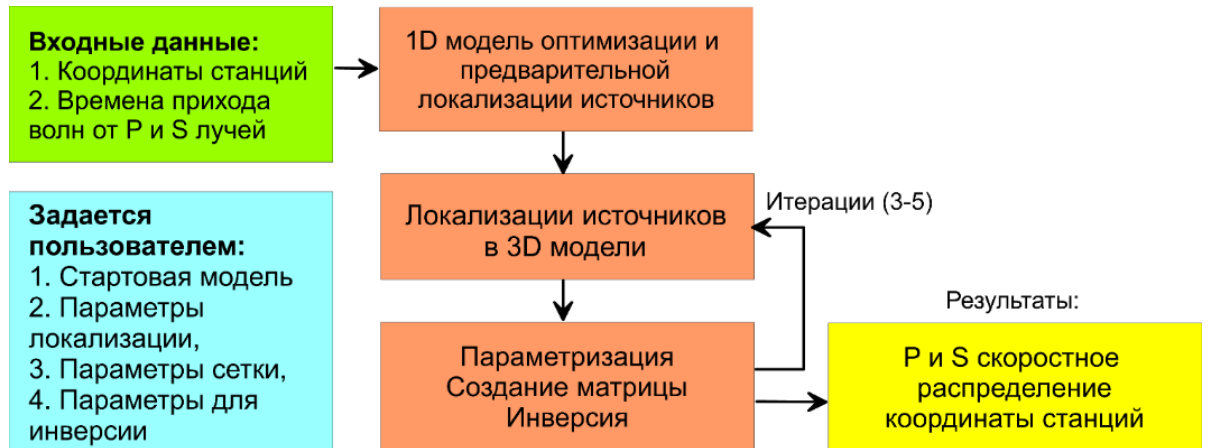


Рис.2.1. Структура программных блоков алгоритма сейсмической томографии.

Далее более подробно о каждом шаге алгоритма.

Предварительная локализация источников. Этот шаг выполняется на исходном этапе выполнения расчетов. Алгоритм для локализации источников основан на поиске экстремума целевой функции, которая отображает вероятность расположения землетрясения в произвольной точке пространства. Поиск экстремума производится путем перебора точек трехмерного пространства с использованием сеток различной детальности (рис.2.2.). Так как на исходном этапе используется 1D скоростная референтная модель, в виде таблицы вычисляются параметры лучей для всех интервалов глубин источников и эпицентральных расстояний. Поэтому расчет времени пробега волны может быть вычислен путем простой интерполяции табулированных значений.

Локализация источников в трехмерной скоростной модели. Итеративная процедура начинается с этапа локализации источников в трехмерной модели. Одной из особенностей данного алгоритма является трехмерное лучевое трассирование, которое основано на методе изгиба (bending method) (рис.2.3.), использующем принцип Ферма. Этот принцип

Принцип работы метода изгиба луча показан на рис. 2.3. Рассмотрим луч между парой источник – приемник. Начальная траектория носит линейный характер. Затем луч начинает изгибаться в двух ортогональных направлениях в центральной точке. Исследуя все возможные траектории находится путь при котором достигается наименьшее время, согласно формуле (1). Далее - снова производится та же процедура с разделением участков и изгибом лучей, и так далее. Длина минимального отрезка определяется исходя из частоты сигнала.

Алгоритм поиска целевой функции в трехмерном пространстве. Как и в случае одномерной модели, целевая функция имеет такую же форму, однако поиск ее экстремума производится методом градиентного спуска, принцип которого проиллюстрирован на рис.2.4.

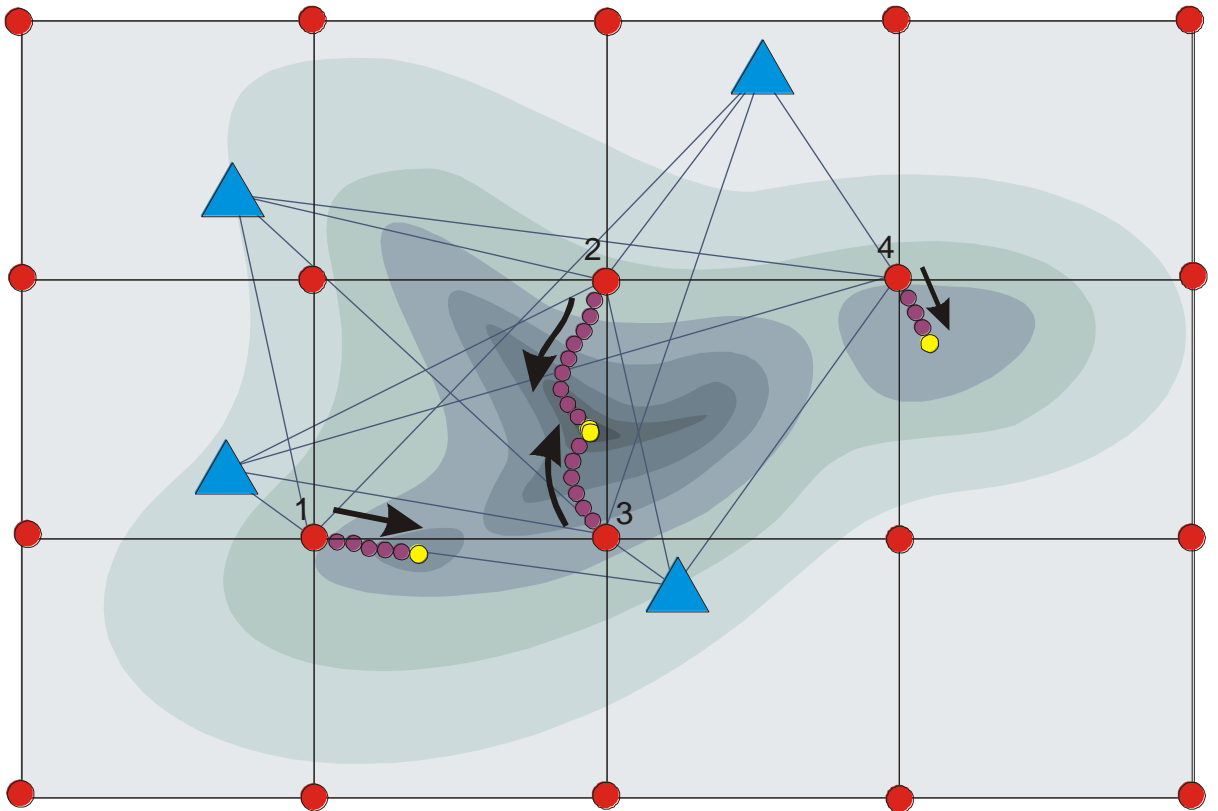


Рис.2.4. Иллюстрация метода градиентного спуска. Красные точки – узлы сетки, синие треугольники – станции. Стрелками указано направление градиентного спуска.

Предполагается, что смещение источника при локализации не слишком большое. Направление спуска – максимальное уменьшение целевой функции – определяется путем

решения системы линейных уравнений для четырех неизвестных – параметров источника: dx , dy , dz и dt .

$$\begin{aligned} P_{x,1} dx + P_{y,1} dy + P_{z,1} dz + dt_0 &= dt_1 \\ P_{x,2} dx + P_{y,2} dy + P_{z,2} dz + dt_0 &= dt_2 \\ &\dots \\ P_{x,n} dx + P_{y,n} dy + P_{z,n} dz + dt_0 &= dt_n \end{aligned}$$

где P_i^x, P_i^y, P_i^z - параметры i -го луча в точке источника.

Решая систему уравнений, получаем поправки, согласно которым производится смещение гипоцентра источника и последующее вычисление значения новой целевой функции. В том случае, если оно хуже, чем в предыдущем случае, то возвращаемся назад на полшага и производим новый расчет.

Параметризация. В рамках алгоритма, томографическая инверсия осуществляется путем поиска скоростных аномалий в узлах 3D сетки, распределенных в изучаемом объеме в зависимости от плотности лучей. Для того чтобы построить параметризационные сетки, рассчитывается функция плотности лучей. Выбирается стартовое направление, вдоль которого выстраиваются линии с узлами. При этом расстояния между узлами в вертикальном направлении зависит от плотности лучей: чем больше плотность, тем меньше расстояние. Значения скоростей между узлами аппроксимируется путем билинейной интерполяции. Инверсия производится для нескольких различно ориентированных сеток (например, 0, 22, 45 и 67 градусов). Затем результаты инверсии суммируются.

Построение матрицы первых производных. Построение матрицы происходит вдоль лучей, которые рассчитывались на втором шаге с помощью метода изгиба. Значение элементов матрицы вычисляется согласно формуле:

$$M_{ij} = -\frac{1}{\Delta V_j} \int_{\gamma_i} \frac{\Delta U_j(s)}{V_0^2(s)} ds,$$

где i – номер луча; j – номер параметра сети; γ_i - траектория луча, ΔV_j - вариация скорости в j -ом луче, обусловленная единичной аномалией скорости в j -м узле, $\Delta U_j(s)$ – вариация скорости в текущей точке луча, вызванная единичной вариацией скорости в j - ом узле $V_0(s)$ - значение референтной скорости в текущей точке луча. Каждый элемент матрицы означает эффект вариации скорости в j -м узле на время i -го луча. Правая часть системы уравнений (вектор данных) соответствует значениям невязок, рассчитанных после шага локализации.

Инверсия. Томографическая матрица, помимо распределения P и S скоростей, включает в себя элементы, ответственные за коррекцию координат и времени в источнике (по 4 параметра в каждый источник) и стационарные поправки. Кроме этого, к основной матрице добавляются блоки сглаживания и амплитудного дэмпинга (рис.2.5).

Сглаживание определяется блоком, каждая строка которого содержит два ненулевых элемента разного знака, соответствующих соседним узлам сетки. При этом вектор данных, соответствующий данному блоку, является нулевым. Увеличение веса при этом блоке приводит к уменьшению разницы значений в соседних узлах, то есть решение становится более гладким. Амплитудный блок имеет диагональную структуру, каждая строка в котором содержит один ненулевой элемент и нулевую правую часть.

При осуществлении инверсии возникает проблема взвешивания отдельных параметров различных размерностей (скоростных распределений, параметров источников и стационарных поправок), а также определения параметров сглаживания. Определение этих параметров представляет собой сложную и тяжело поддающуюся формализации задачу. В данной работе оценка значений параметров взвешивания производится путем реализации синтетических тестов с реалистичным шумом в данных, обеспечивающих сходные условия инверсии, как в случае реальных данных.



Рис.2.5. Блоки томографической матрицы

Инверсия матрицы осуществляется методом LSQR [Van der Sluis, and van der Vorst, 1987], что позволяет выполнять решение с высокой скоростью. После выполнения инверсии в сетках различной ориентации, скоростные аномалии пересчитываются в трехмерной равномерной сетке, которая суммируется с базовой скоростной моделью и используется на следующей итерации, которая включает в себя шаги 2, 4 и 5. Обычно производится 3–5 итераций, в зависимости от амплитуды искомых аномалий и качества данных.

2.2. Алгоритм региональной томографии (АРТ)

Региональная томография служит для изучения коры и верхней мантии от 50 км до нескольких сотен километров. Алгоритм программы АРТ аналогичен алгоритму программы локальной томографии LOTOS, отличия заключаются в основном в референтной модели и наборе данных. В АРТ в качестве референтной модели служит глобальная одномерная скоростная модель АК135 [Kennet et al.,1995]. Входными данными

для алгоритма региональной томографии являются каталоги данных Международного сейсмологического центра (ISC), которые содержат информацию о временах прихода волн от землетрясений на нескольких тысячах станций мировой сейсмологической сети. Региональная томография позволяет получать скоростные модели даже в районах, где отсутствуют сейсмические станции. Инверсия производится в серии круговых взаимно перекрываемых областях с заданными координатами и радиусом. Обычно, радиус круга и глубина изучаемой области имеют одинаковую величину. Для изучения верхней мантии радиус круговой области обычно устанавливается в пределах 600–800 км.

Необходимо заметить, что в работе алгоритма региональной томографии используется два набора данных. Первый включает в себя времена пробега волн от землетрясений, расположенных в изучаемых круговых областях, зарегистрированные станциями мировой сети на всех доступных эпицентральных расстояниях. Второй включает в себя времена прихода волн от мировых землетрясений, зарегистрированных станциями, находящимися внутри изучаемой круговой области. Минусом данного метода является то, что первые несколько десятков километров коры от поверхности восстанавливаются недостоверно.

Алгоритм АРТ базируется на линеаризованном подходе, согласно которому сейсмические аномалии вычисляются по ходу одной итерации на базе лучей, построенных в 1D модели. Это связано с тем, что существует необходимость обрабатывать огромное количество данных для получения устойчивых результатов с использованием данных из достаточно шумного каталога ISC. Применение к ним нелинейных подходов (3D лучевого трассирования) приводит к тому, что задача становится неподъемной. Более того, относительно небольшие вариации сейсмических скоростей в верхней мантии (не более 5%) не приводят к существенным изменениям траекторий лучей, и, соответственно, погрешностям расчетов.

Построение матрицы, как и в случае с программой LOTOS, происходит путем одновременного обращения нескольких групп параметров:

- аномалии скоростей P- и S- волн;
- вариация границы Мохо
- P и S стационарные поправки
- четыре параметра для каждого источника, отражающие поправки положения и времени.

Инверсия происходит внутри каждой из заданных круговых областей для нескольких различно ориентированных сеток. Сведение всех результатов в единую модель происходит по формуле:

$$dV^{sum} = \sum_{i=1}^M C(d^{cen})D(d^{node})dV_i / \sum_{i=1}^M C(d^{cen})D(d^{node}),$$

где M - количество суммируемых моделей, C - функция, которая зависит от расстояния от центра текущей круговой области, D зависит от расстояния до ближайшего параметризационного узла в одной из сеток. В сводной модели указываются значения только в том случае, если расстояние до ближайшего узла не превышает d^{min} .

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕГИОНОВ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КАВКАЗА

В настоящей работе представлены изображения глубинной структуры коры и мантии двух разных частей Альпийско-Гималайского складчатого комплекса: Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня. Модели построены с помощью двух схем томографической инверсии: локальной и региональной. Как было сказано выше, различия в этих схемах заключаются в том, что локальная томография с помощью локальной сети наблюдения и местных землетрясений помогает получить верхнюю часть разреза Земли, в нашем случае, это первые несколько десятков километров, а региональная томография показывает глубинную структуру от 100 км до 1000 км, при этом используя данные мировой сети наблюдения. Результаты данной работы были опубликованы в работе [Zabelina et.al., 2013] Локальная томография производилась с помощью алгоритма LOTOS, исследования по второй схеме (региональной томографии) выполнялись с помощью алгоритма, описанного в работе [Koulakov and Sobolev, 2006].

3.1. Томографические исследования коры и мантии Киргизского Тянь-Шаня

3.1.1. Исследование глубинной структуры Киргизского Тянь-Шаня методом локальной томографии

Данные. Для алгоритма локальной томографии LOTOS были использованы данные, предоставленные Институтом Сейсмологии НАН КР. Эти данные включают в себя времена прихода волн и координаты сейсмических станций. Для построения моделей сейсмических неоднородностей было использовано 260 сейсмических станций, работающих в течение года, и более чем 435 землетрясений (рис.3.1). На основе томографической инверсии с использованием этих данных была построена трехмерная модель сейсмических скоростных аномалий P и S волн под Киргизией до глубины 40 км. Всего было задействовано 11163 лучей, из них 6175 лучей, относящихся к продольным волнам и 4988 лучей к поперечным волнам.

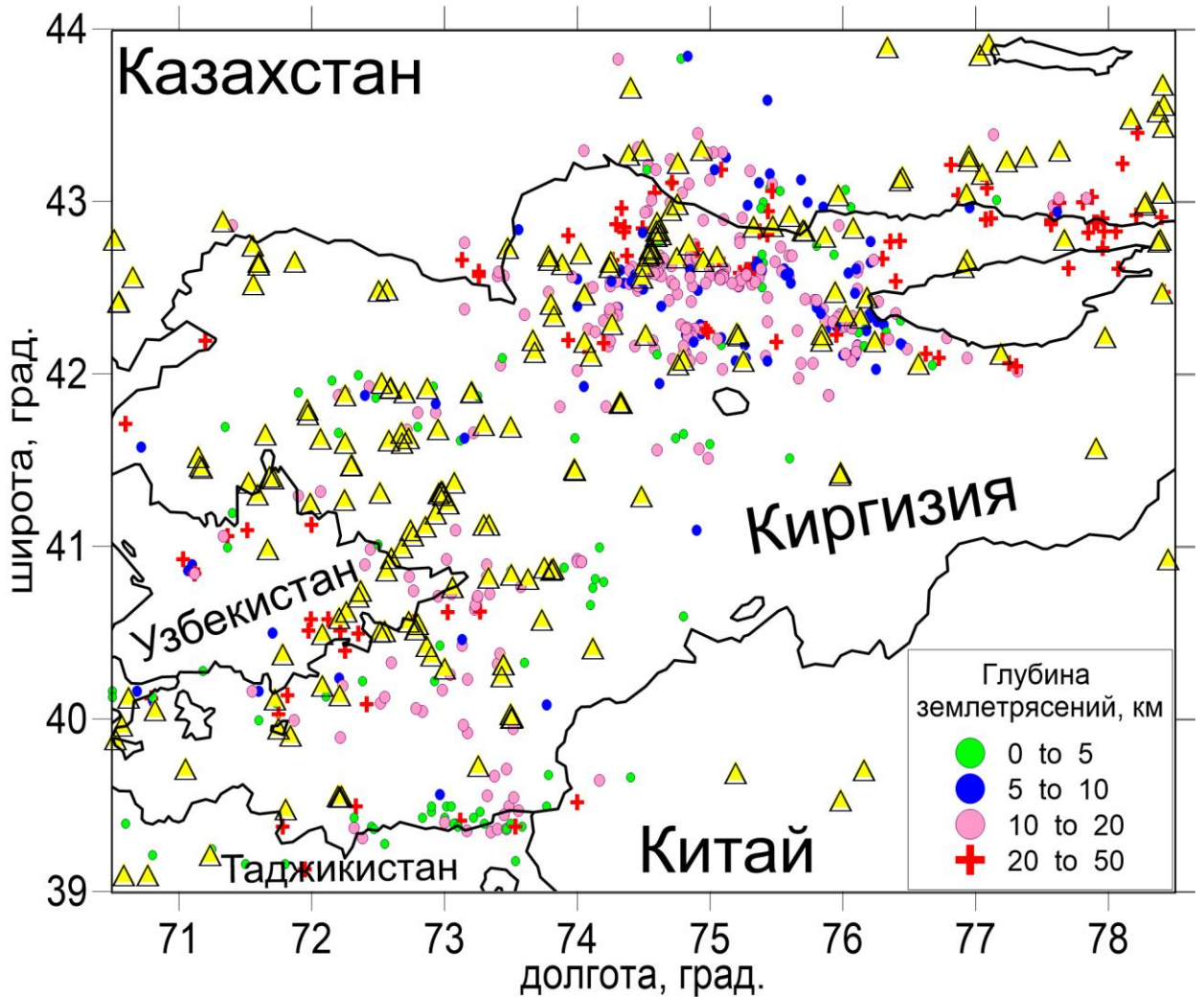


Рис. 3.1. Сеть сейсмических станций (желтые треугольники) и землетрясения (разноцветные точки) в регионе Киргизии и близлежащих странах.

Результаты локальной томографии. Главными результатами данного исследования являются трехмерные модели скоростных аномалий Р- и S-волн, представленные на горизонтальных и вертикальных сечениях на рис. 3.2. и 3.3, соответственно. Первый и второй профили проходят через низкоскоростную аномалию в западной части Киргизии. Это аномалия прослеживается до глубины 12 км и, скорее всего, относится к осадочному чехлу Ферганского осадочного бассейна. Наибольший интерес представляет профиль 3, расположенный перпендикулярно линейной низкоскоростной аномалии на севере изучаемого региона. Согласно полученной модели распределения сейсмических скоростей Р и S-волн, низкоскоростная аномалия прослеживается до глубин 40 км и характеризуется наклоном с севера на юг. Это может свидетельствовать о наличии погружения Казахской плиты под Тянь-Шань на севере изучаемой области.

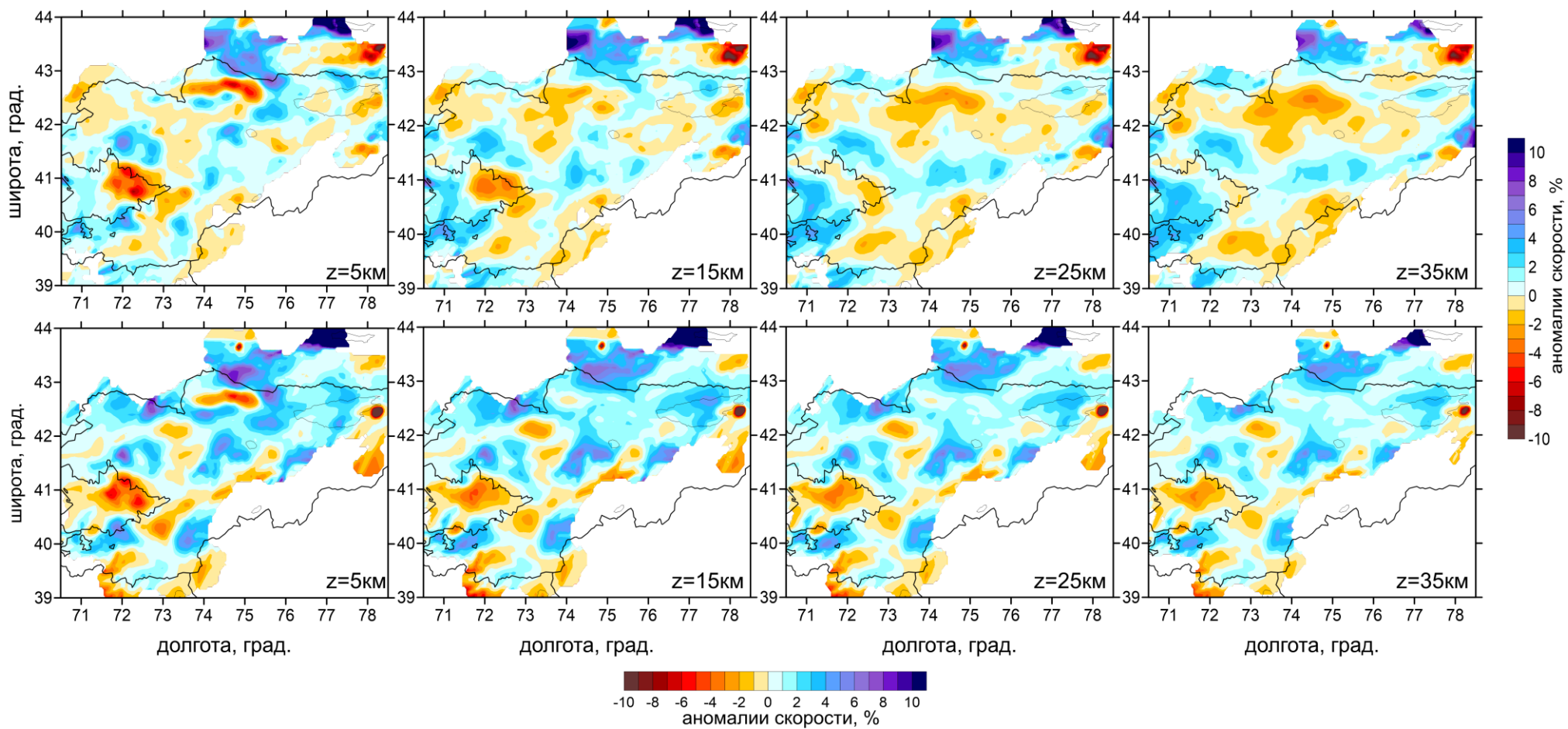


Рис 3.2. Результат инверсии реальных данных. Распределение аномалий скоростей Р-волн (первый ряд) и скоростей S-волн (второй ряд) на различных глубинах (5, 15, 25, 35 км).

