

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта

**СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.**

**ШКОЛА 2011
Т. 2**

Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара

17-21 октября 2011 г.,
г. Москва

**Москва
2011**

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2011. Т. 2 – 204 с.

В сборнике в двух томах публикуются материалы докладов второй молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом томе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции, являются методическими их следует рассматривать как теоретическую основу необходимую для современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

Ответственный редактор:
Доктор физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий

Редактор
Е.С. Лермонтова

В оформлении обложки использована фотография А.С. Григорьева (1982 г.) и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский).

АСТЕНОСФЕРНЫЕ ПОТОКИ КАК ИСТОЧНИК ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов

Геологический институт РАН, г. Москва

trifonov@ginras.ru

Цель этого сообщения – обосновать течения горных масс подлитосферной верхней мантии и показать их геодинамическое воздействие на литосферу.

Согласно классической плэйт-тектонической теории, литосферные плиты, охватывающие земную кору и самые верхи мантии до глубин 50–120 км, движутся от зон спрединга к зонам субдукции и коллизии вдоль трансформных разломов. Несложно показать, что раздвигание плит магматическим материалом, внедряемым в зонах спрединга, как и затягивающий эффект слэбов, погружающихся в зонах субдукции, не обеспечивают общего латерального перемещения плит. Поэтому большинство исследователей принимают, что плиты «плывут» на потоках подлитосферной мантии в рамках мантийной конвекции [Монин, 1998; Сорохтин, Ушаков, 2002; Трубицын, 2005]. Возможность такого течения определяется обусловленной РТ условиями пониженной вязкостью астеносферы, подстилающей литосферу и распространяющейся до глубин 300 км и более.

Сейсмотомографическими исследованиями выявлены восходящие и нисходящие потоки вещества мантии, охватывающие значительные её глубины [Андерсон, Дзевонский, 1984]. Так, Центрально-Тихоокеанский и Эфиопско-Афарский суперплюмы (объёмы со скоростями сейсмических волн, пониженными относительно среднемировых на соответствующих глубинах) восходят от низов мантии, а некоторые субдуцированные слэбы западной окраины Тихого океана, как объёмы с повышенными скоростями сейсмических волн, прослежены до глубин 900–1000 км. Это в целом подтверждает общемантийную конвекцию. Но соотношения восходящих и нисходящих потоков с перемещением литосферных плит, т.е. латеральным течением подлитосферных масс, оказываются достаточно сложными.

Пониженные значения сейсмических волн под зонами спрединга срединно-океанических хребтов становятся малоcontrastными на глубинах до 200 км, а к 300 км полностью исчезают [Силантьев, Соколов, 2010]. Суперплюмы не проецируются на зоны спрединга (Тихоокеанский, островов Зелёного Мыса и др.) или совпадают с ними лишь частично и приходятся на небольшую часть срединно-океанической рифтовой системы (Эфиопско-Афарский и Исландский) [Андерсон, Дзевонский, 1984; Соколов, 2010]. Тихоокеанский суперплюм не достигает поверхности, а переходит на глубинах 200–300 км в латеральный поток, распространяющийся до зон спрединга восточной Пацифики. Всё это приводит к выводу о перераспределении материала восходящих потоков на уровне нижней астеносферы, т.е. о существовании своеобразной внутриастеносферной конвекции.

Новые сейсмотомографические данные по северо-востоку Азии показали, что большинство субдуцируемых слэбов переходят на глубинах 400–700 км в горизонтальные высокоскоростные линзы, уходящие под континент [Жао и др., 2005]. С ними связывают вулканизм Восточного Китая, Монголии и востока России [Коваленко и др., 2009; Отани, Чжао, 2009]. В тех случаях, когда слэб продолжается глубже этих линз, последние присутствуют в разрезе и выражены резче в скоростях продольных волн V_p , чем глубинное продолжение слэба.

Особенности верхнемантийных течений выявляются на сейсмотомографических профилях районов Эфиопско-Афарского суперплюма, северной части Индийского океана и Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Их построил С.Ю. Соколов на основе глобальных данных [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]. Суперплюм в своей подлитосферной части представляет собой меридионально вытянутую область, совпадающую с зоной Великих Африканских разломов от Малави до Красного моря. Этот восходящий поток наклонён на юг, так что его основание, приходящееся на низы мантии, проецируется на юг Африки. От верхней части суперплюма ответвляется латеральный верхнемантийный поток, прослеживаемый на север под Аравию и на северо-восток под Индийский океан и далее под Индийскую платформу, где он перекрыт её мощной (до 200 км) литосферой с повышенными скоростями сейсмических волн.