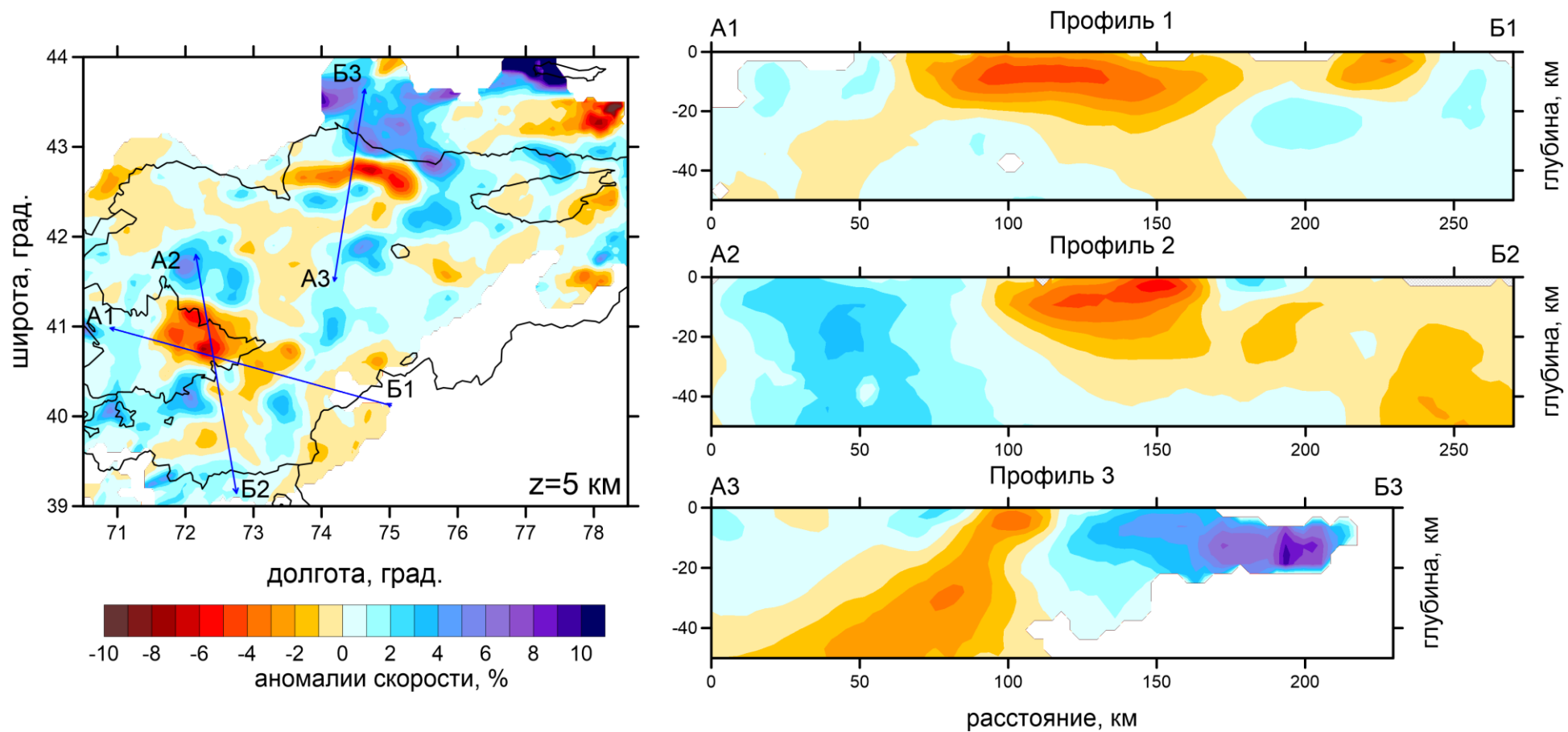


Рис.3.3. Результат инверсии реальных данных. Аномалии скоростей Р-волн на вертикальных сечениях. На левом рисунке показано расположение профилей.

Чтобы понять природу скоростных аномалий, было решено наложить границы основных геологических структур на карту аномалий Р-волн на глубине 5 км (рис. 3.4). Согласно построенной карте (рис.3.4) низкоскоростная аномалия на западе частично соответствует Ферганскому бассейну, а линейная низкоскоростная аномалия, находящаяся на северной политической границе, проходит вдоль разлома и находится на стыке Казахстанской плиты и Тянь-Шаня. Высокоскоростные аномалии, располагающиеся в центральной части Тянь-Шаня, имеют линейный характер с субширотным направлением. Аномалии, как правило, указывают на неоднородности в структурах коры, которые определяются тектоническим сжатием Тянь-Шаня со стороны Индийской плиты. Сжатие региона с юга на север приводит к субширотному чередованию структур в коре.

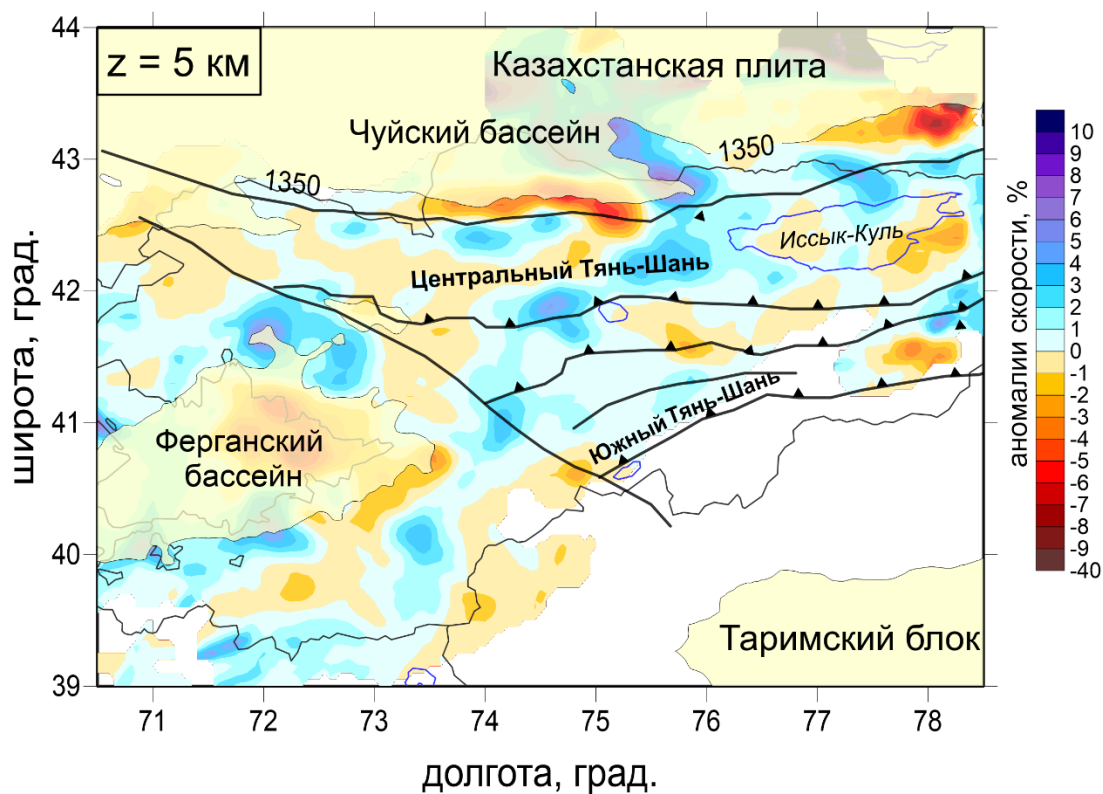


Рис.3.4. Карта аномалий скоростей Р-волн с нанесенными на нее тектоническими и геологическими элементами [Buslov, 2004]. Тонкие черные линии — политические границы, Тонкие синие линии — водные границы, Желтые области — плиты и бассейны, Жирные черные линии — разломы (стрелки показывают направление падения разлома).

Верификация и тестирование результатов. Первым критерием верификации томографических моделей является сравнение аномалий скоростей Р- и S-волн, полученных независимо. В нашем случае аномалии скоростей Р- и S-волн частично имеют

схожую конфигурацию. Те аномалии, которые не имеют схожую структуру на моделях при интерпретации во внимание не принимались (рис.3.2).

Вторым критерием достоверности является сопоставление результатов инверсии по двум независимым группам данных, что позволяет оценить влияние случайного шума в данных на результат. Данные разбираются на две группы с одинаковым количеством источников, например, с четными и нечетными номерами. Для полученных подборок производится полная инверсия с применением тех же параметров и алгоритмов, что для полного набора данных. Результаты теста с четными и нечетными событиями для глубины 5 км в нашем случае показаны на рис.3.5. Все крупные аномалии выделяются достаточно надежно в обеих моделях, что указывает на их достоверность. Остальные, более мелкие аномалии, по которым наблюдаются отличия, являются артефактами, то есть являются результатом случайного фактора и рассматриваться в интерпретации не будут.

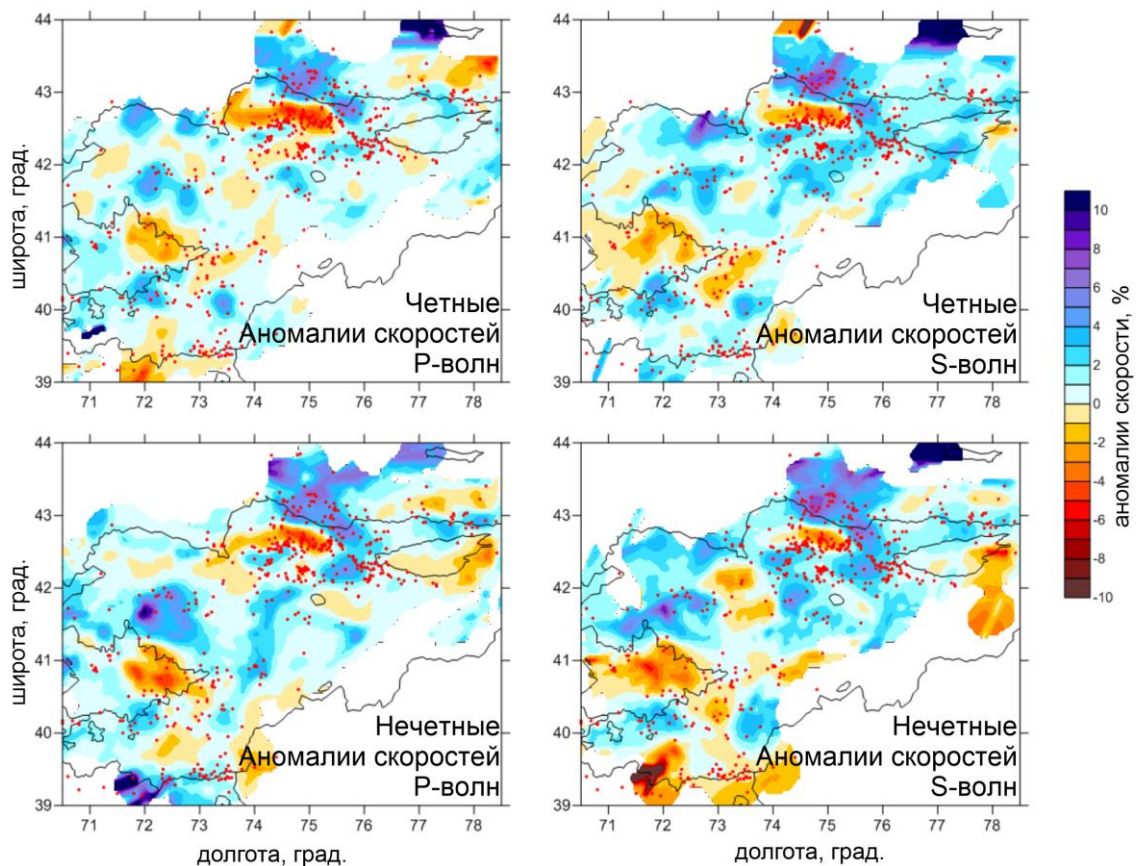


Рис. 3.5. Тест с четными (верхний ряд) и нечетными (нижний ряд) источниками для аномалий Р-волн (слева) и S-волн (справа).

Для оценки пространственного разрешения полученных результатов используют синтетический тест «Шахматная доска». Для района Киргизского Тянь-Шаня задана синтетическая модель с чередующимися прямоугольными положительными и отрицательными аномалиями с латеральным размером 60×60 км. Через эту модель были проведены те же лучи, что использовались при инверсии реальных данных. На рис. 3.6. можно заметить, что структура «шахматной доски» наилучшим образом восстанавливается как с помощью P-, так и с помощью S-волн, в квадратах $71,5^{\circ} - 74^{\circ}$ в.д. и $74,5^{\circ} - 76,5^{\circ}$ в.д. и $40^{\circ} - 42^{\circ}$ и $42^{\circ} - 43,5^{\circ}$ с.ш. Это объясняется тем, что в данных квадратах плотность лучей высокая, и восстановление ячеек «шахматной доски» осуществляется достаточно надежно.

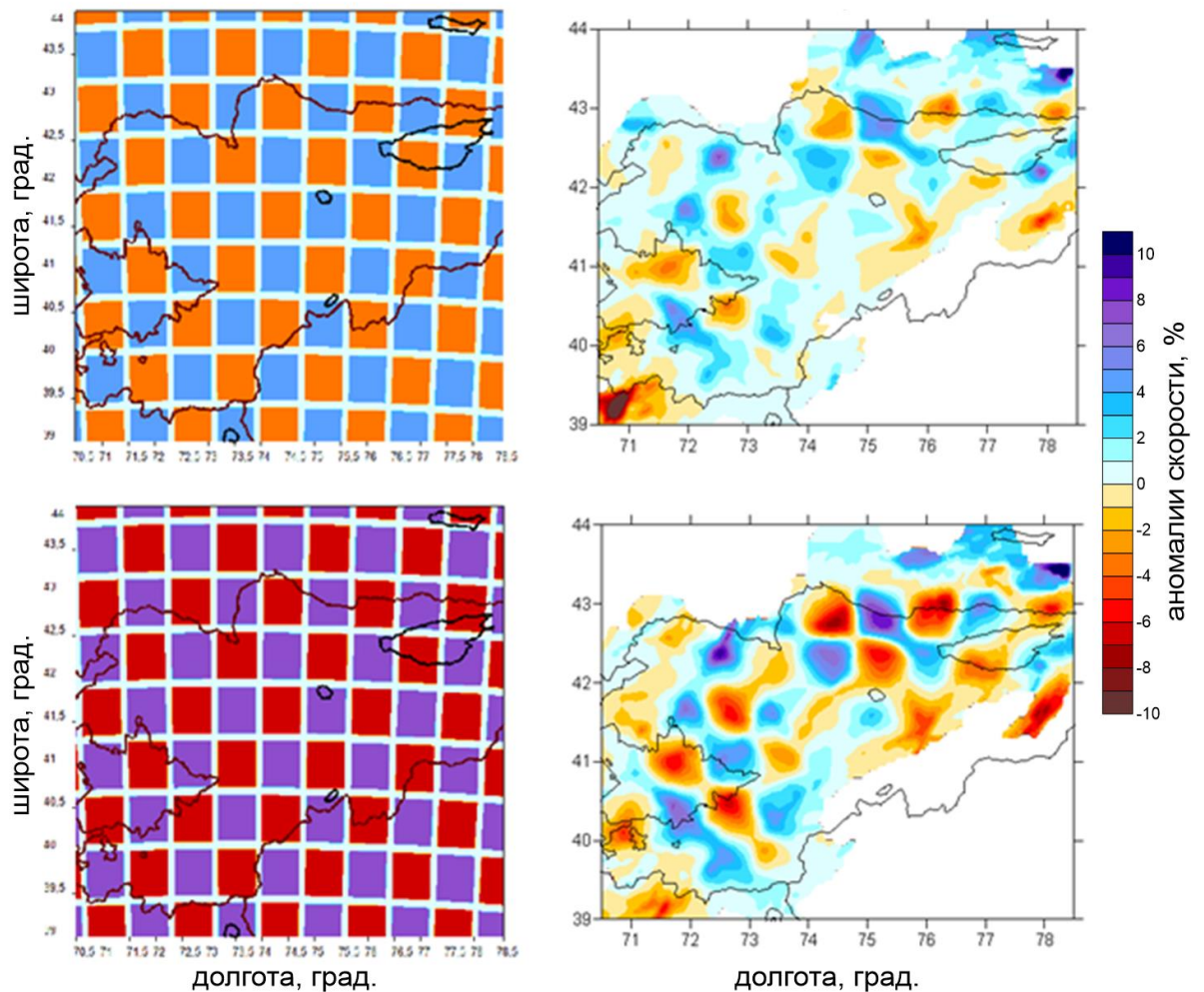


Рис.3.6. Синтетический тест «Шахматная доска». Слева модель шахматной доски для скоростей P-волн (сверху), для скоростей S-волн (снизу). Справа результаты восстановления модели шахматной доски для скоростей P-волн (сверху) и для скоростей S-волн (снизу) на глубине 5 км.

3.1.2. Исследование глубинной структуры Киргизского Тянь-Шаня методом региональной томографии

Описание модели. Для изучения верхней мантии под Киргизским Тянь-Шанем был использован фрагмент модели для района из ранее опубликованной работы [Koulakov, 2011], в которой представлена структура сейсмических аномалий под Азией в пределах 35° – 140° в.д., 12° – 57° с.ш.. Из этой модели в настоящей работе рассматривается регион в пределах 72° – 84° в.д., 35° – 47° с.ш. (рис.3.7) В работе [Koulakov, 2011] были построены модели скоростей пробольных и поперечных волн в верхней мантии под Азией на базе томографической инверсии по данным ISC каталога за 1964–2004 годы с использованием алгоритма, описанного в работе [Koulakov and Sobolev, 2006].

Результаты региональной томографии. Региональная модель для района Тянь-Шаня представлена аномалиями скоростей Р-волн на двух горизонтальных профилях на глубинах 220 и 500 км (рис.3.7), а также на шести вертикальных профилях (верхний ряд на рис.3.8).

В дополнение к опубликованным результатам нами было проведено синтетическое моделирование (рис.3.8 - средний и нижний ряд) с использованием аномалий реалистичной формы. Целью тестирования была оценка разрешающей способности используемой модели в интересующем нас регионе. В данном тесте аномалии синтетической модели повторяли контуры аномалий, полученных в результате инверсии реальных данных (второй ряд, рис. 3.8). В третьем ряду на рис.3.8 представлен результат восстановления синтетической модели, который показывает, что аномалии, которые мы определили выше, в целом, надежно восстанавливаются. Это подтверждает достоверность основных особенностей, наблюдаемых в исследуемом регионе. Следует отметить, что на глубинах до 200 км происходит размытие аномалий, что не позволяет четко определить, связана ли наклонная высокоскоростная аномалия в мантии с менее глубинными аномалиями или отделена. Эта особенность учитывается при интерпретации.

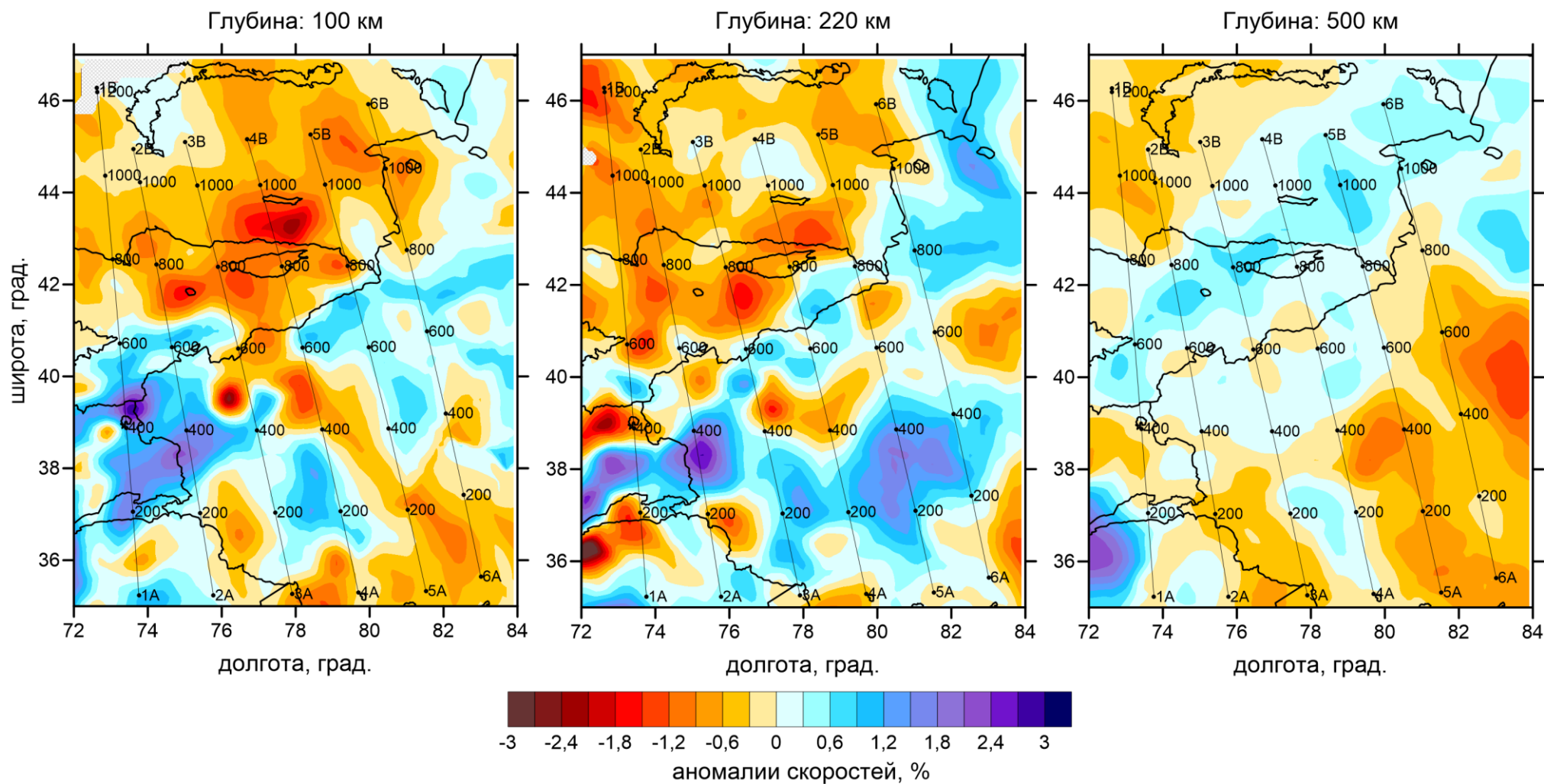


Рис.3.7. Аномалии скоростей Р-волн в региональной модели [Koutrakou, 2011] на глубинах 100, 220 км и 500 км. Показано положение вертикальных сечений, приведенных на рис.3.8.

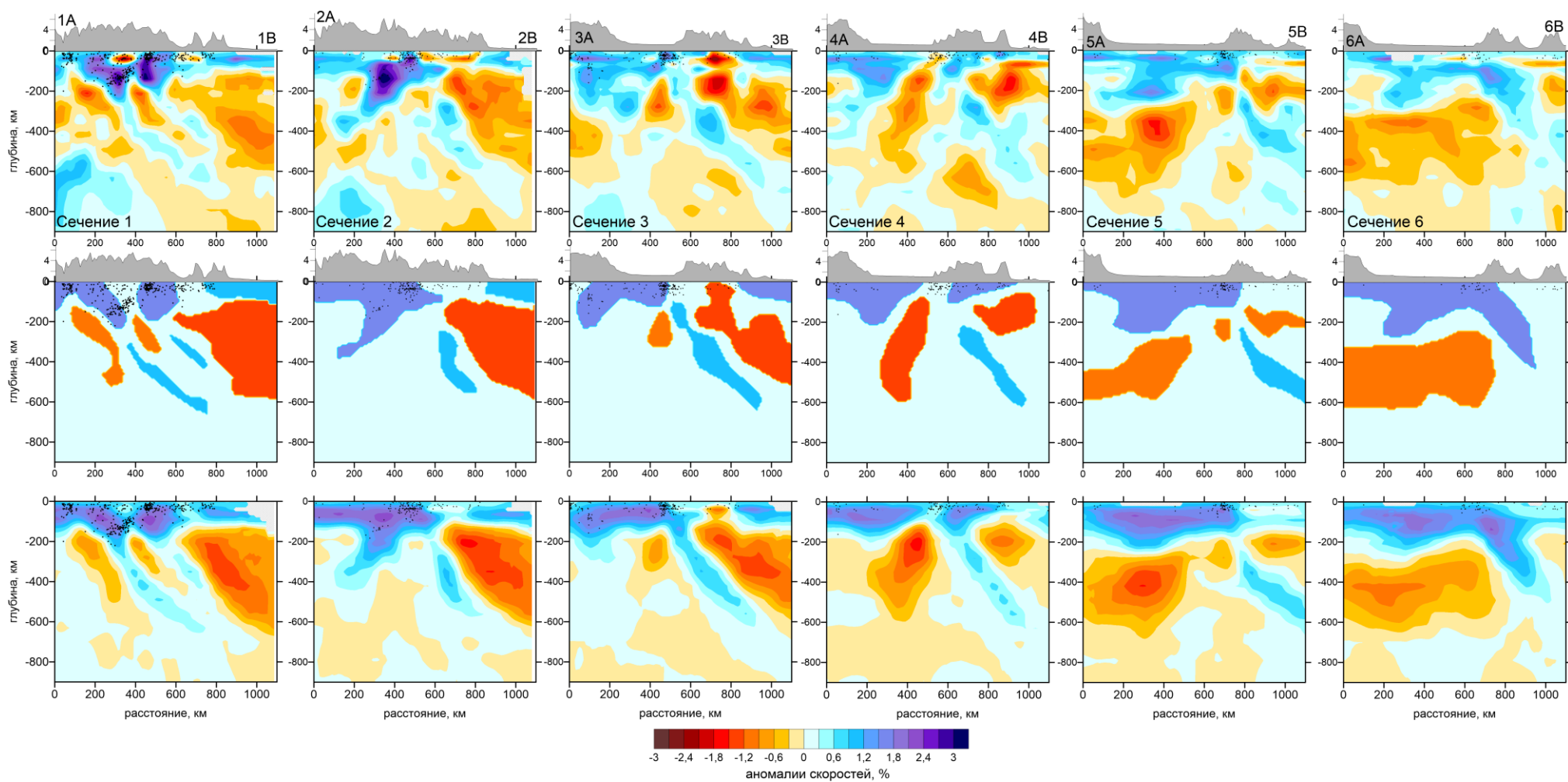


Рис.3.8. Результаты инверсии реальных и синтетических данных на вертикальных сечениях. Верхний ряд: Аномалии Р-волн вдоль шести вертикальных профилей, полученные в результате инверсии реальных данных. Расположение профилей представлено на рис. 3.8; точки — положения землетрясений вокруг профилей; над профилями даны схемы рельефа дневной поверхности; средний ряд: сечения синтетической модели, построенной на базе результатов реальной инверсии; нижний ряд: результаты восстановления синтетической модели.

При описании результатов инверсии (рис. 3.7 и 3.8) в первую очередь стоит выделить высокоскоростную аномалию под Таримской плитой, которая доходит до глубин около 200 км. Известно, что литосфера Тарима имеет большую мощность и является жесткой, что не позволяет Тариму деформироваться под действием перемещения Индийской плиты. Также стоит выделить плоскую высокоскоростную аномалию под Тянь-Шанем мощностью около 100 км, которая характеризуется наклоном в сторону Тянь-Шаня в северо-западном направлении под углом $\sim 45^\circ$. Эта аномалия отчетливо видна на вертикальных и горизонтальных сечениях. В зоне сочленения этой аномалии с литосферой Таримской плиты наблюдается повышенная сейсмичность.

На глубинах до 300 км под Киргизским Тянь-Шанем сейсмическая структура сильно неоднородна, вместе с тем, наблюдается преобладание низкоскоростных структур. Также выделяется аномалия низких скоростей непосредственно под Тянь-Шанем, размеры которой составляют 200 км по латерали и глубине.

Интерпретация результатов. Рассмотренные выше результаты томографической инверсии двух разномасштабных уровней успешно дополняют друг друга. В первом случае применение локальной томографии позволило построить структуру коры под Киргизским Тянь-Шанем. Во втором - при использовании глобальных данных методом региональной томографии удалось получить распределение сейсмических скоростей в верхней мантии.

Модель сейсмических скоростей коры, полученная в результате инверсии локальных данных, показывает, что в северной части изучаемой области высокоскоростная аномалия на вертикальном сечении характеризуется наклоном в южном направлении, что, возможно, отражает погружение Казахстанской плиты под Тянь-Шань. Аналогичные выводы можно сделать при рассмотрении региональной модели верхней мантии. На вертикальном профиле 3 инверсии региональных данных, которое представлено на отдельном рис. 3.8, наблюдается наклон высокоскоростной аномалии в южном направлении до глубины около 150 км в районе сочленения Казахстанской плиты и Тянь-Шаня. Аналогичные особенности были обнаружены по результатам сейсмической томографии [Makarov et al., 2010; Kumar et

al., 2005; Li et al., 2009; Chen et al., 1997] и многих других авторов. Все эти данные могут свидетельствовать о погружении Казахстанской плиты под Тянь-Шань и ее существенном проникновении в мантию.

Плоская наклонная высокоскоростная аномалия в верхней мантии под Тянь-Шанем, достоверность которой доказана с помощью синтетического моделирования, связана с погружением литосферы Таримской плиты под Тянь-Шань. Эта аномалия отчетливо видна как на вертикальных, так и на горизонтальных профилях. По-видимому, эта аномалия отражает положение литосферы, которая под действием движения Индийской плиты в северном направлении, погружается под литосферу Тянь-Шаня.

Наиболее важные выводы работы по исследованию Киргизского Тянь-Шаня касаются механизма коллизии литосферы. На основании анализа полученных результатов можно предположить сценарий горообразования Тянь-Шаня и окружающих областей. После столкновения Индии с Азией в эоцене происходит последовательное сжатие коры Центральной Азии с юга на север. На первых этапах максимальное сжатие происходило в Тибете, что привело к поднятию огромной территории и образованию толстой коры, мощностью ~70 км. Дальнейшее сжатие Тибета представляется невозможным, так как сила давления, оказываемая Индийской плитой, компенсируется силой сопротивления. Это вызывает «растекание» утолщенной коры. При достижении баланса сил, дальнейшее сжатие Центральной Азии начало распространяться на более северные территории.

После завершения этапа сжатия Тибета, сокращение центральной Азии происходит за счет коллизии Таримской плиты с более северными микроплитами. По-видимому, здесь происходит погружение мантийной части литосферы в северном направлении с одновременным утолщением континентальной коры, которая формирует горы Тянь-Шаня. Линейная высокоскоростная аномалия, которая прослеживается в верхней мантии под всем Тянь-Шанем, вероятно, является следом погружившейся мантийной литосферы.

Активный рост гор и утолщение коры в южном Тянь-Шане привели к некоторому критическому состоянию, после которого дальнейшее сжатие коры стало невозможным

(аналогично тому, что ранее произошло на Тибетском плато). После этого область сжатия сместилась на север в район границы Тянь-Шаня и Казахстанской плиты. При этом сокращение поверхности формируется за счет погружения Казахстанской плиты в южном направлении под Тянь-Шань. Следы этого погружения мы видим, как на моделях, построенных методом локальной, так и региональной томографии. Сжатие северной части Тянь-Шаня началось примерно 7 млн. лет назад. [Литовченко, 2005].

За 34 млн. лет Индийский континент был вдавлен в Азию на расстояние около 800 км под поверхность коры и литосферной мантии Азии [Aitchison et al., 2007]. По геофизическим данным [Wang, Ye, 2008] континентальная кора Индийского континента погружена под Евразию на расстояние до 900 км по горизонтали и до 200–350 км по глубине. Если принять среднюю скорость сближения Индийской плиты с Евразией за 5 см/год (современная скорость), то за 34 млн. лет Индия должна погрузиться под Евразию на расстояние около 1 700 км. С учетом расстояния смещения на 800 км к северу границы столкновения, расстояние погружения мантийной литосферы должно составлять около 900 км, что соответствует геофизическим данным. На профиле сейсмической томографии, показанном на рис.3.9. видна только часть Индийской плиты, которая просматривается на глубинах до 350 км под Таримом.

По данным GPS [Зубович и др., 2001; Wang Ye., 2008] скорость сближения Таримской континентальной плиты с Тянь-Шанем на юге и Казахстанской плитой с Тянь-Шанем на севере составляет, соответственно, около 10 мм/ год и 5 мм/ год. Учитывая время конвергенции 20 и 11 млн. лет, соответственно, расстояние погружения континентальной коры Тарима может составлять не менее 200 км, а континентальной коры Казахстанской плиты около 55 км. Приведенные расчеты хорошо согласуются с положением перечисленных континентальных блоков под Тянь-Шанем по данным сейсмической томографии (рис. 3.9), с тем уточнением, что погружение литосферы Тарима под Тянь-Шань вдвое больше (около 400 км) и, следовательно, скорость конвергенции в прошлом была примерно в 2 раза выше современной.

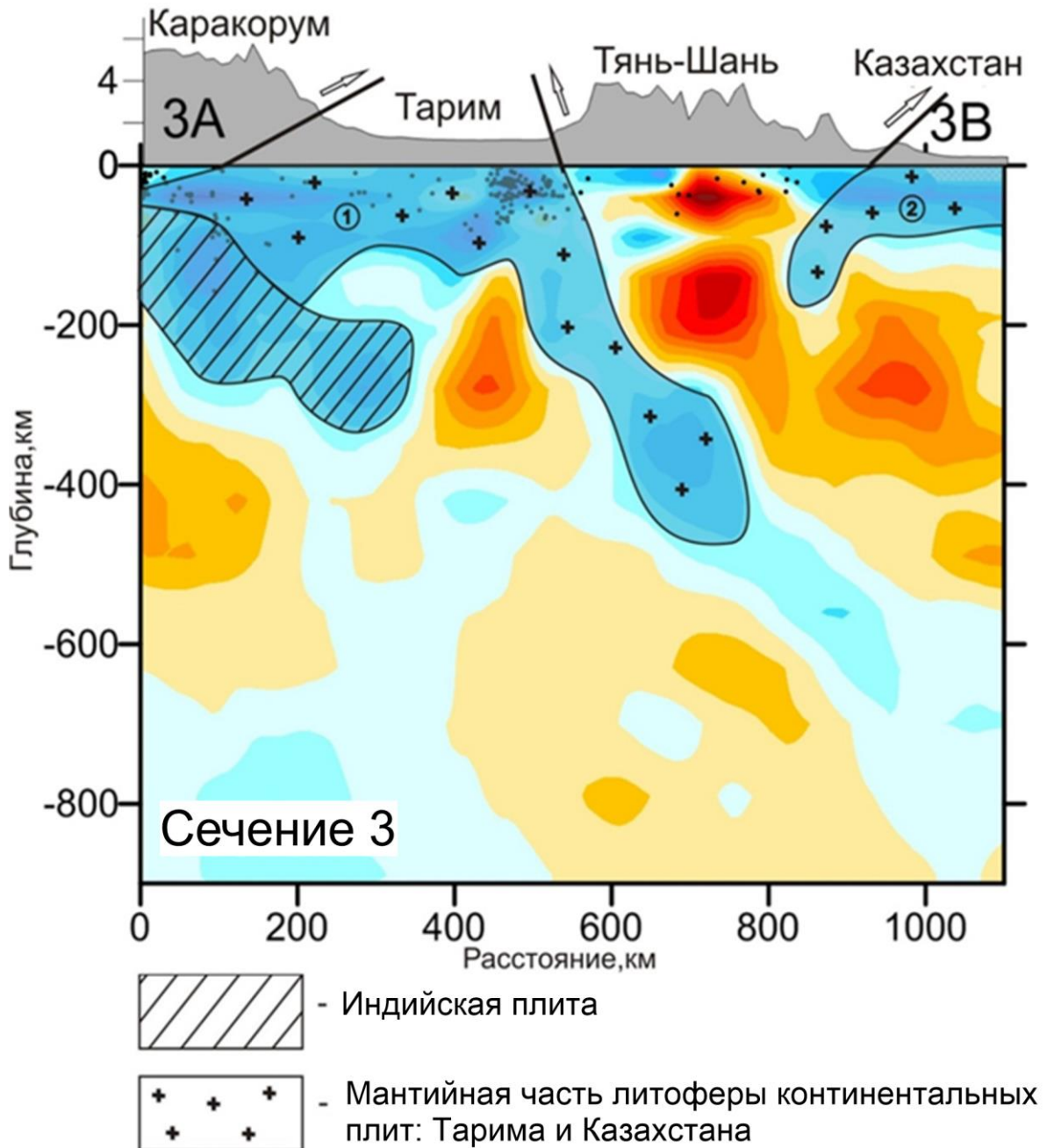


Рис. 3.9. Схематическая интерпретация томографической модели, полученной с помощью региональной томографии.

3.2. Томографические исследования коры и мантии Кавказа

Автор является участником и исполнителем двух работ по региону Кавказа: региональной и локальной томографии. В работе [Koulakov et al., 2012] по региональным томографическим исследованиям были использованы глобальные сейсмологические данные ISC. В район исследований входит весь Кавказ и близлежащие территории. По результатам этой работы были получены скоростные модели верхней мантии до глубины

800 км. Томографическая схема в этой работе не позволяла получить достоверные изображения структур на глубинах менее 100 км, поэтому для верхней части разреза было решено произвести локальную томографическую инверсию. В район исследования входила территория Большого, Малого Кавказа, а также Транскавказский массив. Результаты работы изложены в статье [Zabelina et al., 2016]. Исходными данными послужили региональные землетрясения, зарегистрированные местными станциями, что позволило изучить сейсмические неоднородности в коре и верхах мантии под большей частью Кавказа. Томографические модели построены до глубин 70–80 км с помощью метода пассивной сейсмической томографии LOTOS.

Сопоставление результатов этих двух разномасштабных исследований позволило выявить связь приповерхностных неоднородностей с процессами, происходящими в верхней мантии. Совместное использование этих моделей помогло изучить механизмы, ответственные за тектоническую и вулканическую активность на Кавказе.

3.2.1. Исследование глубинной структуры Кавказа методом региональной томографии

Данные для региональной томографии. Исследование региональной томографии Кавказа основано на анализе скоростных моделей Р- и S-волн до глубины 1000 км, полученных в работе [Koulakov, 2011]. Томографическая модель была построена с помощью данных, включающих в себя времена прихода сейсмических волн и координат землетрясений из глобального каталога ISC за период с 1964 по 2007 года. Все данные каталога были полностью обработаны, что включало локализацию источников и исключение бракованных данных.

Для выбранной области было использовано ~300000 лучей. Данные поперечных волн составляют всего 10% от общего количества материала наблюдений. Распределение станций и событий, используемых в этом исследовании, показаны на рис. 3.10.

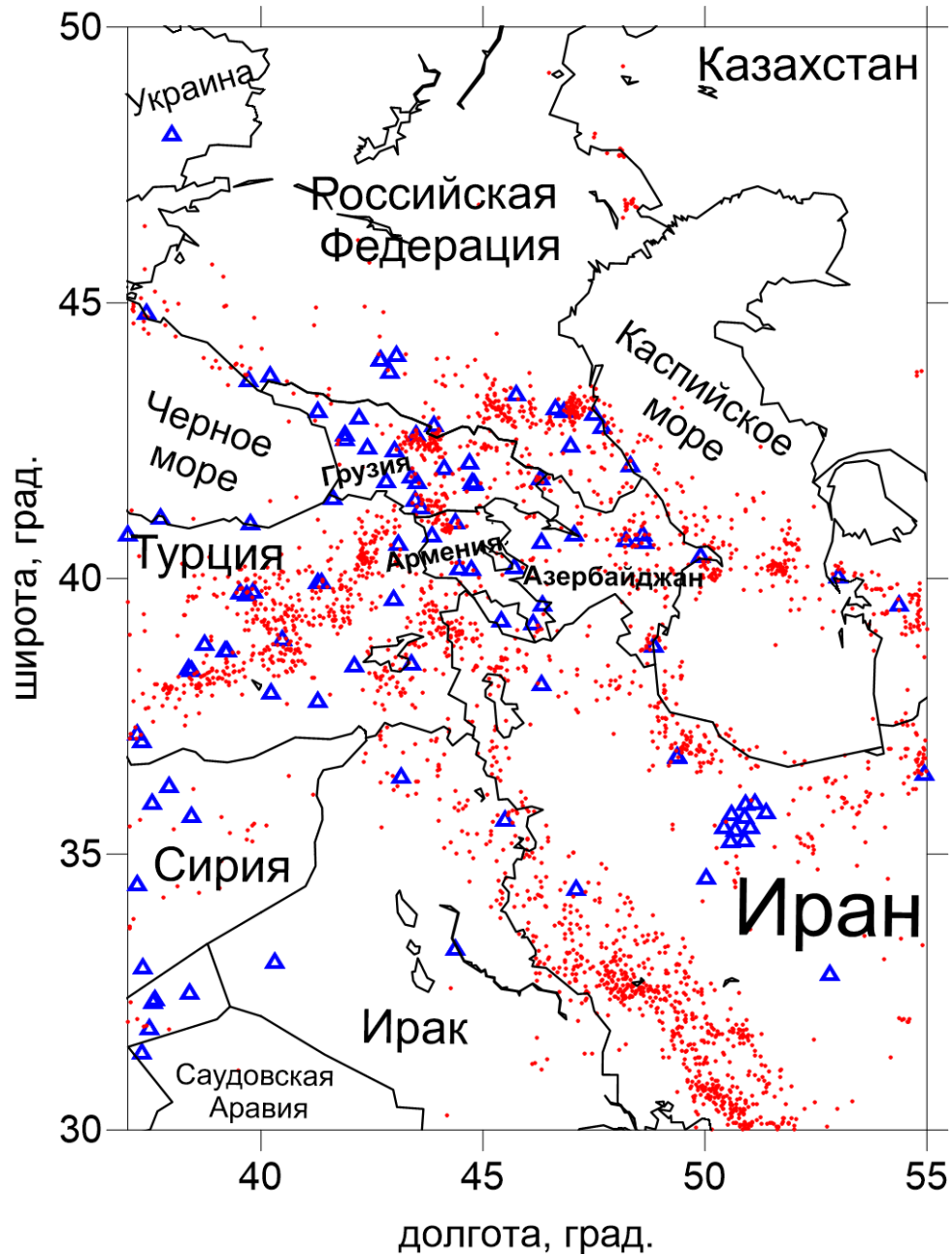


Рис.3.10. Распределение данных ISC каталога на территории Кавказа и ближайших регионов: треугольники - станции, красные точки - землетрясения.

Результаты инверсии региональной томографии. Полученные результаты инверсии данных по Кавказу и близлежащих регионов представлены на горизонтальных сечениях на рис. 3.11а, 3.11б и на вертикальных сечениях на рис.3.12.

На горизонтальных профилях четко прослеживаются высокоскоростные аномалии Р- и S-волн. На вертикальных профилях видно, что толщина этих высокоскоростных структур, достигает 150-200 км. Существует явная связь между аномалиями и жесткими континентальными Аравийской и Европейской плитами.