Вполне вероятно допущение, что Эфиопско-Афарский суперплюм занимал стационарное положение в течение всего существования Тетиса с позднего палеозоя, а до кайнозоя мог распространяться на юг дальше, чем сейчас. Части Гондваны, дрейфовавшие в восточных или северо-восточных румбах из-за раздвигания Атлантики, оказывались над суперплюмом, где испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленившиеся гондванские фрагменты подхватывались

горячим латеральным потоком от суперплюма и перемещались в северо-восточных румбах в составе новообразованной океанской литосферы Тетиса. Там океанская литосфера субдуцировала, и возникавшие слэбы переходили на глубинах 400–700 км в горизонтальные высокоскоростные линзы. Это видно на сейсмотомографических разрезах через Индонезийский сегмент Альпийско-Гималайского пояса, где субдукция продолжается до сих пор. Гондванские фрагменты причленились к Евразии, и зоны субдукции перемещались в их тыловые части. Их прежнее положение фиксируется сутурами, аккреционными телами и проявлениями синсубдукционного и синколлизийного вулканизма соответствующего возраста. Такие следы Палео-, Мезо- и Неотетиса фиксируют стадии этого процесса.

Воздействие астеносферных течений на литосферу изменилось в кайнозой, когда Тетис закрылся и произошла коллизия гондванских плит с Евразией, что замедлило их северо-восточный дрейф. Но астеносферные потоки продолжили прежнее движение и распространились в конечном счёте до северных окраин современного орогенического пояса. Это видно на сейсмотомографическом профиле через Эфиопско-Афарский суперплюм и Аравийско-Кавказский сегмент пояса, где подлитосферный латеральный поток прослеживается от суперплюма до северного склона Большого Кавказа.

Возраст вулканических проявлений фиксирует распространение потока [Ершов, Никишин, 2004]. Самые ранние проявления мантийного вулканизма Эфиопии относятся к эоцену. 32–30 млн. лет назад вулканизм распространился на северо-восточный борт Красноморского рифта и продолжался там до 20 млн. лет и местами позднее. ~26 млн. лет назад начался кайнозойский вулканизм на западе Аравийской плиты – в нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) на юге Сирии и в смежной части Иордании. 18–16 млн. лет назад он достиг северного края Аравийской плиты. Петрохимическое сходство продуктов базальтового вулканизма Центральной и Северной Аравии указывает на сходные условия их образования из мантийных источников. Вулканические районы запада Аравийской плиты развивались унаследованно и длительно (например, нагорье Джебель Араб – до 25 млн. лет) без признаков однонаправленной миграции вулканизма. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время в северных румбах, унаследованность означает, что магматические очаги располагались внутри литосферной мантии [Trifonov et al., 2011]. Этот геологический вывод совпадает с результатами геохимических исследований [Lustrino, Sharkov, 2006].

На север, в пределы Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, подлитосферный поток проник после того, как в раннем миоцене завершилась субдукция реликтов Тетиса на южной окраине пояса [Ершов, Никишин, 2004], а Большого Кавказа он достиг лишь после закрытия кавказских прогибов Паратетиса в среднем миоцене [Леонов, 2007], причём под Большим Кавказом поток утонён по сравнению с более южным регионом. Вероятно, зоны субдукции препятствовали движению потока, и его распространение через них было сопряжено с переработкой структуры верхней мантии, что требовало определённого времени. Поэтому новейший вулканизм Аравийско-Иранского сегмента активизировался только в позднем миоцене и быстро распространился от Армянского нагорья и Центральной Анатолии до района Эльбруса, продолжаясь в плиоцен-квартере. Вулканизм представлен породами от базальтов до риолитов. Термодинамические расчёты, соотнесённые с результатами геохимических и петрологических исследований, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях, характерных для верхов мантии, а на севере нагорья и Большом Кавказе – для низов коры [Короновский, Дёмина, 2009; Леонов, 2007]. Существование нижнекорового магматического очага под Эльбрусом обосновано геофизическими исследованиями [Лаверов, 2005]. Вместе с тем, данные изотопного анализа Sr–Nd–O вулканических пород региона, как и высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала. Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [Леонов, 2007] предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, по которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии возникли за счёт теплопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии.

Предполагается [Trifonov et al., 2011], что в процессе движения астеносферный поток деформировал литосферу. В участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования выводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку очаги поддерживались подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Состав потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала. Плавление местного материала происходило и в магматических очагах. В результате геохимические особенности Эфиопско-

Афарского суперплюма ещё присутствуют в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты, но не фиксируются севернее [Lustrino, Sharkov, 2006]. Это обстоятельство может объяснить отсутствие следов глубинной магмогенерации в базальтах срединно-океанических хребтов.

Горячие подлитосферные потоки переработали структуру верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса. Это выразилось в пониженных усреднённых V_p верхов мантии на уровне ~100 км под всеми горными системами пояса, кроме части Высокой Азии. Там кровля астеносферного потока понижена до 300 км из-за высокой мощности литосферы, обусловленной её деформационным утолщением и высокобарическими метабазитовыми слэбами, связанными с субдукционными процессами разных стадий развития Тетиса, а на севере палеозойских океанов. Наиболее утолщён высокоскоростной верхний слой под Южным Тибетом, где сохранились реликты слэба Неотетиса.

В процессе переработки верхнемантийной структуры горячие астеносферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма обогащались водосодержащими флюидами. По петролого-геохимическим данным, в мантии почти нет воды. А.Е. Рингвуд [1981] оценивает её содержание в 0.1%. Это связано с тем, что подавляющее большинство минералов подлитосферной мантии лишено гидроксильных групп. Исключением могут быть породы на уровне 410–670 км. На глубине ~410 км оливин с ромбической сингонией переходит в его разновидность со шпинелевой структурой (вадслеит, трансформирующийся на глубине ~520 км в рингвудит), а клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита такова, что допускает замену части анионов кислорода этих безводных минералов на гидроксильные группы [Пушаровский, Пушаровский, 2010]. Их важнейшим источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные минералы. Вместе с тем, современные данные о плотности земного ядра допускают присутствие в нём водорода. Соответственно, он может быть в восходящих из низов мантии потоках. Но ниже 670 км преобладают минералы с перовскитоподобной структурой, которые содержат минимальное количество кислорода, исключающее его соединение с водородом. Эта возможность возникает в переходном слое 410–670 км, где присутствие флюидов подтверждается сильным затуханием поперечных волн при слабом изменении их скорости и повышенной электропроводимостью. За счёт дегидратации переходного слоя при его взаимодействии с горячими верхнемантийными потоками флюиды концентрируются в них [Отани, Чжао, 2009].

Активизированные таким образом астеносферные потоки нарушали литосферу и обеспечивали проникновение в неё подвижных и, прежде всего, флюидных компонент астеносферы. Под их воздействием произошло размягчение литосферы [Артюшков, 2003]. Оно сделало возможным интенсивные деформации и усилило тектоническое расслоение литосферы, обеспечившее большие литеральные перемещения. На субдукционной стадии развития эти проявления ограничивались областями субдукции. По мере закрытия Тетиса и возникновения на обширных пространствах коллизионных условий, астеносферные потоки и обусловленные ими деформации литосферы распространялись на всё большие территории будущего орогенического пояса. Структурные проявления этого процесса фиксируются с конца среднего эоцена. С олигоцена до начала плиоцена выделены три стадии деформаций, различающиеся ориентировкой зон сжатия и сдвига, отражающей, вероятно, разные направления потоков [Иванова, Трифонов, 2005; Трифонов, 1999]. В олигоцене и раннем миоцене преобладало северо-северо-западное сжатие, в среднем миоцене оно стало северо-восточным, а в позднем миоцене вновь приобрело направление от северо-северо-западного до меридионального. В течение этих стадий последовательно закрывались реликты Неотетиса и его задуговых бассейнов соответствующих простираний. Деформации и смещения указанных стадий приводили к локальному утолщению коры и образованию выраженных в рельефе поднятий. Судя по тонкообломочности сносимого с поднятий материала и величинам врезов в выработанные на них поверхности и ступени рельефа, эти поднятия, за редкими исключениями, были не выше среднегорных (≤ 1500 м). Расчёты изостатического поднятия из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008], близки к геолого-геоморфологическим оценкам. Иначе говоря, до плиоцена сжатие было главным фактором рельефообразования, хотя местами и дополнялось воздействием глубинных вещественных преобразований.