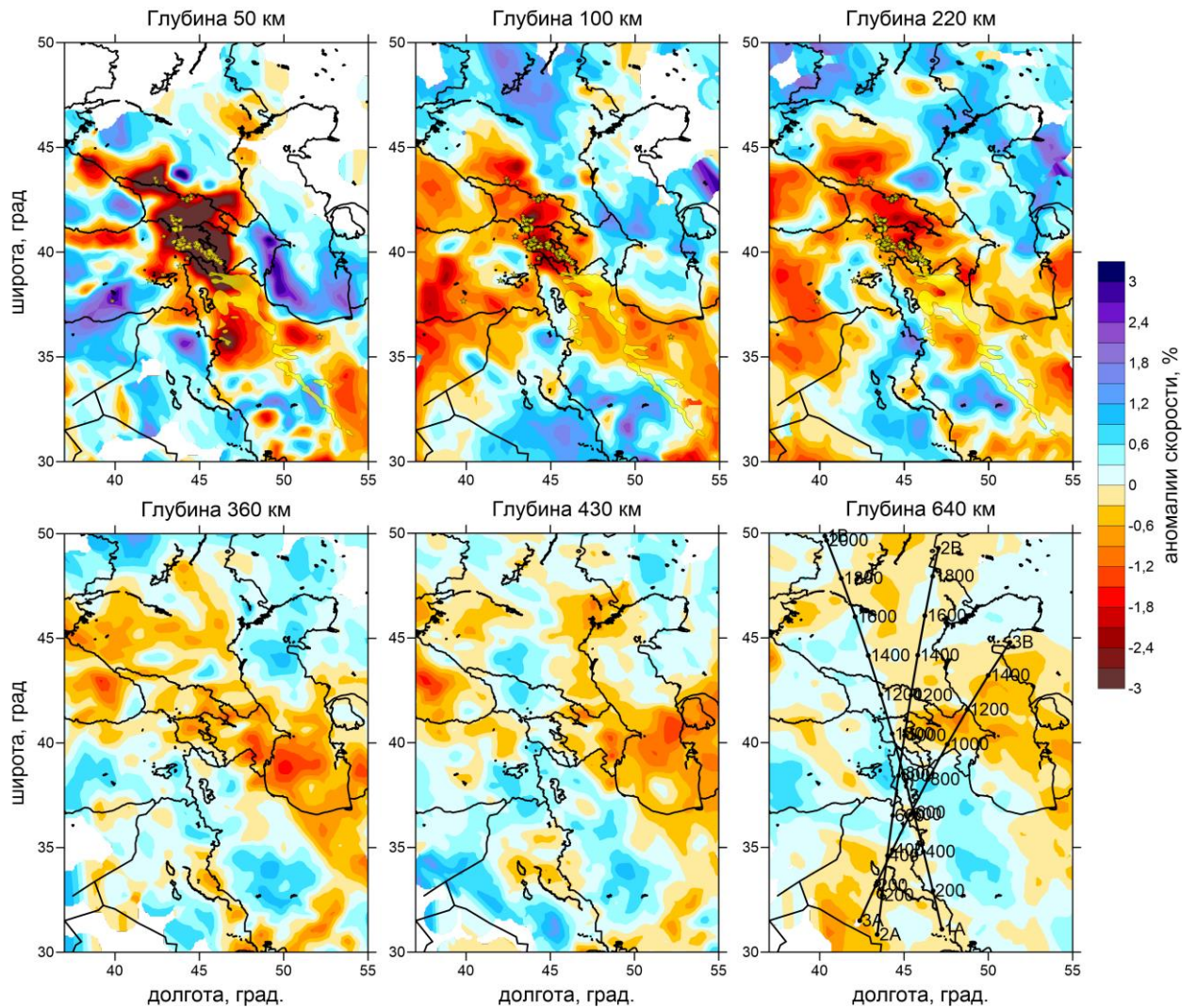


Рис. 3.1а. Аномалии скоростей Р-волн в шести горизонтальных сечениях, желтые звезды и желтые области обозначают вулканы и вулканические области на Кавказе и сопредельных территориях.

На горизонтальных сечениях аномалии скоростей Р- и S-волн наблюдаются примерно одни и те же структуры, однако амплитуда аномалий скорости продольных волн на верхнем сечении оказывается существенно выше. Это отражает различный уровень демпинга, а не реальное соотношение амплитуд. Также видно, что все центры современного вулканизма точно совпадают с низкоскоростными аномалиями.

На вертикальных сечениях можно видеть, что под коллизионной зоной Кавказа находится крупная низкоскоростная аномалия, которая достигает размеров ~ 450 км по латерали с юга на север и глубиной ~ 300 км. Под южным краем зоны коллизии высокоскоростные аномалии приобретают сложную форму, чередуясь с локальными аномалиями противоположного знака и погружаясь в виде капель на большие глубины.

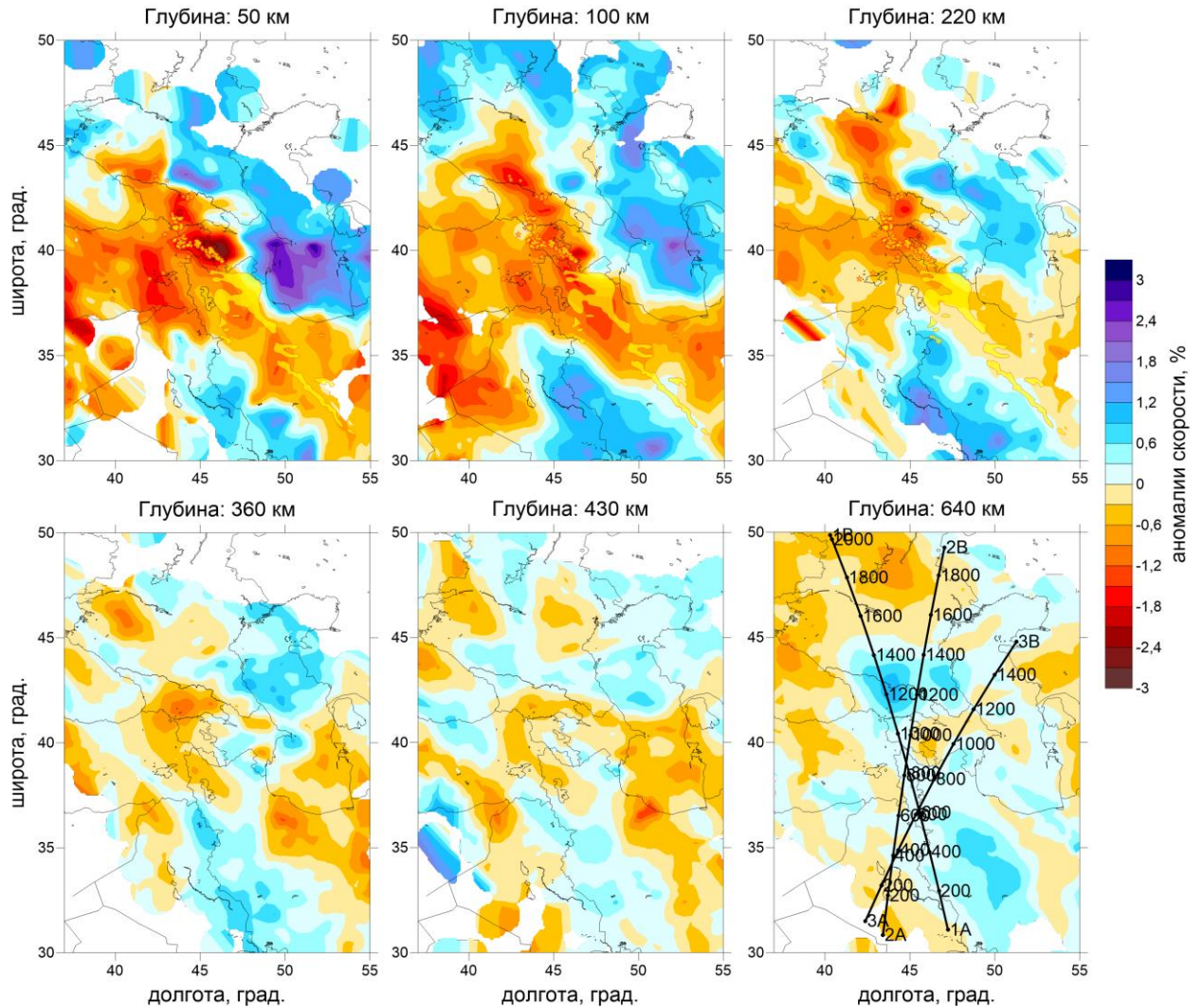


Рис. 3.11б. Аномалии скоростей S-волн в шести горизонтальных сечениях, желтые звезды и желтые области обозначают вулканы и вулканические области на Кавказе и сопредельных территориях.

Под коллизионной зоной наблюдаются дугообразные высокоскоростные аномалии, которые прослеживаются до глубин 600–700 км. Возможно, высокоскоростные аномалии соответствуют холодным структурам мантии, которые погружаются на глубину в виде капель. Учитывая результаты синтетического теста с вертикальными аномалиями (рис. 3.14), можно предположить, что реальные амплитуды аномалий могут быть существенно выше, чем те, что мы наблюдаем на реальных сечениях.

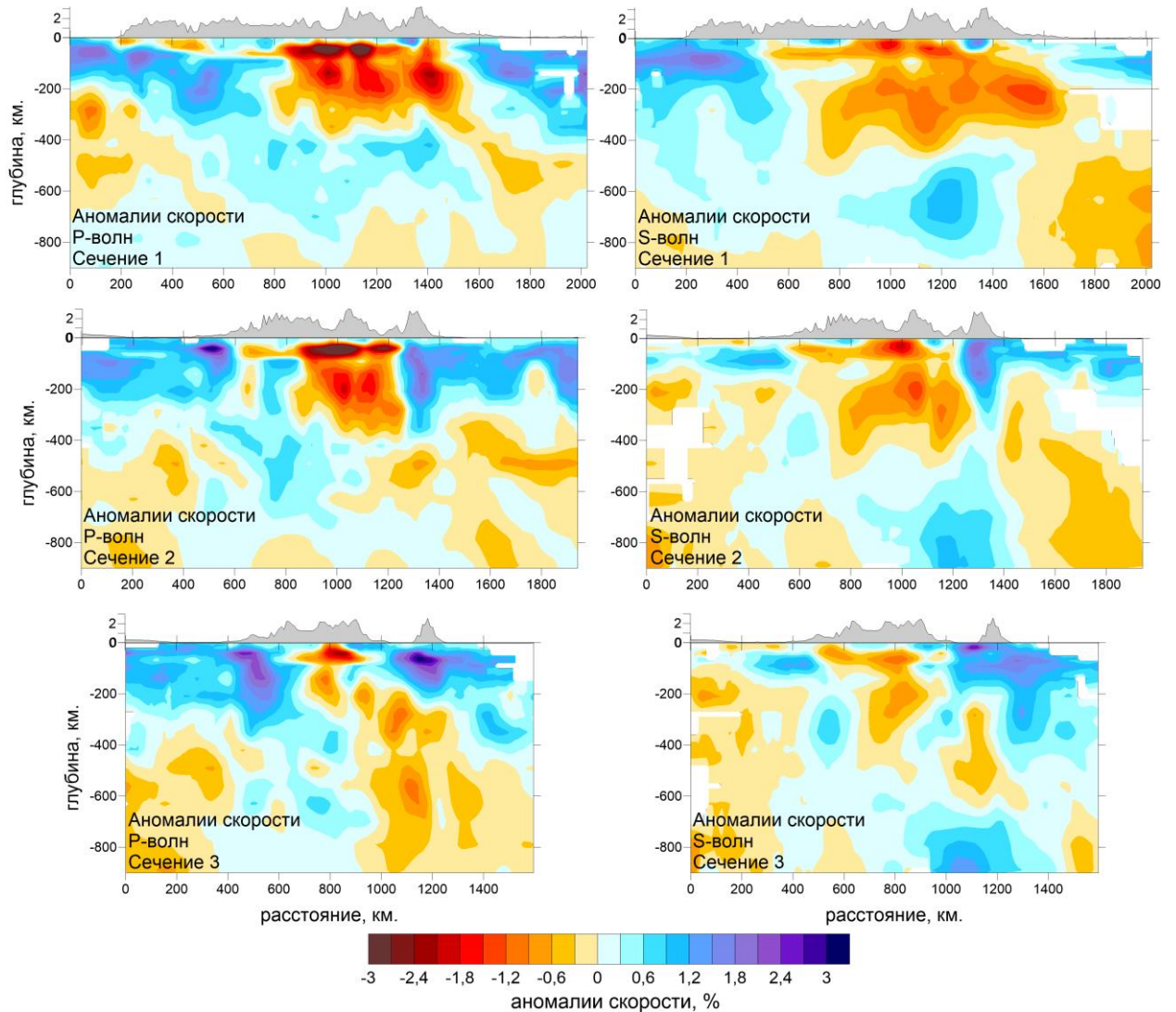


Рисунок 3.12. Аномалии скоростей для Р-волн (слева) и S-волн (справа) в трех вертикальных разрезах. Месторасположение профилей показаны на карте на рис 3.11а и 3.11б. Рельеф вдоль профилей показан над каждым из разрезов.

Тестирование и верификация моделей. Количество узлов параметризации в каждом окне варьировалось от 6000 до 9000 для данных Р-волн и от 4000 до 5500 для данных S-волн, в зависимости от покрытия данных.

В работе [Koulakov, 2011] модель была проверена посредством множества тестов. Таким образом, вклад случайного шума оценивался с помощью теста с инверсиями независимых выборок данных (тест с четными и нечетными номерами событий). Пространственное разрешение оценивалось с помощью теста шахматная доска с различными размерами аномалий. Для того, чтобы обосновать возможность восстановления модели по отдельным фрагментам, был реализован тест с реалистичной

конфигурацией аномалий. При этом синтетические данные рассчитывались в модели, заданной по всей области, в то время как инверсия проводилась по отдельным фрагментам.

Четыре модели теста «Шахматная доска», представленные на рис. 3.13:, были выполнены для данных Р-волн с размером $2^{\circ} \times 1,5^{\circ} \times 300$ км и $1,5^{\circ} \times 1^{\circ} \times 200$ км и для данных S-волн ($3^{\circ} \times 2,5^{\circ} \times 300$ км и $2^{\circ} \times 1,5^{\circ} \times 200$ км). При вычислении синтетических тестов, был добавлен случайный шум $\sim 0,3$ с. Более того, для имитации существования помех в данных ISC каталога, было добавлено 5% «посторонних» шумов, которые умножались на 10. В результате, невязки после инверсии синтетической модели были примерно 25–35%, что значительно ниже, чем в случае с реальными данными (45–50%). Несмотря на все эти действия, нацеленные на зашумление полезного сигнала, можно видеть, что в исследуемых областях достаточно хороший объем данных, чтобы модели шахматной доски разных размеров хорошо восстанавливались. Для более грубой модели достоверно восстановленная область охватывает центральную часть исследуемой области. Для более мелких аномалий шахматной доски, имеющей размер около 100 км, модель удовлетворительно восстанавливается только в районах Турции, Кавказа и Загроса; в других районах аномалии слабо различимы.

Результаты другого синтетического теста показаны на рис. 3.14, а. Этот тест отображает конфигурацию реалистичных аномалий. Форма аномалии взята на основании полученных результатов, представленных на рис. 3.12, на сечении 2. Условия для синтетического моделирования были те же, что и для теста «Шахматная доска».

Результат реконструкции демонстрирует качественное разрешение: форма и расположение аномалий для скоростей Р- и S-волн восстанавливаются четко. Однако, в связи с существенно меньшим количеством лучей на больших глубинах (ниже 400 км), где плотность лучей меньше, разрешение модели падает, особенно для модели скоростей S-волн. Это сказывается так же и на амплитудах аномалии. Они становятся слабее, чем в истинной модели и «размазываются», особенно для аномалий скоростей S-волн. Например, невозможно выделить и посчитать точное количество высокоскоростных аномалий в виде

капель на глубине ниже 400 км. Однако, очень важно, что была обнаружена аномалия в мантии, хоть и без деталей. Это следует учесть при построении геодинамической интерпретации.

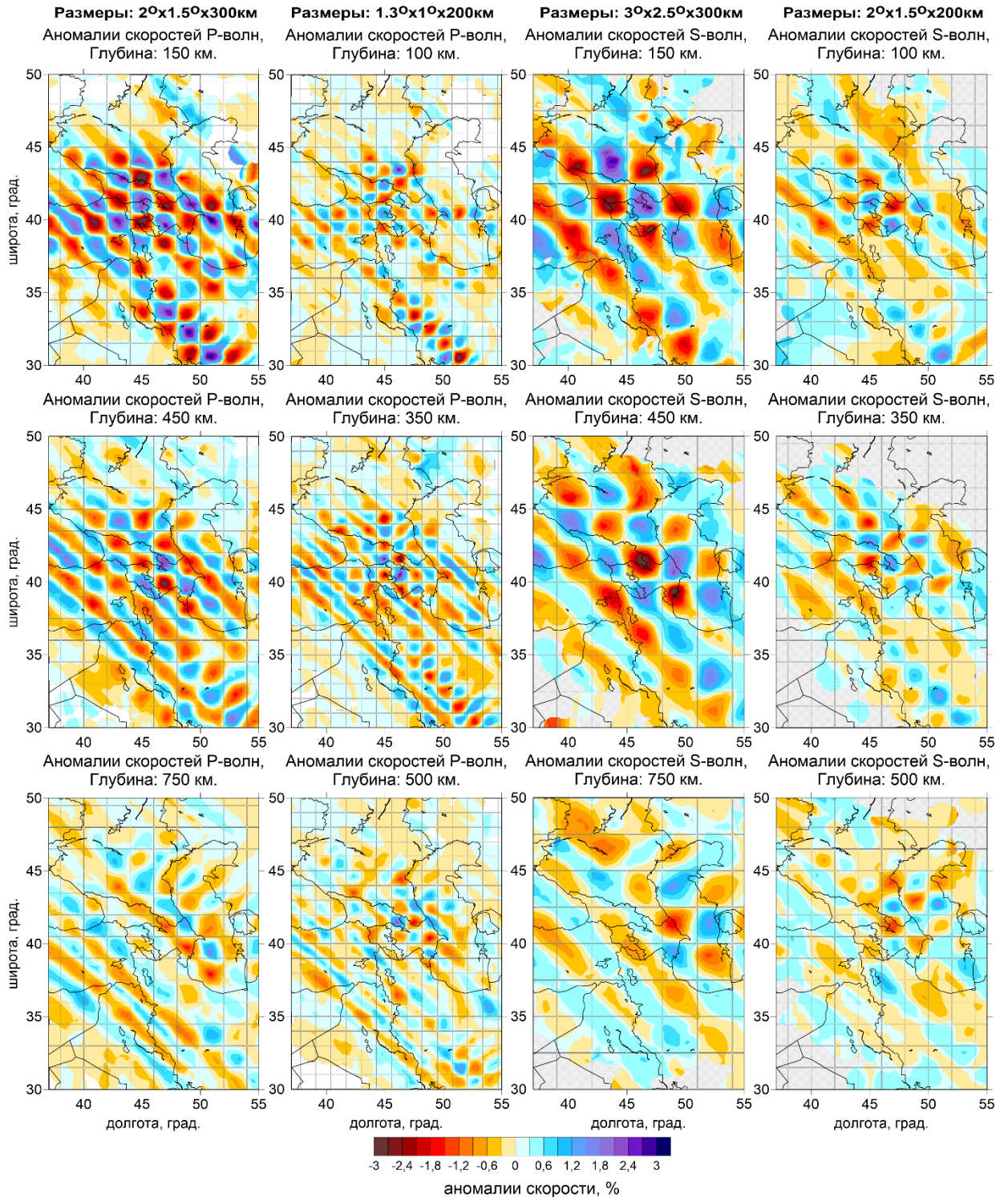


Рис. 3.13. Тест шахматная доска с разными размерами аномалий для P и S моделей в трех горизонтальных сечениях. Глубины сечений соответствует среднему уровню ячейки шахматной доски. Размеры ячейки синтетических аномалий показаны над моделями.

Чтобы выявить возможное «размазывание» аномалий по вертикали, был выполнен еще один тест, который показан на рис. 3.14, б. Конфигурации синтетических аномалий такие же, как и в предыдущем случае, за исключением отсутствия низкоскоростной аномалии в средней части профиля до 50–60 км. В данном случае подразумевается наличие толстой коры под коллизионной зоной. Видно, что аномалия хорошо восстановлена в обеих моделях скоростей как для P-, так и для S-волн. Вертикального размытия аномалии не наблюдается, и нижняя граница этой аномалии восстанавливается с правильной мощностью. Таким образом, низкоскоростная аномалия, которая так явно прослеживается под Кавказом, имеет место быть, и представляет собой часть мантийной структуры.

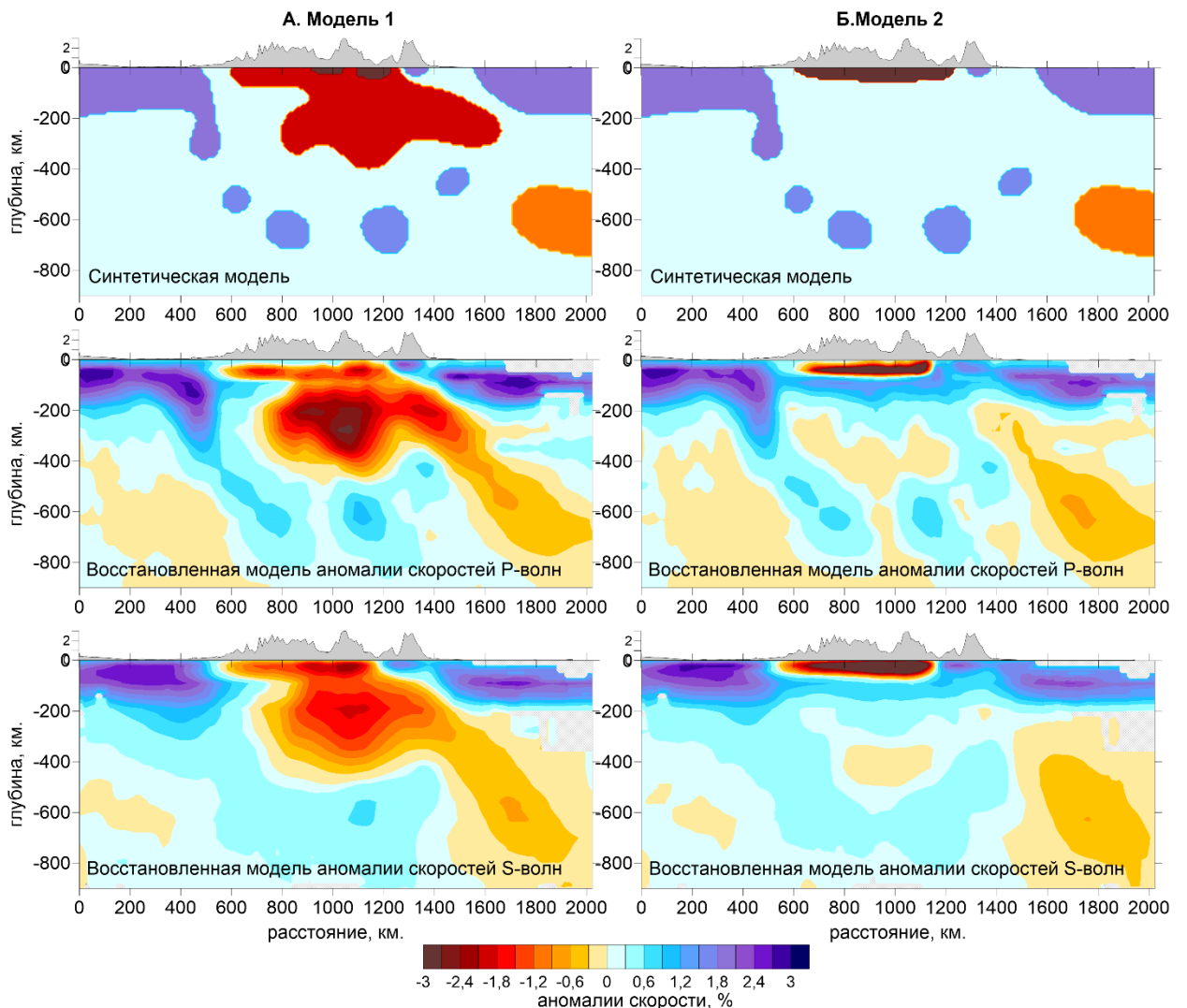


Рис. 3.14 аб. Два синтетических теста с реалистичными аномалиями. Разрез взят из сечения 2 на рис. 3.12. Верхние графики показывают конфигурации синтетических моделей; средние и нижние графики являются результатами восстановления аномалий P и S.

3.2.2. Исследование глубинной структуры Кавказа методом локальной томографии

Данные. В качестве данных для локальной томографической инверсии был использован сейсмологический каталог, соответствующей 1970–1990 годам, предоставленный Центром сейсмического мониторинга Ильинского Государственного Университета (Грузия, Тбилиси). База данных представляет собой географические координаты станций и времена прихода продольных и поперечных волн от местных землетрясений, зарегистрированных местными сейсмическими станциями, распределенными по всему Кавказу. Преимущества этих данных заключается в том, что до распада Советского Союза анализ данных со всех станций, расположенных в дружественных республиках, был выполнен в тесном сотрудничестве, что позволило согласованно обрабатывать данные. Однако, в те времена, некоторые временные сети недостаточно обеспечивали пространственный охват, который позволил бы изучать весь Кавказский регион. Также устаревшие системы записи сигнала (в то время аналоговые бумажные сейсмограммы) не могли обеспечить высокое качество записи. Поэтому автор диссертации уделил большое внимание проблеме проверки результатов.

В целом, в данные входило 67 сейсмических станций (рис. 3.15). Для томографии были выбраны события с числом выборок более или равном 7. Также были установлены пороги 1 с и 1,5 с для абсолютных значений временных невязок, соответствующих шагу локализации источников в начальной 1D модели. После отбора, в состав данных входило 1374 землетрясения, из них лучей 23071 от P-волн и 21598 от S-волн. Всего использовалось 42803 лучей, из них 22090 от P-волн и 20713 от S-волн. Среднее число лучей на событие составило 32,5, что относительно велико, даже по сравнению с современными региональными сетями. Это число обеспечило достаточно устойчивые решения локализации эпицентров. Однако, определение глубины события обычно было значительно менее устойчивым из-за большого разброса распределения сейсмических станций.

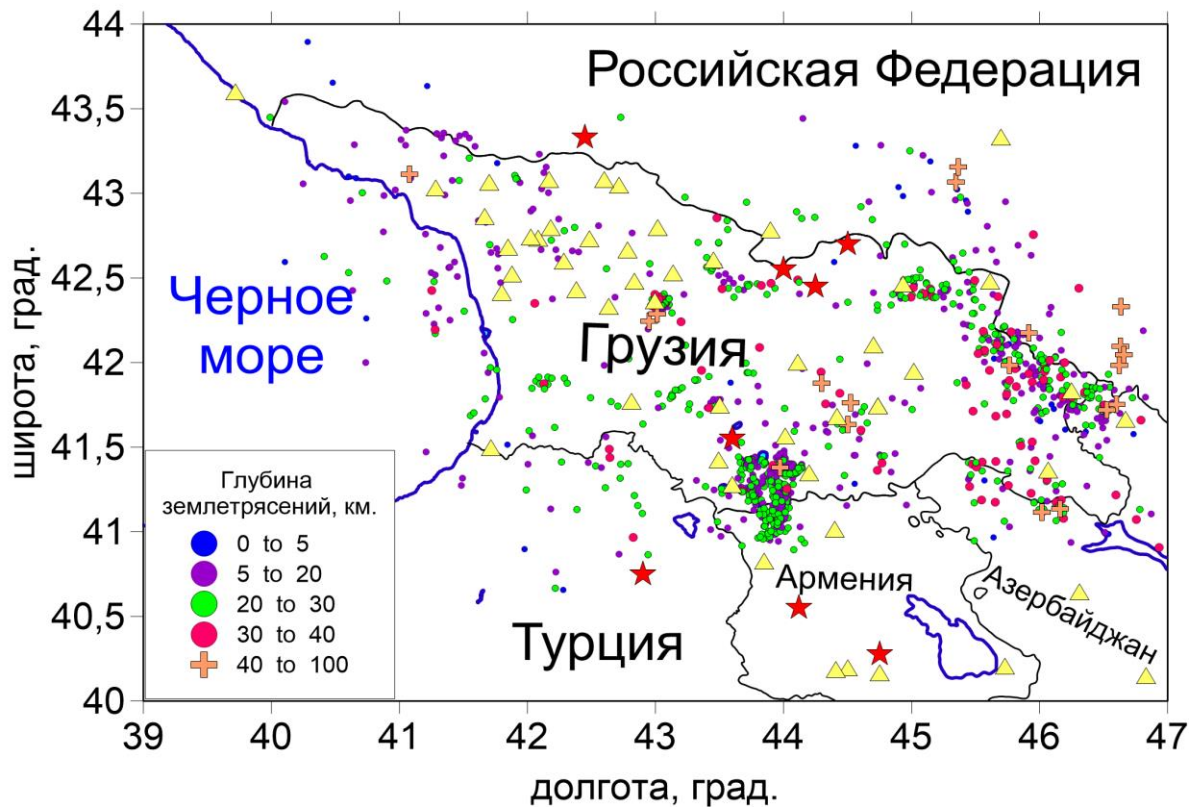


Рис. 3.15. Распределение данных для локальной томографии по Кавказу: желтые треугольники - станции, цветные точки - землетрясения на разных глубинах.

Верификация. Томографическая инверсия была выполнена на базе алгоритма LOTOS (Local Tomography Software), описанным в работе [Koulakov, 2009]. В исследовании была использована версия кода, которая учитывает сферичность Земли. Сейсмическая томография обеспечивает визуализацию аномалий скорости и не может влиять на геометрию границ. Так как толщина земной коры в кавказском регионе сильно варьирует, появление в модели границы Мохо будет водить в заблуждение. Теоретически было бы возможно использовать априорную информацию о толщине коры для определения стартовой модели, но в этом случае стартовые значения доминировали в финальной модели и могли бы привести к не верной интерпретации. По этой причине использовалась гладкая одномерная модель. Вариации толщины коры отражаются в скоростных аномалиях на глубинах 30–40 км (толстая кора - низкие скорости и наоборот).

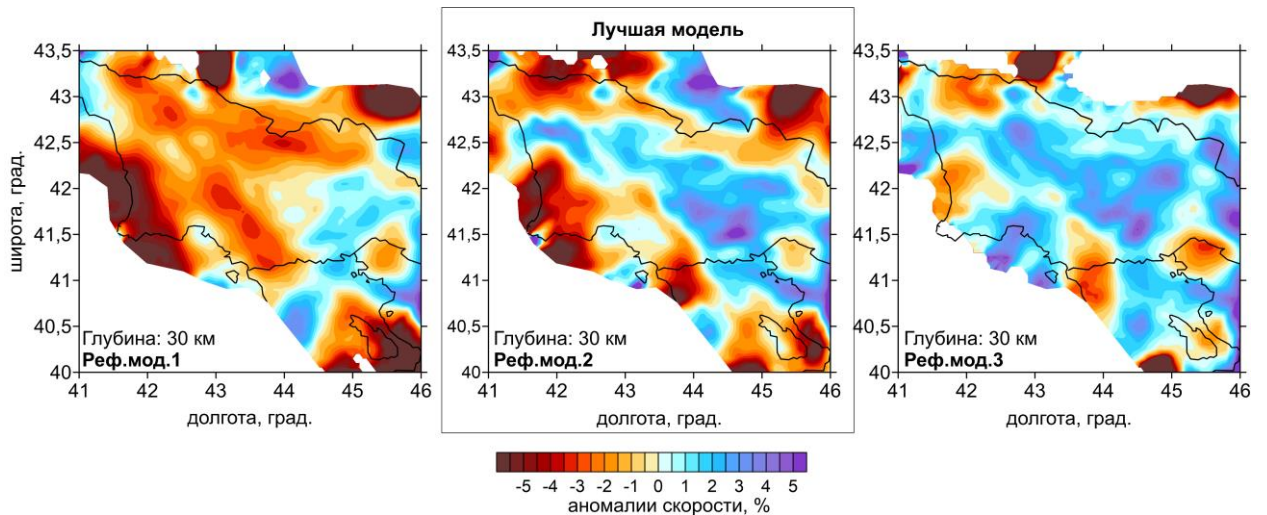


Рис.3.16. Три трехмерные скоростные модели аномалий скоростей Р-волн, построенные по трем разным референтным моделям, которые представлены в таблице 3.1.

Работа начиналась с оптимизации 1D модели. В нашем случае скорости Р- и S-волн были определены на нескольких глубинах; между уровнями изменение скоростей было линейным. Для определения оптимальной референтной модели была выполнена локализация источников для нескольких различных 1D моделей. На рис.3.16. показано сравнение результатов томографической инверсии на основе трех различных референтных моделей, представленных в табл.3.1. Как показано в таблице 3.2, после локализации на первой итерации референтная модель 2 является наилучшей. Параметры для инверсии показаны в табл.3.3.

Таблица 3.1: Р и S скорости в трех оптимизированных одномерных моделях, использованных для томографии.

Глубина, км	Референтная модель 1 (быстрая)		Референтная модель 2 (лучшая модель)		Референтная модель 3 (медленная)	
	Скорости Р-волн, км/с	Скорости S-волн, км/с	Скорости Р-волн, км/с	Скорости S-волн, км/с	Скорости Р-волн, км/с	Скорости S-волн, км/с
-1	3,5	2,78	3,5	2,78	3,4	2,6
6	5,9	3,5	5,7	3,35	5,2	3,0
21	6,5	4,1	6,2	3,5	6,0	3,3
65	7,2	4,6	6,9	4,0	6,7	3,6
120	8,0	5,1	7,8	4,7	7,3	4,1

Таблица.3.2. Невязки скорости и количество данных для трех референтных моделей

	Референтная модель 1 (быстрая)	Референтная модель 2 (лучшая модель)	Референтная модель 3 (медленная)
Невязки после 1 ^{ой} итерации для P данных	0,616	0,595	0,636
Невязки после 1 ^{ой} итерации для S данных	1,055	0,917	1,13
N источников	1304	1314	1299
N лучей P-волн	19434	19886	17451
N лучей S-волн	18314	19736	16413

Таблица 3.3. Параметры инверсии

40		LSQR итерации
1	1	Весы для P и S моделей
3,0	7,0	Уровень горизонтального сглаживания (P, S)
0,0	0,0	Уровень вертикального сглаживания (P, S)
0,0	0,0	Уровень регуляризации (P, S)
0,0001	0,0001	Вес стационарных поправок (P и S)
5,0		Уровень коррекции источника: горизонтальный сдвиг
5,0		Уровень коррекции источника: вертикальный сдвиг
5,0		Уровень коррекции источника: время

Результаты. Основными результатами локальной инверсии в данном регионе являются модели распределения скоростей продольных и поперечных волн до глубин 60 км. Они представлены четырьмя горизонтальными сечениями на глубинах 10, 20, 30, 40 км на рис. 3.17. для аномалий скоростей P-волн (верхний ряд) и для S-волн (нижний ряд). Также были построены вертикальные сечения до глубины ~80 км для P- и для S-волн соответственно (рис. 3.18, а и 3.18, б).

На горизонтальных сечениях скоростных моделей P и S аномалий прослеживаются низкоскоростные аномалии в области осадочного бассейна Куры в восточной части Кавказа. На вертикальном сечении 3 (рис.3.18 а, б.) видно, что низкоскоростная аномалия под Курой продолжается почти до 20 км.

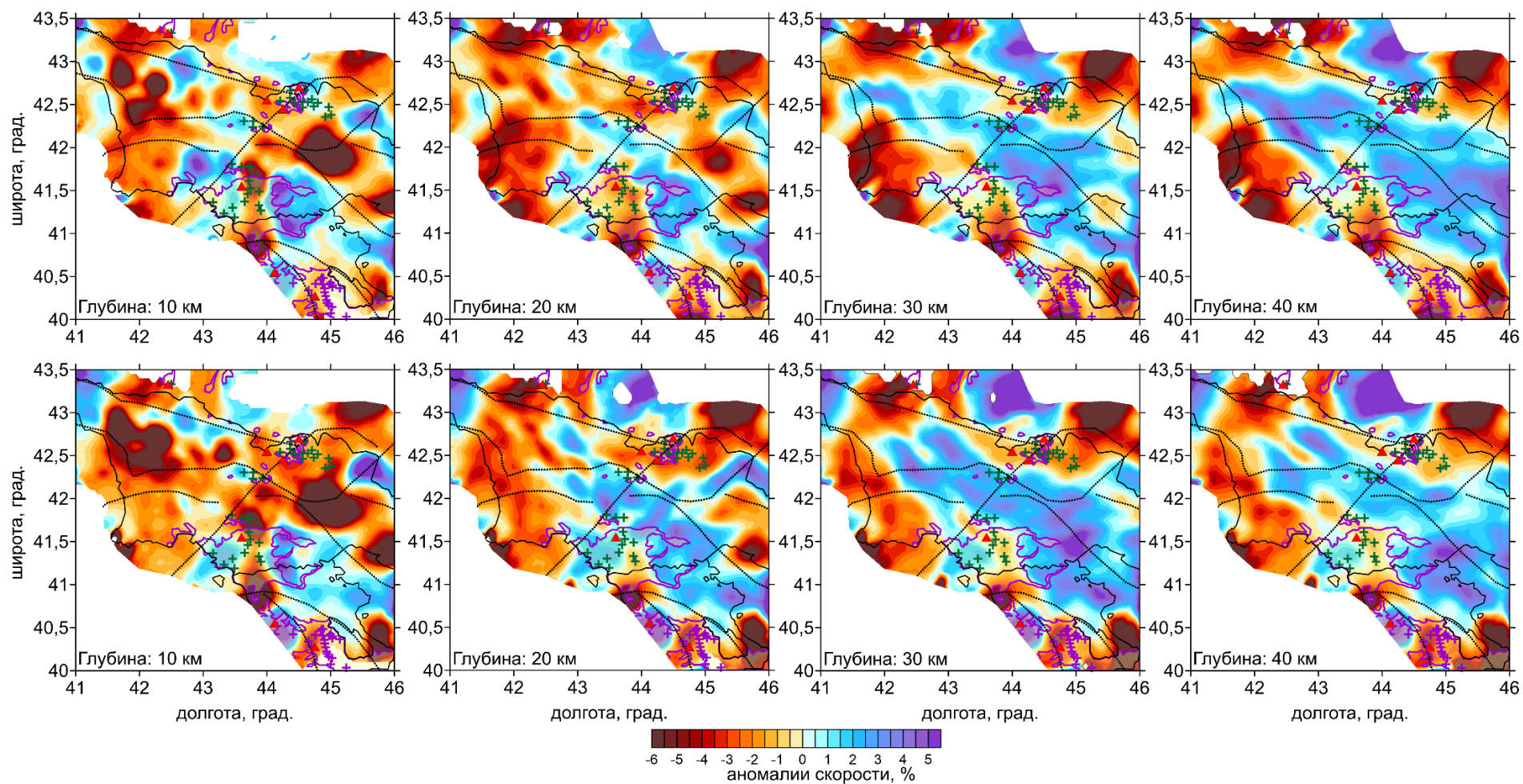


Рис.3.17. Горизонтальные сечения Р (верхний ряд) и S (нижний ряд) аномалий. Обозначения: прерывистые линии - крупные разломы Кавказа, красные треугольники - крупные вулканы, зеленые и фиолетовые точки - вулканические центры в Грузии [Tutberidze, 2011] и в Армении [Коваленко и др., 2008], соответственно. Фиолетовые контуры - вулканические поля по версии [Коваленко и др., 2008].

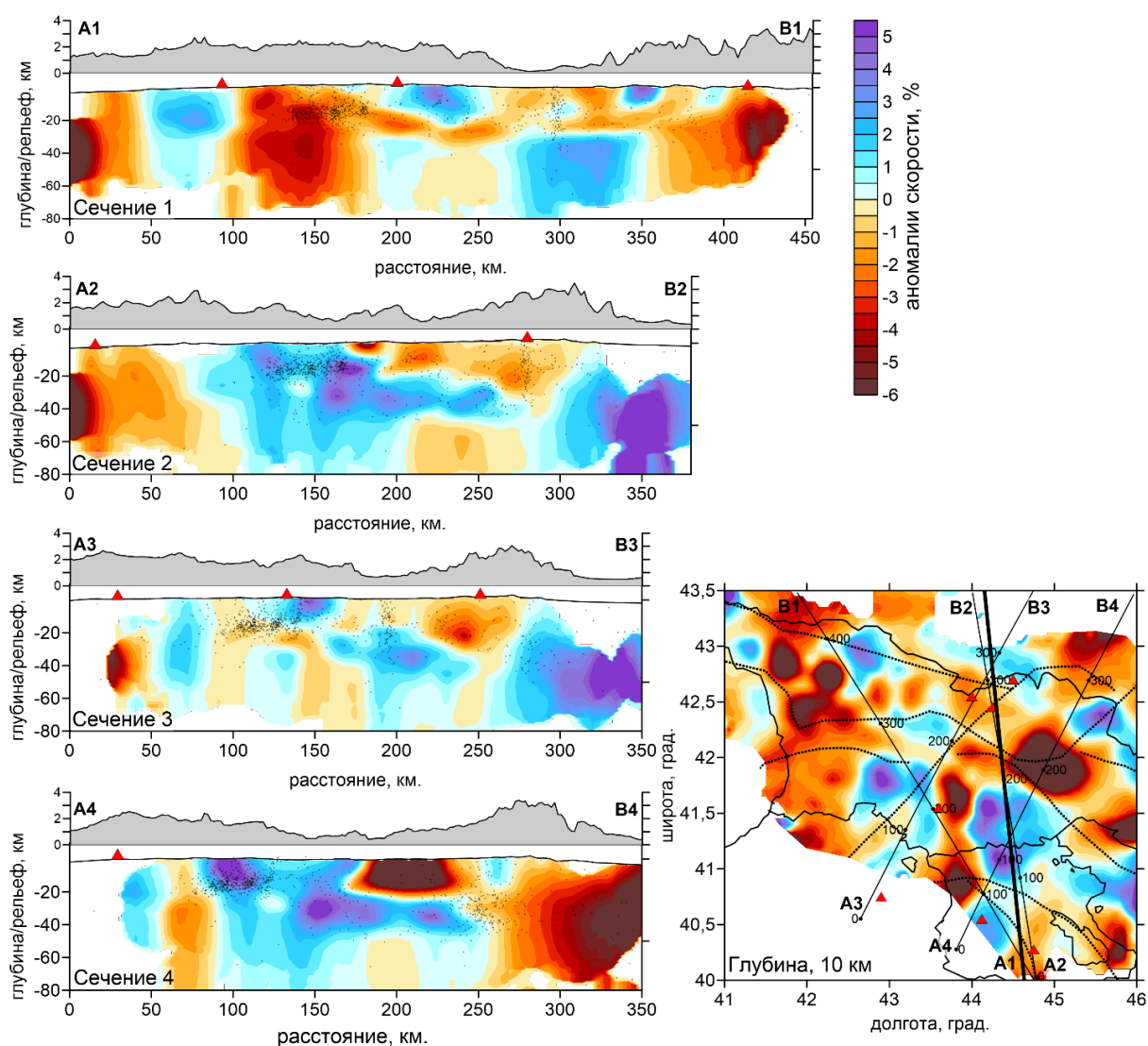


Рис. 3.18а Вертикальные сечения скоростных аномалий Р-волн. Расположение профилей показаны на карте справа. Реальный рельеф показан над профилями. Обозначения: точки - землетрясения до глубины 100 км, красные треугольники - крупные вулканы, жирная черная линия на карте - расположение регионального Сечения 2 (2АВ), показанного на (рис 3.11 и 3.12).

Также, низкоскоростные аномалии можно проследить в местах скопления вулканов. На вертикальных сечениях, (рис.3.18, а, б) видно, что низкоскоростные аномалии доходят до глубин 40 км. Вдоль юго-западного склона горного хребта Большого Кавказа наблюдается линейная низкоскоростная аномалия, которая совпадает с местоположением крупных разломов (рис.3.17).

Также стоит обратить внимание на высокоскоростную аномалию, расположенную в Транскавказском массиве. Рассматриваемая аномалия проходит между Большим и Малым Кавказом, на вертикальных сечениях и просматривается до глубин более 40 км, а также имеет наклонный характер.

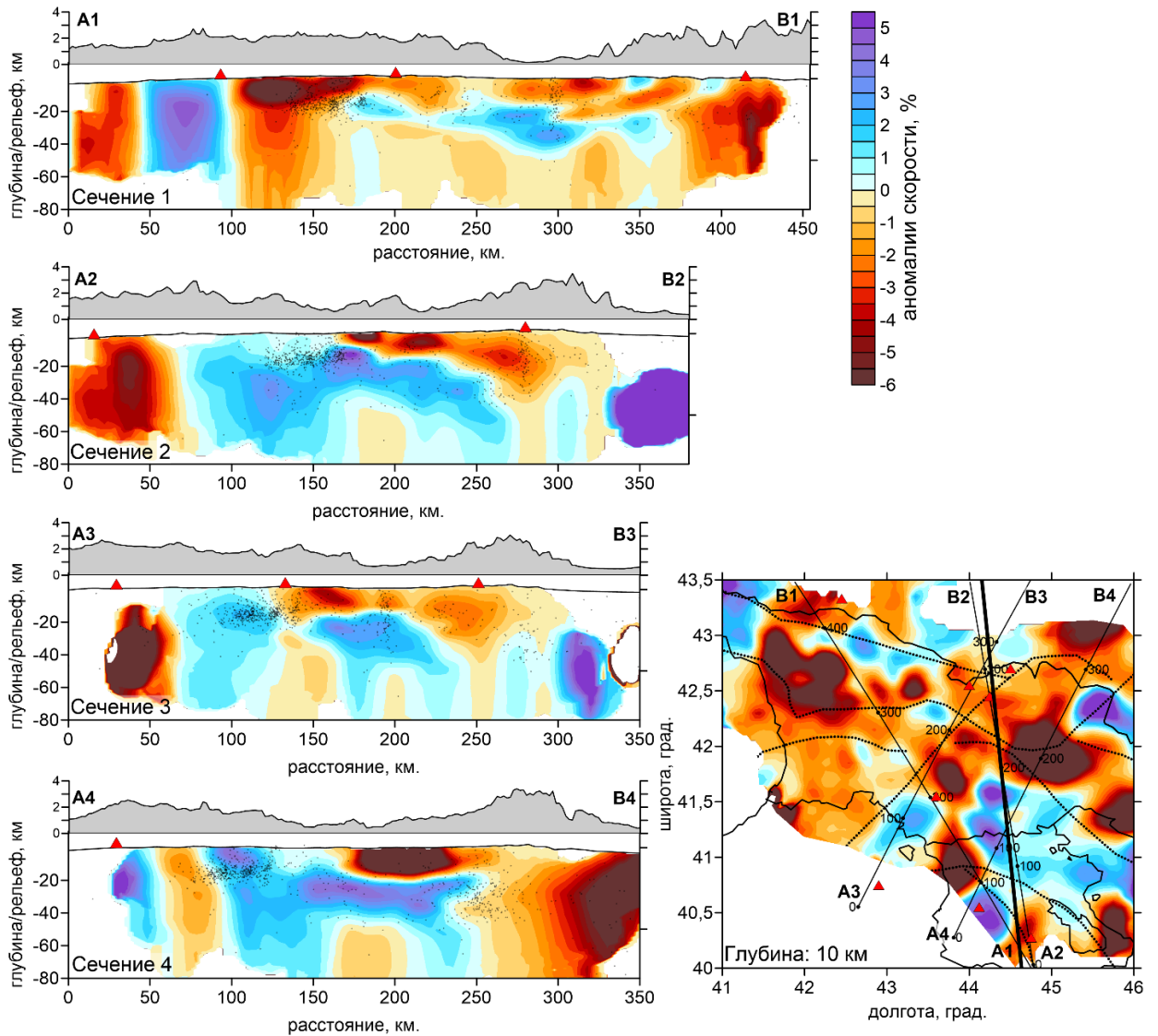


Рис. 3.18,б. Вертикальные сечения скоростных аномалий S-волн. Расположение профилей показаны на карте справа. Реальный рельеф показан над профилями. Обозначения: точки - землетрясения до глубины 80 км, красные треугольники - крупные вулканы, жирная черная линия на карте - расположение регионального Сечения 2 (2AB), показанного на (рис 3.11 и 3.12).

Тестирование моделей. В томографических исследованиях важной составляющей работы является не только получение результатов инверсии, но и предоставление явных доказательств достоверности этих результатов. Для этого производился ряд тестов.

Основной проверкой на достоверность полученных результатов является тест на сравнение независимо полученных моделей распределений аномалий скоростей P- и S-волн. В Земле на больших глубинах, как правило, крупные объекты выделяются сходным образом. В нашем исследовании наблюдается корреляция между крупными аномалиями

моделей для P- и S-волн (рис. 3.17 и рис. 3.18, а и 3.18, б), это говорит об устойчивости результатов инверсии.

Чтобы выяснить разрешающую способность сети наблюдения, в сейсмической томографии был произведен синтетический тест «Шахматная доска». В данном тесте использовались две модели, в которых синтетические аномалии составляют 40 км по латерали с расстоянием 10 км между аномалиями. Амплитуды аномалий скоростей P- и S-волн составили $\pm 5\%$. В первой модели, результаты которой изображены на рис. 3.19, а, знак аномалии не меняется с глубиной. Таким образом этот тест помогает оценить горизонтальное разрешение. Во второй модели, изображенной на рис. 3.19, б, аномалии меняют знак на глубине 20 км. Синтетические времена прихода волн были вычислены с помощью того же набора данных, той же конфигурации лучей, которые использовались для построения реальной модели. На полученные синтетические времена пробега накладывался случайный шум, имеющий среднее отклонение для данных продольных и поперечных волн, равное 0,1 с.

Процедура восстановления включает в себя все этапы расчета, которые были использованы в процессе обработки экспериментальных данных, включая этап предварительной локализации источников. Были задействованы параметры инверсии идентичные тем, которые были использованы для расчета главных моделей. Результаты восстановления модели, в которой аномалии не меняют знак с глубиной, показывают устойчиво реконструкцию синтетической модели в коре (до глубины 10 км) в большей части исследуемого региона (рис.3.19, а). Все границы и размеры аномалий шахматной доски хорошо восстановлены. Для более глубинных разрезов (глубины 30 км и более), аномалии размываются по направлению СЗ-ЮВ. Тем не менее, положение основных аномалий восстанавливается корректно.

Во второй модели, на рис. 3.19, б показаны результаты восстановления теста «Шахматная доска», в которой на глубине 20 км модель меняет знак. В этом случае видно, что разрешение хуже, чем в первой модели. В верхней части разреза до глубины 10 км,

полученные результаты являются удовлетворительными почти во всей исследуемой области. На глубине 30 км разрешение модели позволяет восстановить структуру только в восточной части, тогда как в западной части результаты размыты. Тест «Шахматная доска» также показывает, что результаты модели для Р-волн значительно выше разрешения модели для S-волн. Все выявленные синтетическим моделированием особенности должны учитываться при интерпретации расчетных сейсмических моделей.

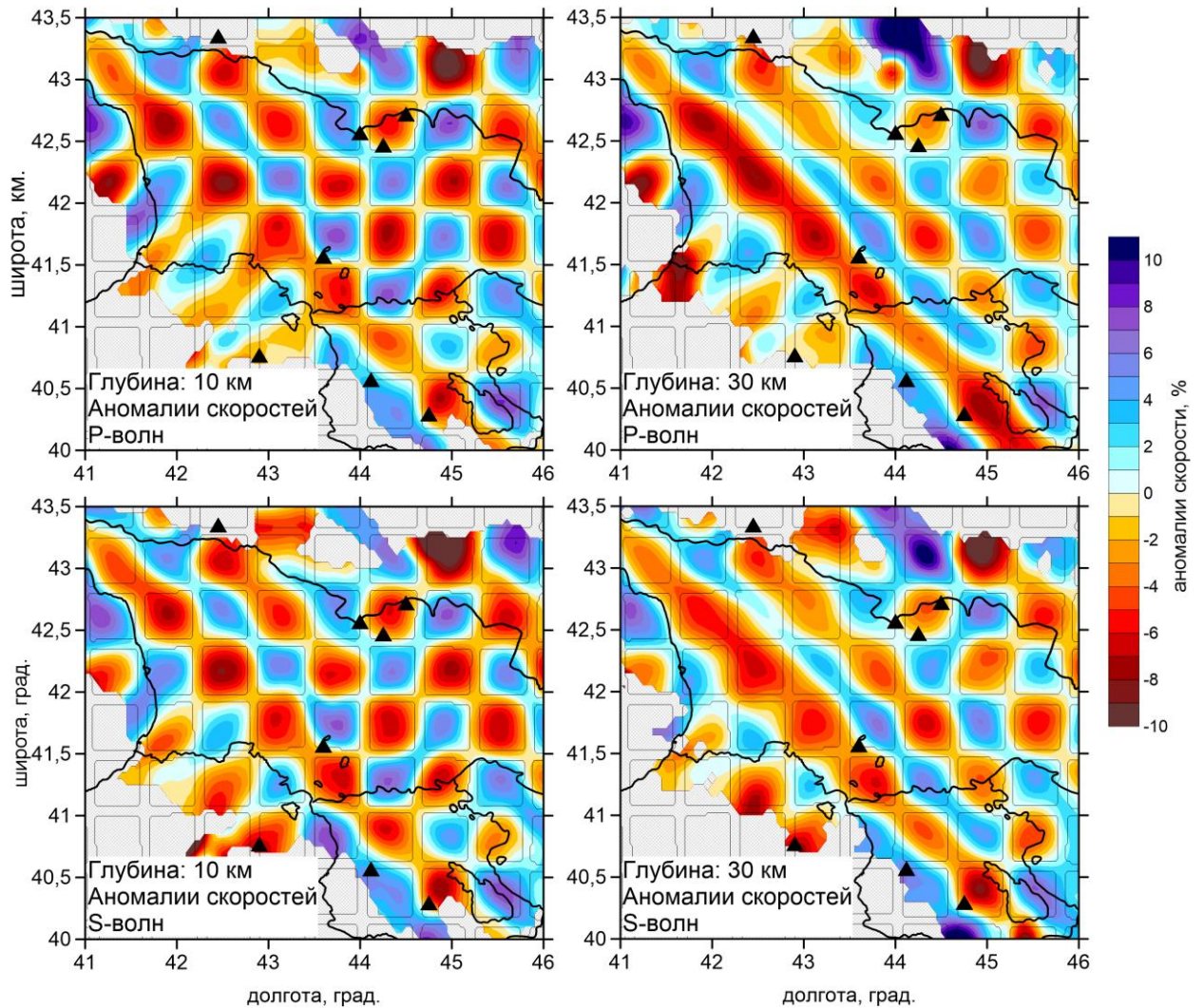


Рис. 3.19, а. Тест «Шахматная доска» с синтетическими аномалиями без изменения знака по глубине. Аномалии показаны на глубинах 10 и 30 км. Тонкие черные линии - конфигурация синтетической модели. Черные треугольники - крупные вулканы.

Как упоминалось выше, набор данных, использованный в этом исследовании, был получен из анализа старых сейсмограмм, зарегистрированных в 1970 – 1990 годах. Это объясняет относительно высокий уровень шума в данных, что отчасти это может объяснить относительно малое уменьшение невязок после итерации экспериментальных данных.

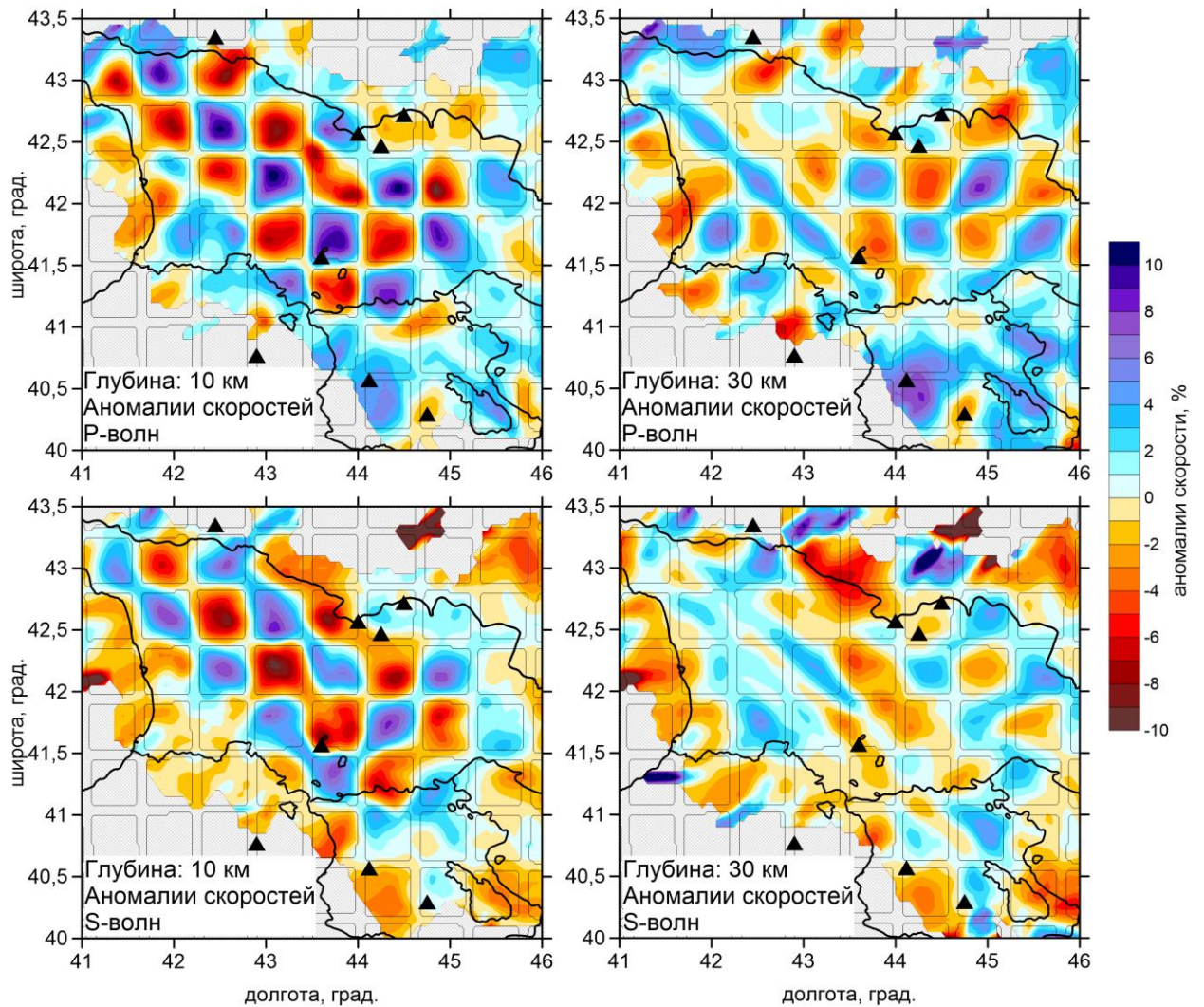


Рис. 3.19, б. Результаты синтетического теста «Шахматная доска» с аномалиями, меняющими знак на глубине 20 км.

Чтобы определить роль случайного шума в полученных результатах, необходимо выполнить тест с различными наборами данных «четные/нечетные источники», состоящий из инверсии двух независимых выборок данных (например, с четным или нечетным числом событий). Результат реконструкции модели, основанной на наборах данных с четным и нечетным числом событий, показаны на (рис. 3.20). В нашем случае, все крупные аномалии выделяются надежно в обеих группах моделей. Мелкие аномалии, которые различаются на двух моделях, следует игнорировать при интерпретации, так как они, скорее всего, вызваны случайным шумом. Следует отметить, что общий объем данных невелик, и снижение количества данных вдвое может привести к значительной потере разрешения, что также может привести к несоответствию результатов данного теста.

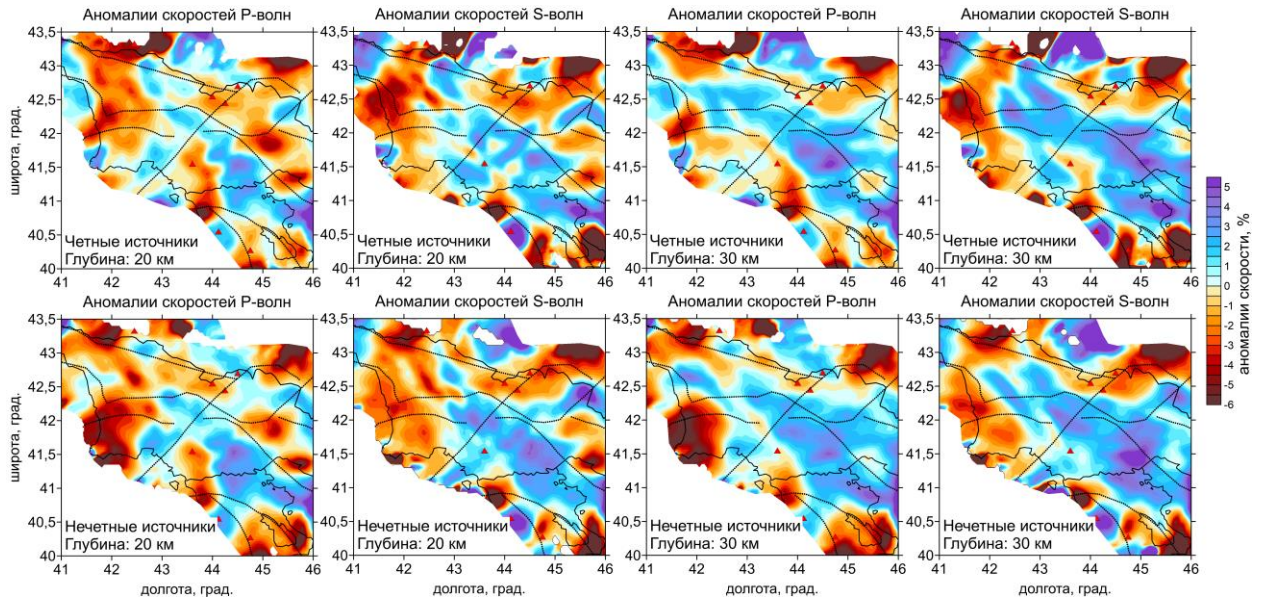


Рис. 3.20. Результаты инверсии теста на «Четные/нечетные» источники. Верхний ряд представлен результатами модели с четными источниками, нижний ряд с нечетными. Прерывистые линии показывают крупные разломные зоны Кавказа, треугольники - крупные вулканы.

3.3. Интерпретация результатов, полученных по локальной и региональной томографии

Для наиболее наглядного комплексного представления полученных результатов с помощью обоих методов, было решено наложить вертикальный разрез, полученный с помощью локальной томографии на вертикальный разрез, построенный по региональным данным (рис.3.21).

Высокоскоростные аномалии, как правило, соответствуют областям с повышенной плотностью, например, жестким и холодным блокам. Так, в моделях скоростей сейсмических волн, полученных с помощью локальной инверсии, высокоскоростные аномалии соответствуют Скифской плите и жесткому блоку в Транскавказском массиве. В результатах, полученных по региональным данным, высокоскоростные аномалии мощностью 150-200 км по периферии коллизийной зоны соответствуют Аравийской платформе на юге и Скифской плите на севере.

Низкоскоростные аномалии, как правило, в томографии выделяются зонах с меньшими плотностями или с пониженной вязкостью. Так, в обеих моделях в верхней части разреза (первые десятки километров) низкоскоростные аномалии находятся под зонами

четвертичного вулканизма Большого и Малого Кавказа. Только одна вулканическая группа - Арагатс в Армении - выделяется высокоскоростной аномалией, что, возможно, связано с прекращением активности более полумиллиона лет назад и возможным охлаждением коры. В Транскавказском массиве, где наблюдается наклонная высокоскоростная аномалия, отсутствует вулканическая активность. Возможно, этот блок – останец субдуцированной океанической плиты, который остался здесь после закрытия очередной субдукционной зоны. О наличии останца в Транскавказском массиве также говорили другие авторы, которые изучали данную проблему иными методами [Cowgill et. al., 2016; Rolland, 2017].

Важнейшим открытием данного исследования является наличие крупной низкоскоростной аномалии под коллизионной зоной Кавказ. Наличие аномалии, скорее всего, связано с разуплотнением материала мантии в зоне стыка континентальных плит. На основании имеющихся сейсмических результатов можно предположить, что мантийная часть литосферы под зоной коллизии между Аравийской и Европейской плитами в районе Кавказа практически отсутствует. Это объясняет слабую прочность литосферы, которая способствует активному горообразованию в зоне коллизии. Можно предположить, что мантийная литосфера на стыках континентальных плит погружается в виде капель. На основании полученных результатов, автор делает вывод, что именно процесс деламинации, является основным для объяснения погружения мантийной части литосферы в зонах континентальной коллизии.

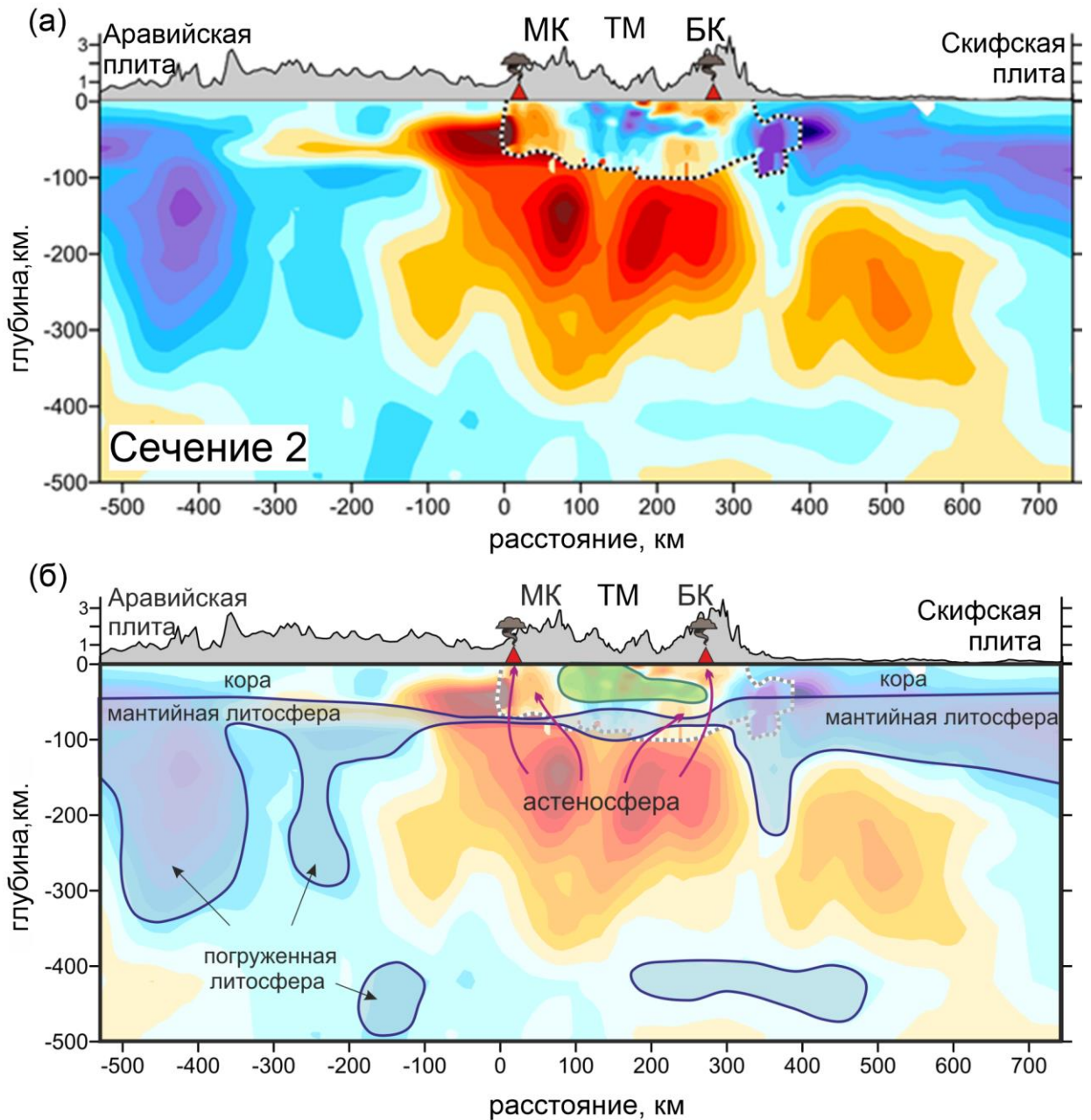


Рис. 3.21. (а) Наложение результатов локальной томографии (выделено прерывистой линией) на результаты региональной томографии. Модель локальной томографии соответствует Р - аномалиям 2 сечения на рис. 3.14а. (б) Схематическая интерпретация томографических моделей. Голубые области обозначают части мантийной литосферы; зеленая область показывает плотный блок в Транскавказском массиве. Стрелки указывают на поднятие теплого материала астеносферы. Расположение регионального профиля показано на (рис 3.11 а,б и 3.18 а,б) на горизонтальном сечении.

ГЛАВА 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КАВКАЗА

После получения результатов по исследуемым регионам было решено их сравнить. Это решение обосновывалось тем фактом, что оба региона относятся к одному складчатому коллизионному комплексу и имеют похожую историю эволюции. Оба региона образовались при закрытии океана Тетис, в эволюции происходили множественные процессы образования окраинных морей и закрытий зон субдукции, и к настоящему моменту оба региона испытывают сжатие. Решение было не ошибочным, потому как полученные результаты сейсмической томографии коллизионных зон Кавказа и Тянь-Шаня позволяют утверждать, что они имеют общие черты, как видно из рис.4.1.

Из общих черт можно выделить следующие:

- 1) Наличие низкоскоростной аномалии непосредственно под зоной горообразования, что свидетельствует о частичном или полном отсутствии мантийной части литосферы под коллизионной зоной;
- 2) Погружение мантийной части литосферы плит, участвующих в коллизии, которая прослеживается в виде высокоскоростных аномалий;

Особенности строения коллизионных зон, наблюдаемые с помощью полученных сейсмических моделей, могут быть объяснены процессом деляминации. Согласно авторам работы [Кай and Кай, 1993], деляминация - это процесс отслоения мантийной части литосферы и ее погружение в астеносферу на глубину. Стандартная модель деляминации была предложена еще в 80-х годах, однако, существование процесса деляминации является очень спорным вопросом, поскольку мантийная часть литосферы не обладает достаточной плотностью и массой, чтобы погрузиться в мантию.

Несмотря на это, ряд исследователей обосновывает и описывает процесс деляминации с точки зрения физики и геохимии [England and Houseman, 1989; Bird and Baumgardner, 1981; Turcotte, 1989; Schmeling and Marquart, 1991; Dewey, 1988].

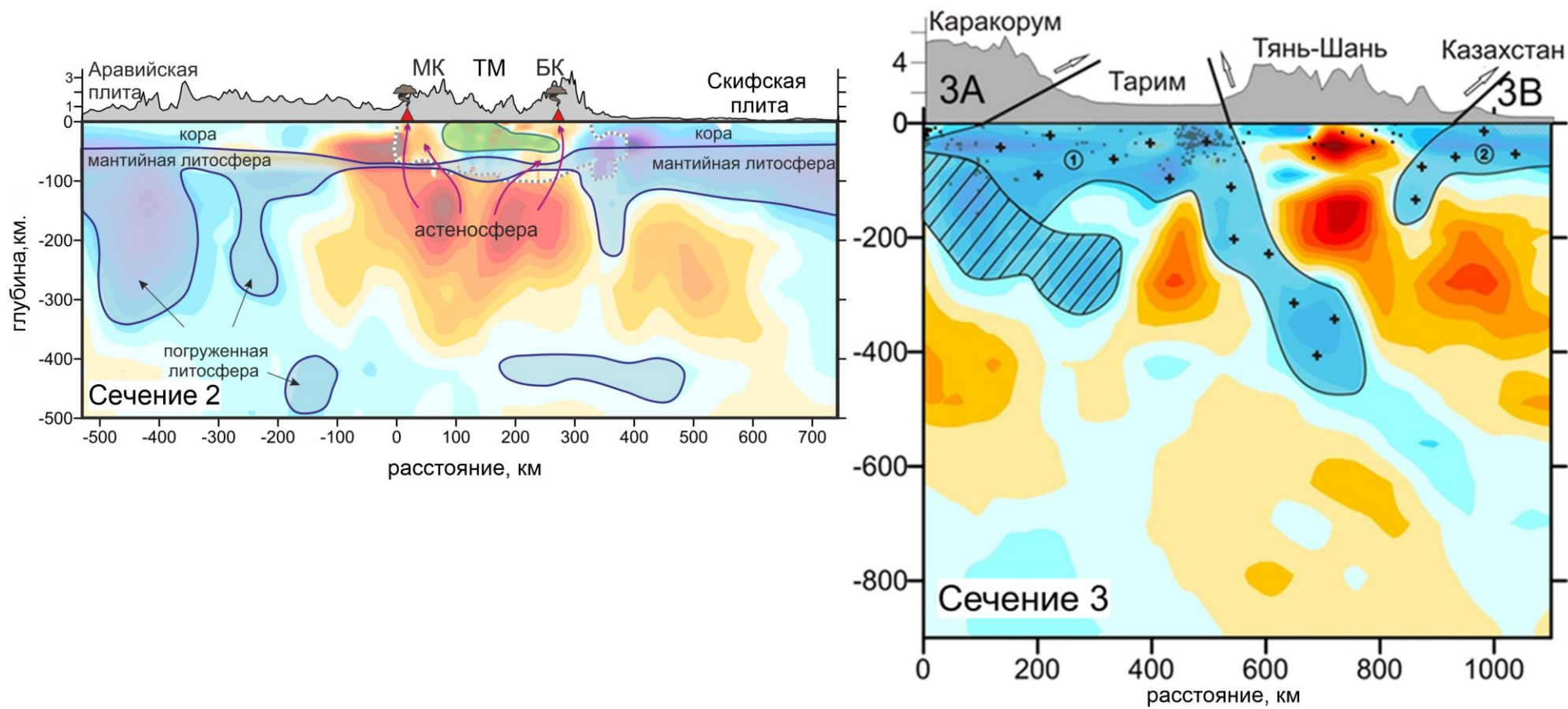


Рис. 4.1. Скоростные модели глубинного строения Кавказа (слева) и Киргизского Тянь-Шаня (справа).

Также есть ряд современных работ по математическому моделированию [Ueda et al., 2012; Toussaint, Burov, Jolivet, 2004; Faccenda, Minelli, Gerya, 2009] и сейсмотомографическим исследованиям [Ni and Barazangi, 1984; Brandon and Romanowicz, 1986; Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2013; Vijwaard, et al., 1998], которые показывают, что идея существования процесса деляминации имеет конкретную физическую основу.

Кратко процесс деляминации можно описать таким образом. Во время коллизии, происходит сжатие, которое приводит к значительному утолщению коры. За счет утолщения коры, ее корень погружается на большие глубины, на которых происходят тепловые, фазовые изменения, а также изменения состава. При этом корень погруженной коры становится более плотным, чем подстилающая литосферная мантия. Самая большая часть отрицательной плавучести находится на стыке между верхней частью верхней мантии и нижней частью коры, именно в этом месте и будет происходить расслоение. При отслаивании и погружении мантийной части литосферы, ее место занимает более горячая астеносфера.

Одним из лучших доказательств существования деляминации являются выходы на поверхность магматического материала в зонах коллизии, в которых сохраняется информация о температуре и составе коры и мантии [Defant and Drummond, 1990].

Вышеперечисленные авторы предлагают ряд факторов выступающих триггерами при процессе деляминации:

- 1) Критический уровень сжатия. При латеральном сжатии мантийная литосфера становится гравитационно неустойчива. Подстилающая астеносфера является наиболее устойчивой, поэтому мантия, стремясь вернуться в состояние равновесия, будет погружаться большими объемами. Это может произойти только при критическом уровне сжатия [England and Houseman, 1989; Kay and Kay, 1993]. Необходимыми условиями при этом являются скорость компрессионного утолщения [Houseman et al., 1981; McKenzie and O’Nions, 1983] и наличие флюида [Киселев и др., 2004]. Чем скорость сжатия выше, тем

быстрее пойдут фазовые переходы в утолщенной коре, которые ведут к ускорению процессов деляминации.

2) Эклогитизация. При погружении нижней (базальтовой) части коры на глубину более 50 км, происходят фазовые превращения, которые ведут к выплавлению более плотного эклогита [Austrheim, 1990; Bird, 1988]. Каждые 10% эклогита увеличивают плотность примерно на 1%. Как отмечено в работе [Соболев и Бабейко, 1989], толщина коры ограничена максимальным значением этих фазовых переходов, потому что базальтовый состав пород классифицируется (плотностью и сейсмической скоростью) как «кора», если она имеет в составе габбро минералы, и как «мантия», если она имеет эклогитовую составляющую. Корень коры, мощность которой менее 50 км, плавится и растекается латерально [Bird, 1991; Schmeling and Marquart, 1991]

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

4) Субдукция. Как было сказано в первой главе, согласно работам [Harris et al., 1986; Dewey, 1988], коллизионным процессам зачастую предшествует субдукция. В работе [Toussaint et al., 2004] с помощью математического моделирования показано, что процессам деляминации способствуют погруженные океанические плиты. Океанические плиты являются более тяжелыми, чем континентальные. После закрытия зоны субдукции, более плотная тяжелая 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.

В связи с тем, что истории развития исследуемых регионов имели различия, соответственно картина глубинного строения у них также отличаются. Основные различия скоростных неоднородностей регионов заключаются в следующем:

1) характере погружения высокоскоростных аномалий, относящихся к мантийным частям литосферы. Например, высокоскоростные аномалии под Кавказом имеют каплевидную форму, также видны части погружения мантийной части литосферы на глубину в мантию, в то время как под Тянь-Шанем высокоскоростные аномалии имеют линейный характер и погружаются под коллизионную зону полого.

2) размерах низкоскоростных аномалий. «Окно» низкоскоростной аномалии, которая наблюдается в обоих регионах под горными хребтами, также имеет различный характер. Автор называет эту аномалию окном по причине того, что наличие низких скоростей в этой части коллизионной зоны свидетельствует о полном или частичном отсутствии мантийной части литосферы. В Кавказском регионе «окно» низких скоростей составляет ~450 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.

Обоснование различий результатов. Как было сказано выше, среди процессов, влияющих на внутриколлизионные механизмы, можно выделить эклогитизацию, субдукцию, конвективные потоки и процесс сжатия.

Субдукция в процессе эволюции в регионе Тянь-Шаня последний раз происходила еще в палеозое, после чего регион пережил пенеплен, который длился весь мезозой, далее в кайнозое начался активный орогенез, который продолжается по сей день. В Кавказском регионе весь фанерозой происходили сложные процессы эволюции, которые сопровождались различными взаимодействиями континентальных и океанических блоков. Субдукция на Кавказе последний раз происходила в миоцене [Zonnenshain and Le Pichon, 1986; Vincent et al., 2007; Cowgill et al., 2016]. Можно предложить, что более широкое раскрытие низкоскоростного «окна» (~450 км) в Кавказе, а также вертикальное каплевидное погружение мантийной части литосферы под Кавказом могло дополнительно

провоцироваться относительно недавним закрытием зоны субдукции, которая находилась между Большим и Малым Кавказом. Останец океанической плиты в Транскавказском массиве наблюдается между горными хребтами до сих пор, о чем свидетельствуют результаты работы, описанной в статье [Rolland, 2017]. Также, Кавказ в отличие от Тянь-Шаня обладает активным современным вулканизмом. Есть работы, которые указывают на то, что Кавказский вулканизм частично относится к субдукционному [Tutberidze, 2011; Keskin, 2003], а частично к коллизионному типу [Pearce et al., 1990; Koulakov et al., 2012], об этом на данный момент ведутся активные дискуссии. Возможно, за счет большого раскрытия низкоскоростного «окна» вулканизм на Кавказе дополнительно подпитывается от горячей астеносферы, которая заняла место погружившейся мантийной части литосферы.

Существуют исследования, которые гласят о том, что мощность коры Тянь-Шаня составляет более 60 км [Vinnik et al., 2004], и базальтовый слой, из которой состоит мафическая кора гораздо больше, гранитного [Гамбурцев, 1960]. Эти факторы могут указывать на существование процессов эклогитизации. Также существует ряд работ, которые свидетельствуют о наличии плюмовой ячейки под Центральным Тянь-Шанем.

Таким образом, все вышесказанное в совокупности с полученными нами данными дает возможность предполагать о том, что процесс деляминации в исследуемых регионах происходил по-разному: в Кавказском регионе триггером погружения мантийной части литосферы выступило закрытие относительно недавней субдукционной зоны, а в Киргизском Тянь-Шане эклогитизация и, возможно, плюмовая ячейка.

Сейсмические изображения глубинных структур исследуемых регионов отличаются из-за характерных особенностей эволюции, исследования которых могут помочь автору при дальнейшем изучении процессов деляминации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приводятся результаты сейсотомографических исследований коллизионных зон Кавказа и Киргизского Тянь-Шаня. В качестве результатов представлены скоростные модели, полученные с помощью локальной и региональной томографии. Полученные с помощью двух алгоритмов модели сейсмических волн дополнили друг друга. Локальная томография регионов позволила получить сейсмическую структуру коры, а региональная томография позволила изучить верхнюю часть верхней мантии исследуемых коллизионных зон. После получения скоростных структур регионов, они были сопоставлены друг с другом, что производилось впервые. При составлении сравнительной характеристики результатов были обнаружены общие черты глубинного строения: погружающаяся мантийная часть литосферы в виде высокоскоростных аномалий по периферии коллизионной зоны; низкоскоростная аномалия под горными хребтами. Были уточнены размеры уже известных аномалий, а также была предложена интерпретация глубинной структуры и механизм ее образования. Все результаты опубликованы в пяти статьях в высокорейтинговых журналах [Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2013, Zabelina et al., 2016; Кулаков и Забелина, 2016; Sychev et al., 2018].

В дальнейшей своей работе автор планирует более глубоко заняться исследованием механизмов, происходящих в коллизионных зонах, а именно процессов деляминации. Для этого автор планирует уделить внимание исследованиям других коллизионных зон, чтобы набрать большее количество статистических данных, а также автор планирует в дальнейших исследованиях использовать самостоятельный комплексный анализ глубинных методов, таких как гравиметрия, математическое моделирование, трековое датирование, геохимические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шован А.* Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 50–62.
2. *Бакиров А.* Эволюция литосферы Тянь-Шаня // *Изв. НАН КР (Бишкек)*. 1999. С. 3–14.
3. *Бакиров А., Максумова Р.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // *Геология и Геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435-1443.
4. *Баталев, В.Ю., Баталева, Е.А., Егорова, В.В., Матюков, В.Е., Рыбин, А.* Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // *Геология и геофизика*. 2011. № 52 (12). С. 2022-2031.
5. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – Изд-во С.-Петербургского университета. 1996. 189 с.
6. *Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Щелочков Г.Г.* Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS // *Геотектоника*. 2010. № 2. С. 23–42.
7. *Буртман В.С.* Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // *Геотектоника*. 2012. № 3. С. 18-18.
8. *Буслов М.М., Кох Д.А.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 9. С. 862-871.
9. *Винник Л.П., Сайипбекова А.М., Юдахин Ф.Н.* Глубинная структура и динамика литосферы Тянь-Шаня // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 268. №. 1. С. 143–146.

10. *Винник Л.П.* Сейсмические свойства мантийных плюмов // Сейсмология. Вестник ОГГГГН РАН. 1998. №3 (5). С. 194-202.
11. *Гамбурицев А.Г.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на северном Тянь-Шане: Избранные труды. М.: АН СССР, 1960. 316 с.
12. *Гесь М.* Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Изв. НАН КР (Бишкек). 1999. С. 33-42.
13. *Губин И.Е. (ред.)*. Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука. 1986. 158 с.
14. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 409 с.
15. *Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталёв В.Ю.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42 (10). С. 1634—1640.
16. *Зубович А.В., Мосиенко О.И., Еремеев П.В., Бака Б.Н., Карякин Ю.В.* О поле скоростей современных движений земной коры Тянь-Шаня // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 202–205.
17. *Карапетян К.И., Адамян А.А.* Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд-во АН Арм, 1973. 166 с.
18. *Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В.* Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20-29.
19. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатииков 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. В 8 томах. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008.

20. *Краснопевцева Г.В.* Геолого-геофизические особенности и строение слоев с пониженными скоростями в земной коре. М.: ВИЭМС, 1978. 36 с.
21. *Кулаков И.Ю., Забелина И.В.* Глубинные источники вулканизма на Кавказе // Природа. 2016. № 4. С. 73–75.
22. *Лаверов Н.П. (ред.).* Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) // М.: Научный мир, 2005. 400 с.
23. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. 2004. Т. 12. № 1. С. 94-113.
24. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* К-Аг-возраст и Sr-Nd-изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Большой Кавказ) // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408. № 4. С. 517-522.
25. *Литовченко И.Н.* Соотношение сейсмичности с новейшими морфоструктурами Тянь-Шаня // Проблемы эволюции открытых систем. 2005. Т. 2. С. 79-84.
26. *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.* Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 615-628.
27. *Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддвиг. Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

28. *Макаров В.И., Макарова Н.В.* О возрасте, формах и механизмах новейшего горообразования в Тянь-Шане // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов // 2011. Т. 2. С. 223–228.
29. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.
30. *Николаевский В.Н.* Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232с.
31. *Пейве А.В. (ред.)*. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
32. *Погребной В.Н., Сабитова Т.М.* Отражение многоярусной структуры Тибетского плюма и сейсмичности Высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1532–1542.
33. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
34. *Рыбин А.К.* Магнитотеллурические и сейсмические исследования по трансекту MANAS // Вест. ВГУ. Сер. Геология. 2010. № 1. С. 218-228.
35. *Сабитова Т.М., Адамова А.А.* Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1543–1553.
36. *Соболев С.В., Бабейко А.Ю.* Физико-Петрологические модели нижней коры континентов: кристаллическая кора в пространстве и времени // Магматизм. 1989. С. 199.
37. *Тычков С. А., Кучай О. А., Бушенкова Н. А., Брагин В. Д., альметьева З. А.* Природа современных деформаций коры северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. №49(4). С. 367-381.
38. *Уломов В.И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.

39. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Сейсмическое районирование России на основе автоматизированных технологий // Проект. 1998. С. 30–34.
40. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации-ОСР-97 // Масштаб. 1999. Т. 1. № 8.
41. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. №7. С. 31–45.
42. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
43. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Аракелянц М.М., Гольман Ю.В. Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384-389.
44. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // ДАН РФ. 2002. Т. 384. № 1. С. 95-102.
45. Abdrakhmatov, K.E., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Yu.A., Tsurkov, V.E., Zubovich, A.V.. Relatively recent construction of the Tian Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature. 1996. V. 384. № 6608. 450 p.
46. Adamia, S.A. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System: Discussion and Reply: Discussion // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86. № 5. P. 719-720.
47. Adamia, S.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // Tectonophysics. 1977. V. 40. № 3-4. P. 183-199.

48. *Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I., Zakariadze, G.* Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean // *Journal of Structural Geology*. 1981. V. 3. № 4. P. 437-447.
49. *Adamia, Sh., Alania, V., Chabukiani, A., Kutelia, Z., Sadraze, N.* Great Caucasus (Cavcasioni): a longlived north Tethyan back-arc basin // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2011. V. 20. № 5. P. 611-628.
50. *Aitchison, J.C., Ali, J.R., Davis, A.M.* When and where did India and Asia collide? // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. P. 1–19.
51. *Al-Damegh, K., Sandvol, E., Al-Lazki, A., & Barazangi, M.* Regional seismic wave propagation (Lg and Sn) and Pn attenuation in the Arabian Plate and surrounding regions // *Geophysical Journal International*. 2004. T. 157. №. 2. C. 775-795.
52. *Al-Lazki, A.I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., Mohamad, R.* Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates // *Geophysical Journal International*. 2004. V. 158. № 3. P. 1024-1040.
53. *Austrheim, H.* The granulite-eclogite facies transition: A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*. 1990. V. 25. № 1-3. P. 163-169.
54. *Avagyan, A., Sosson, M., Philip, H., Karakhanian, A., Rolland, Y., Melkonyan, R., Rebai S., Davtyan, V.* Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data // *Geodinamica Acta*. 2005. V. 18. № 6. P. 401-416.
55. *Avouac, J.P., Tapponnier, P.* Kinematic model of active deformation in central Asia // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20. № 10. P. 895-898.
56. *Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H., Wang, G.* Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1993. V. 98. № B4. P. 6755-6804.

57. *Balassanian, S.Y., Martirosyan, A. H., Nazaretian, S. N., Arakelian, A. R., Avanesian, A. S., Igumnov, V. A., Ruttener, E.* Seismic hazard assessment in Armenia // *Natural hazards*, 1998. V. 18. № 3. P. 227-236.
58. *Batalev, V.Y. Bataleva, E.A., Egorova, V.V., Matyukov, V.E., Rybin, A.K.* The lithospheric structure of the Central and Southern Tien Shan: MTS data correlated with petrology and laboratory studies of lower-crust and upper-mantle xenoliths // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. № 12. P. 1592-1599.
59. *Batalev, V.Y., Bataleva, E.A.* The state of the lithosphere in the junction zone of Tarim and Tien Shan according to the petrological interpretation of the magnetotelluric data // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2013. V. 49. № 3. P. 384-391.
60. *Bazhenov, M.L.* Cretaceous Paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, Central Asia: tectonic implications // *Tectonophysics*. 1993. V. 221. P. 251–267.
61. *Beghoul, N., Barazangi, M., Isacks, B. L.* Lithospheric structure of Tibet and western North America: Mechanisms of uplift and a comparative study // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1993. T. 98. № B2. P. 1997-2016.
62. *Bielinski R.A. et al.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // *Geophysical Research Letters*, 2003. V. 30. № 15.
63. *Bird, P., Baumgardner, J.* Steady propagation of delamination events // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1981. V. 86. № B6. P. 4891-4903.
64. *Bird, P.* Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model // *Science*. 1988. V. 239. № 4847. P. 1501-1507.
65. *Bird, P.* Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1991. V. 96. № B6. P. 10275-10286.
66. *Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. V. 103. № B12. P. 30055-30078.

67. *Bozkurt, E.* Neotectonics of Turkey—a synthesis // *Geodinamica acta*. 2001. V. 14. № 1-3. P. 3-30.
68. *Bragin, V.D., Batalev, V.Yu., Zubovich, A.V., Lobanchenko, A.N., Rybin, A.K., Trapeznikov, Yu.A.* Qualitative bearing of modern movements on the deep geo-electric structure of the earth's crust in the Central Tian Shan and distribution of seismicity *Russian Geology and Geophysics*. 2001. V. 42. P. 1610–1629.
69. *Brandon, C., Romanowicz, B.A.* “no-lid” zone in the central Chang-Thang platform of Tibet: Evidence from pure path phase velocity measurements of long period Rayleigh waves // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1986. V. 91. № B6. P. 6547-6564.
70. *Bump, H.A., Sheehan, A.F.* Crustal thickness variations across the northern Tien Shan from teleseismic receiver functions // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 7. P. 1055-1058.
71. *Burmin, V.Y. Avetisyan, A.M., Sergeeva, N.A., Kazaryan, K.S.* Some seismicity regularities of the Caucasus // *Seismic Instruments*, 2014. V. 50. № 3. P. 192-195.
72. *Burtman, V.S., Peive, A.V., Ruzhentsev, S.G.* Main faults of the Tien-Shan and Pamir (in Russian), in *Faults and Horizontal Movements of the Earth's Crust*, 1963 P. 152–172.
73. *Burtman, V.S.* Tian Shan and high Asia: geodynamics in the Cenozoic // *Trudy Geologicheskogo Instituta, Rossiiskaya Akademiya Nauk*. 2012. V. 603. P. 1-188.
74. *Buslov, M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // *Himalayan Journal of Sciences*. 2004. V. 2. № 4. P. 104-105.
75. *Buslov M., and De Grave.,* Seismic hazard in Tien Shan: basement structure control over the deformation induced by Indo-Eurasia collision // *Tectonics*. InTech, 2011. C. 199-224.
76. *Burtman, V.S., and Molnar P.,* Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 1993. №281, 76 p.
77. *Chelidze T. Javakhishvili Z, Varazanashvili O., Elashvili M., Kolesnikov Yu., Godoladze T., Butikashvili N., Ghlonti E.* Seismic hazard assessment of Georgia. 1999.

78. *Cong L., Mitchell B. J.* Lg coda Q and its relation to the geology and tectonics of the Middle East // *Q of the Earth: Global, Regional, and Laboratory Studies*. Birkhäuser, Basel, 1998. C. 563-585.
79. *Cowgill, E., Forte, A.M., Niemi, N., Avdeev, B., Tye, A., Trexler, C., Javakhishvili Z., Elashvili, M., Godoladze, T.* Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // *Tectonics*. 2016. V. 35. № 12. P. 2918-2947.
80. *Chen, H., Kosarev, G., Roecker, S.* Shear wave velocity structure at depths 0–410 km determined by the teleseismic broadband P-waveforms in northern Pakistan and Kirghizstan // *EOS Trans*. 1994. V. 75. 464 p.
81. *Chen, Y.H., Roecker, S.W., Kosarev, G.L.* Elevation of the 410 km discontinuity beneath the central Tien Shan: Evidence for a detached lithospheric root // *Geophysical research letters*. 1997. V. 24. № 12. P. 1531-1534
82. *Cobbold, P.R., Davy, P.H.* Indentation tectonics in nature and experiment. II: Central Asia // *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*. 1988. V. 14. P. 143-162.
83. *Defant, M.J., Drummond, M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. № 6294. 662 p.
84. *De Grave, J., Van Den Haute, P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*. 2002. V. 349. № 1-4. P. 145-159.
85. *De Grave, J., Buslov, M.M., Van Den Haute, P.* Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan Journal of Sciences*. 2004. V. 21. № 41. P. 121-122.
86. *De Grave, J., Buslov, M., Metcalf, J., Batalev, V.* From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 26. P. 133-133.

87. *De Grave, J., Buslov, M.M.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. № 2-3. P. 188-204.
88. *De Grave, J., Glorie, S., Glorie, S., Buslov, M.M., Izmer, A., Fournier-Carrie, A., Batalev, V.Y., Vanhaeckec, F., Van den Haute, P., Elburg, M.* The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. № 4. P. 745-763.
89. *Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F.A.M.C., Şengör, A.M.C.* Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone // *Geological Society, London, Special Publications*. 1986. V. 19. № 1. P. 1-36.
90. *Dewey J.F., Shackleton, R.M., Chengfa, C., Yiyin, S.* The tectonic evolution of the Tibetan Plateau // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1988. V. 327. № 1594. P. 379-413.
91. *Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *International Geology Review*, 1996. V. 38. № 5. P. 430-466.
92. *Dobretsov, N.L., Buslov, M.M.* Problems of geodynamics, tectonics, and metallogeny of orogens // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. № 12. P. 1505-1515.
93. *Engdahl, E.R., van der Hilst, R., Buland, R.* Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1998. V. 88. № 3. P. 722-743.
94. *England, P., Houseman, G.* Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1989. V. 94. № B12. – P. 17561-17579.
95. *Faccenda M., Minelli G., Gerya T.V.* Coupled and decoupled regimes of continental collision: numerical modeling // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009. V. 278. № 3–4. P. 337–349.

96. *Gamkrelidze I.P.* Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time // *Tectonophysics*, 1986. V. 127. №. 3–4. P. 261–277.
97. *Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G.* Active deep faults map and the catalogue for the territory of Georgia // *Bulletin of the Georgian Academy of Sciences*. 1998. V. 157. №. 1. P. 80.
98. *Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt granite: cooling of two late pliocene igneous bodies in The Greater Caucasus Mountains, Russia. // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995. V. 134. №. 3-4. P. 377-391.
99. *Gök R., Türkelli N., Sandvol E., Seber D., Barazangi M.* Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions // *Geophysical Research Letters*, 2000. V. 27. №. 3. P. 429-432.
100. *Gök R., Sandvol E., Türkelli N., Seber D., Barazangi M.* Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions // *Geophysical Research Letters*, 2003. V. 30. №. 24.
101. *Gök R., Mellors R. J., Sandvol E., Pasyanos M., Hauk T., Takedatsu R., Yetirmishli G., Teoman U., Turkelli N., Godoladze T., Javakishvirli Z.* Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011. V. 116. №. B5.
102. *Ghose S., Hamburger M., Virieux J.* Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998. V. 103. №. B2. P. 2725-2748.
103. *Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Geological Society, London, Special Publications*, 1986. V. 19. №. 1. P. 67–81.
104. *Hearn T.M., Ni J.* Pn velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian Plateau. // *Geophysical Journal International*, 1994. V. 117. №. 2. P. 273-283.

105. *Hess J.C., Lipolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I.* The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships. // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993. V. 117. №. 3-4. P. 393-406.
106. *Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P.* Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981. V. 86. №. B7. P. 6115-6132.
107. *Jackson J., McKenzie D.* The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // *Geophysical Journal International*, 1988. V. 93. №. 1. P. 45-73.
108. *Jackson, J.* Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1992. V. 97. №. B9. P. 12471-12479.
109. *Jackson, J.A., Ambraseys, N.N., Giardini, D., Balassanian, S.* Convergence between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. // *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*. Kluwer, 1997. V. 28. P. 79-90.
110. *Jahn, B.M., Wu, F-Yu., Chen, B.* Growth of Asia in the Phanerozoic — Nd isotope evidence // *Gondwana Research*. 2001. V. 4. №. 4. P. 640-642.
111. *Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J. Isacks, B.* Lateral variation in high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1981. V. 86. №. B10. P. 9377-9396.
112. *Kay, R.W., Kay, S.M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177—189.
113. *Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophysical Journal International*. 1995. T. 122. №. 1. P. 108-124.

114. *Keskin, M.* Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. №. 24.
115. *Khain, V. E.* Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation // *American Journal of Science*. 1975. V. 275. P. 131–156.
116. *Kondorskaya, V., Shebalin, N.* New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times Through 1977, pp. 608. World Data Cent. A Solid-Earth Geophys., Boulder, Colorado. 1982.
117. *Kosarev, L., Petersen, N., Vinnik, L., Roecker, S.* Receiver function for the Tien Shan analog broaden network: on constrains in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault. // *Journal Geophysics Research*. 1993. V. 98. P. 4437–4448.
118. *Koulakov, I.* LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. V. 99. № 1. P. 194-214.
119. *Koulakov, I.Yu.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travelttime data. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2011. V. 116. № B4.
120. *Koulakov, I., Zabelina, I., Amanatashvili, I., Meskhia, V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography. // *Solid Earth*. 2012. V. 3. № 2. P. 327-337.
121. *Koulakov, I., Sobolev, S.V.* A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region // *Geophysical Journal International*. 2006. V. 164. № 2. P. 425-440.
122. *Kumar, P., Yuan, X., Kind, R., Kosarev, G.* The lithosphere-asthenosphere boundary in the Tien Shan-Karakoram region from S receiver functions: evidence for continental subduction // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. №. 7. P. 1-4.

123. *Kroner, U., Romer, R. L.* Two plates—many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. // *Gondwana Research*. 2013. V. 24. № 1. P. 298-329.
124. *Kröner, A., Kovach, V., Alexeiev, D., Wang, K. L., Wong, J., Degtyarev, K., Kozakov, I.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 135-166.
125. *Le Pichon, X., Fournier, M., Jolivet, L.* Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1992. V. 11. № 6. P. 1085-1098.
126. *Lei, J., Zhao, D.* Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2007. V. 162. № 3-4. P. 165-185.
127. *Lei, J., Zhou, H., Zhao, D.* 3-D P-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath Pamir and its adjacent areas // *Chinese Journal of Geophysics*. 2002. № 45 (6). P. 852–861.
128. *Zhiwei, L., Roecker, S., Zhihai, L., Bin, W., Haitao, W., Schelochkov, G., Bragin, V.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // *Tectonophysics*. 2009. V. 477. № 1-2. P. 49-57.
129. *Lukk, A., Yunga, S., Shevchenko, V., Hamburger, M.* Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir - Tien Shan region, central Asia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100. № B10. P. 20321-20343.
130. *Lukk, A.A., Leonova, V.G.* Jointing of the earth's crust in the Garm region, based on statistics of source mechanisms of weak earthquakes // *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR.: Physics of the solid earth*. V. 14. № 7-12. P. 564.
131. *Lukk, A.A., Yunga, S.L.* A detailed investigation of seismo-tectonic deformation of Peter I ridge // *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR.: Physics of the solid earth*. 1980. V. 16. P. 249-256.

132. *Maggi, A., Priestley, K.* Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 160. № 3. P. 1068-1080.
133. *Makarov, V.I., Alekseev, D.V., Batalev, V.Y., Bataleva, E.A., Belyaev, I.V., Bragin, V.D., Pavlenkin, A. D.* Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and deep structure of their junction zone: Main results of seismic experiment along MANAS profile Kashgar-Song-Kol // *Geotect. Engl. Transl.* 2010. № 44(2). P. 102–126.
134. *Makeyeva, L.I., Vinnik, L.P., Roecker, S.W.* Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle // *Nature*. 1992. V. 358. № 6382. P. 144-147.
135. *Mercier, J.L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., Han, T.L.* Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during India-Asia collision // *Tectonics*. № 6. 1987. P. 275-304.
136. *McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., and Veis, G.* Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *Journal of Geophysical Research*. 2010. № 105. P. 5695–5719.
137. *McKenzie, D., O'nions, R.K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. V. 301. № 5897. P. 229.
138. *Meade, B.J., Hager, B.H.* The current distribution of deformation in the Western Tien Shan from block models constrained by geodetic data // *Russian Geology and Geophysics*. 2001. № 42. P. 1622–1633
139. *Mindevalli, O.Y., Mitchell, B.J.* Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion // *Geophysical Journal International*. 1989. V. 98. № 1. P. 93-106.

140. *Mitchell, B. J., Pan, Y., Xie, J., & Cong, L.* Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1997. T. 102. №. B10. P. 22767-22779.
141. *Mosar, J., Kangarli, T., Bochud, M., Glasmacher, U.A., Rast, A., Brunet, M.F., Sosson, M.* Cenozoic-Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan // *Geological Society. London. Special Publications*. 2010. № 340(1). P. 261–280.
142. *Mokhtar, T. A., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., Ghalib, H. A. A.* Surface wave velocities across Arabia // *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves* // *Birkhäuser, Basel*. 2001. P. 1425-1444.
143. *Molnar, P., Tapponnier, P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. V. 189. P. 419–426.
144. *Molnar, P., Fitch, T., Wu, F.T.* Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia // *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. № 19. P. 101–112.
145. *Molnar, P.* S wave residuals from earthquakes in the Tibetan region and lateral variations in the upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. № 101. P. 68–77.
146. *Molnar, P., England, P., Martinod, J.* Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon // *Reviews of Geophysics*. 1993. № 31. P. 357–386.
147. *Molnar, P., and Tapponnier, P.* The collision between India and Eurasia // *Scientific American*. 1977. № 236(4).P. 30–41.
148. *Molnar, P., Oliver, J.* Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere // *Journal of Geophysical Research*. 1969. № 74(10). P. 2648–2682.
149. *Molnar, P., Ghose, S.* Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. P. 2377–2380.
150. *Nelson, M.R., McCaffrey, R., Molnar, P.* Source parameters for 11 earthquakes in the Tien Shan, Central Asia, determined by P and SH waveform inversion // *Journal of Geophysical Research*. 1987. № 92. P. 12629–12648.

151. *Ni, J.* Contemporary tectonics in the Tien Shan region // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 41. P. 347–355.
152. *Ni, J., Barazangi, M.* High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau and surrounding regions: high uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet // *Geophysical Journal International*. 1983. V. 72. № 3. P. 665–689.
153. *Ni, J., Barazangi, M.* Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1984. V. 89. № B2. P. 1147-1163.
154. *Okay, A.I., Zattin, M., Cavazza, W.* Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision // *Geology*. 2010. V. 38. № 1. P. 35-38.
155. *Omuralieva, A., Nakajima, J., Hasegawa, A.* Three-dimensional seismic velocity structure of the crust beneath the central Tien Shan, Kyrgyzstan: Implications for large-and small-scale mountain building // *Tectonophysics*. 2009. V. 465. № 1–4. P. 30–44.
156. *Oreshin S., Vinnik, L., Peregoudov, D., Roecker, S.* Lithosphere and asthenosphere of the Tien Shan imaged by S receiver functions // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. №. 8. P. 32-34.
157. *Pasyanos, M.E., Walter, W.R., Hazler, S.E.* A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty // *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves*. – Birkhäuser, Basel. 2001. P. 1445–1474.
158. *Pasyanos M.E., Schultz C.A., Walter W.R., Hanley W.G., McNamara D.E.* Compressional velocity of the uppermost mantle along the Tethys collision zone, submitted. 2002
159. *Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroglu F. Yilmaz Y. Moorbath S. Mitchell, J.G.* Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1990. V. 44. №. 1-2. P. 189-229.

160. *Pirajno, F., Santosh, M. Rifting*, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // *Ore Geology Reviews*. 2014. V. 63. P. 265-295.
161. *Piromallo, C., and Morelli, A. Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography* // *Annals of Geophysics*. 1997. T. 40. №. 4.
162. *Piromallo C., Morelli A. P. wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2003. V. 108. №. B2..
163. *Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision* // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. № 1-2. P. 1-21.
164. *Phillips, W. S., Begnaud, M. L., Rowe, C. A., Steck, L. K., Myers, S. C., Pasyanos, M. E., & Ballard, S. Accounting for lateral variations of the upper mantle gradient in Pn tomography studies* // *Geophysical Research Letters*. 2007. T. 34. №. 14.
165. *Pullen, A., Kapp, P., Gehrels, G.E., Vervoort, J.D., Ding, L. Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean* // *Geology*. 2008. V. 36. № 5. P. 351-354.
166. *Pullen, A., Kapp, P., Gehrels, G.E., Vervoort, J.D., Ding, L. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1997. V. 102. № B5. P. 9983-9999.
167. *Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Nadariya, M. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2006. V. 111. №. B5.
168. *Richter C.F., Elementary Seismology, W. H. Freeman. San Francisco* // 1958. 768 pp.
169. *Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. Eurasian surface wave tomography: Group velocities* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. V. 103. № B3. P. 4839–4878.

170. *Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Villasenor, A., Levshin, A.L., Engdahl, E.R.* Pn and Sn tomography across Eurasia to improve regional seismic event locations // *Tectonophysics*. 2002. V. 358. № 1-4. P. 39-55.
171. *Roecker, S.W., Sabitova, T.M., Vinnik, L.P., Burmakov, Y.A., Golvanov, M.I., Mamatkanova, R., Munirova, L.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1993. V. 98. № B9. P. 15779-15795.
172. *Rolland, Y.* Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // *Gondwana Research*. 2017. V. 49. P. 130-146.
173. *Sabitova, T.M., Adamova, A.A.* Seismic Tomographic Studies of the Earth's Crust in the Tien Shan // *Geology of geophysics*. 2001. V. 42. P. 1543-1553.
174. *Sabitova, T.M., Lesik, O.M., Adamova, A.A.* Velocity and density heterogeneities of the Tien-Shan lithosphere // *Geodynamics of Lithosphere & Earth's Mantle*. – Birkhäuser, Basel. 1998. P. 539-548.
175. *Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W.* Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 167-194.
176. *Sandvol, E., Al-Damegh, K. H. A. L. E. D., Calvert, A., Seber, D., Barazangi, M., Mohamad, R., ... Gürbüz.* Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East // *Pure and Applied Geophysics*. 2001. №158(7). P. 1121-1163.
177. *Sarker, G., Abers, G.A.* Deep structures along the boundary of a collisional belt: attenuation tomography of P and S waves in the Greater Caucasus // *Geophysical Journal International*. 1998. V. 133. № 2. P. 326-340.
178. *Saroglu F., Emre O., Kuscu I.* Active fault map of Turkey // *General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara*. 1992. P. 37-112.
179. *Schmeling, H., Marquart, G.* The influence of second-scale convection on the thickness of continental lithosphere and crust // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. № 1-4. P. 281-306.

180. *Sengör A. M. C., Görür N., Şaroğlu F.* Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study// *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. 1985.
181. *Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., Safonova, I.* The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. № 4. P. 513-522.
182. *Sychev, I.V., Koulakov, I., Sycheva, N.A., Koptev, A., Medved, I., El Khrepy, S., Al-Arifi, N.* Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 2. P. 1752-1769.
183. *Sycheva, N.A., Bogomolov, L.M., Yunga, S.L., Makarov, V.I.* Seismotectonic deformations and recent tectonics of the Tien Shan *Physics of the Solid Earth*. // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. T. 44. № 5. C. 351-363.
184. *Tan, O., Taymaz, T.* Active tectonics of the Caucasus: Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms // *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*. 2006. V. 409. P. 531.
185. *Tapponnier, P., Molnar, P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1979. V. 84. № B7. P. 3425-3459.
186. *Taymaz, Tuncay.* *Earthquake source parameters in the eastern Mediterranean region*. Diss. University of Cambridge, 1990.
187. *Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J.* Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey) // *Geophysical Journal International*. 1991. V. 106. № 3. P. 537-550.
188. *Tian, X., Zhao, D., Zhang, H., Tian, Y., & Zhang, Z.* Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. №. B10.

189. *Trifonov, V.G.* Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia // Geological society of America bulletin. 1978. V. 89. № 7. P. 1059-1072.
190. *Toksoz M. N., Van der Hilst, R. D., Sun, Y., & Zhang, H.* Seismic tomography of the Arabian-Eurasian collision zone and surrounding areas // Massachusetts inst of tech cambridge, 2010.
191. *Toussaint, G., Burov, E., Jolivet, L.* Continental plate collision: Unstable vs. stable slab dynamics // *Geology*. 2004. V. 32. № 1. P. 33–36.
192. *Turcotte, D.L.* Dynamics of recycling // *Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones*. – Springer, Dordrecht. 1989. P. 245-257.
193. *Tutberidze, B.* Cenozoic volcanism of the Caucasian mobile belt in Georgia, its geological-petrological peculiarities and geodynamic conditions // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2011. V. 21. № 5. P. 799-815.
194. *Ueda, K., Gerya, T.V., Burg, J.P.* Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. V. 117. № B8.
195. *Van Der Sluis, A., Van der Vorst, H. A.* Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems // *Seismic tomography*. – Springer, Dordrecht. 1987. P. 49-83.
196. *Villasenor, A., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Barmin, M.P., Engdahl, E.R., Spakman, W., Trampert, J.* Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 123. № 2-4. P. 169-184.
197. *Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., Barabadze, T.G.* Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: an effect of initial Arabia–Eurasia collision // *Terra Nova*. 2007. V. 19. № 2. P. 160-166.
198. *Vinnik, L., Reigber, Ch., Aleshin, I., Kosarev, G., Kaban, M., Oreshin, S., Roecker, S.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 225. P. 131–146.

199. *Vinnik, L.P., Aleshin, I.M., Kaban, M.K., Kiselev, S.G., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I., Reigber, C.* Crust and mantle of the Tien Shan from data of the receiver function tomography // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2006. V. 42. № 8. P. 639–651.
200. *Vinnik, L. P., Roecker, S., Kosarev, G. L., Oreshin, S. I., Koulakov, I. Y.* Crustal structure and dynamics of the Tien Shan // *Geophysical research letters*. 2002. V. 29. №. 22. P. 1-4.
201. *Wang, J., Ye, Z.-R., He, J.-K.* Three-dimensional mechanical modeling of large-scale crustal deformation in China constrained by the GPS velocity field // *Tectonophysics*. 2008. V. 446. P. 51-60.
202. *Wolfe, C.J., Vernon, F.L.* Shear-wave splitting at central Tien Shan: Evidence for rapid variation of anisotropic patterns // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 8. P. 1217-1220.
203. *Windley, B. F., Allen, M. B.* Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia // *Geology*. 1993. V. 21. № 4. P. 295-298.
204. *Xiao, W. J., Sun, M., Santosh, M.* Continental reconstruction and metallogeny of the Circum-Junggar areas and termination of the southern Central Asian Orogenic Belt // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. № 2. P. 137-140.
205. *Xu, Y., Liu, F., Liu, J., Chen, H.* Crust and upper mantle structure beneath western China from P wave travel time tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. V. 107. № B10.
206. *Xu, L., Rondenay, S., van der Hilst, R. D.* Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions // *Physics of the earth and planetary interiors*. 2007. V. 165. № 3-4. P. 176-193.
207. *Yakubchuk, A.* Evolution of the Central Asian Orogenic Supercollage since Late Neoproterozoic revised again // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 372-398.
208. *Yang, X., Pavlis, G. L., Roecker, S. W., Vernon, F. L.* Teleseismic tomographic images of the central Tien Shan // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2003.

209. *Zabelina, I.V., Koulakov, I.Y., Buslov, M.M.* Deep mechanisms in the Kyrgyz Tien Shan orogen (from results of seismic tomography) // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. № 7. P. 695-706.
210. *Zabelina, I., Koulakov, I., Amanatashvili, I., El Khrepy, S., Al-Arifi, N.* Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 119. P. 87-99.
211. *Zakariadze, G.S., Dilek, Y., Adamia, S.A., Oberhänsli, R.E., Karpenko, S.F., Bazylev, B.A., Solov'eva, N.* Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island arc evolution of the late Precambrian Arabian–Nubian Shield // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. № 1-2. P. 92-108.
212. *Zhao, J., Liu, G., Lu, Z., Zhang, X., Zhao, G.* Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin // *Tectonophysics*. 2003. V. 376. P. 199–239.
213. *Zonnenshain, Le Pichon.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // *Tectonophysics*. 1986. V. 123. № 1–4. P. 181–211.
214. *Zor E.* Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus // *Geophysical Journal International*. 2008. T. 175. №. 3. C. 1273–1282.
215. *Zor, E., Sandvol, E., Xie, J., Türkelli, N., Mitchell, B., Gasanov, A. H., Yetirmishli, G.* Crustal attenuation within the Turkish plateau and surrounding regions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97. № 1B. P. 151-161.
216. *Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M.* The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. №. 24.
217. *Zubovich, A. V., Wang, X. Q., Scherba, Y. G., Schelochkov, G. G., Reilinger, R., Reigber, C., Li, J.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*, 2010. T. 29. №. 6.