Связанные с астеносферными потоками деформации литосферы и проникновение в неё флюидов и других горячих компонент астеносферы обусловили метаморфизм и формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, магматических очагов [Летников, 2003а, б]. Их активность проявилась в вулканизме, а в Памиро-Гималайском сегменте пояса также грандиозном по масштабам гранитообразовании, начавшемся ещё на ранних стадиях коллизии и продолжавшемся местами до

миоцена включительно. Разуплотнение коры при гранитообразовании вызвало дополнительное воздымание Высокой Азии.

Указанные деформационные, метаморфические и магматические явления привели в начале плиоцена к общей консолидации земной коры Альпийско-Гималайского пояса, подготовив четвёртую стадию его неотектонической эволюции, охватившую в разных регионах последние 2–4 млн. лет. На фоне субмеридионального сжатия консолидация выразилась прекращением крупномасштабного гранитообразования, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами, а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом. Под консолидированным гранитно-метаморфическим слоем воздействие астеносферы на литосферу было двояким [Артюшков, 1993; Трифонов, 2008]. Во-первых, отслоенная и деструктурированная литосферная мантия стала погружаться и замещаться более лёгким астеносферным веществом. Во-вторых, при воздействии астеносферных флюидов metabазиты низов коры и переходного коро-мантийного слоя испытывали ретроградный метаморфизм. Оба этих процесса приводили к разуплотнению пород и вызвали быстрое изостатическое поднятие земной поверхности. Разуплотнение верхов мантии зафиксировано гравиметрическими и сейсмическими (выявление пониженных скоростей сейсмических волн) исследованиями под горами Высокой Азии, Малым Кавказом и Карпатами. Разуплотнение низов коры, вероятно, было ведущим фактором интенсивного воздымания Большого Кавказа и Западного Тянь-Шаня, где разуплотнение верхов мантии не зафиксировано (кроме района Эльбруса). Под оба эти региона астеносферный поток проник поздно (под Большой Кавказ после закрытия кавказских прогибов Паратетиса в среднем миоцене [Леонов, 2007], а под Западный Тянь-Шань после замыкания восточного продолжения Афгано-Таджикской депрессии). Поэтому преобразования не дошли там до замещения литосферной мантии астеносферным веществом, но под консолидированной палеозойской корой были достаточными для разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения, близких по плотности к мантии.

Плиоцен-четвертичное усиление поднятия выявлено во всех сегментах орогенического пояса от Альп до Гималаев и особенно значительно в Центральной Азии. Высота существовавших к этому времени поднятий, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Сформировались современные горные системы и высокие плато, в предгорных и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса. Ускорение восходящих движений не связано с усилением коллизийного сжатия. Так, в Альпах, Карпатах и на Большом Кавказе его интенсивность уменьшилась. Но даже там, где оно усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь 10–50% общего поднятия поверхности [Трифонов, 2008; Трифонов и др., 2008]. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

Итак, воздействие активизированной астеносферы на литосферу обусловило важнейшие черты позднекайнозойской тектонической эволюции Альпийско-Гималайского орогенического пояса, включая интенсивное горообразование в плиоцен-квартере. С этим воздействием связаны и другие геодинамические явления. Одно из них – мантийная сейсмичность вне зон современной субдукции [Trifonov et al., 2010]. Она известна в немногих местах пояса. Наиболее значительны по числу и силе землетрясений Вранчский мегаочаг в Восточных Карпатах и Памиро-Гиндукушская зона, где подавляющая часть сильных землетрясений приходится на Гиндукушский мегаочаг. В обоих мегаочагах гипоцентры землетрясений приурочены к доплиоценовым слэбам, насыщенным metabазитами. С разуплотнением верхов мантии за счёт частичного замещения литосферной мантии астеносферным веществом более плотные слэбы стали погружаться и испытывать ещё большее метаморфическое уплотнение. Под воздействием астеносферных флюидов в слэбах произошло разупрочнение разломов. Всё это привело к землетрясениям. Поскольку мантийные землетрясения охватили лишь часть разуплотнённой мантии, насыщенной metabазитами, локализацию землетрясений определяли дополнительные геодинамические факторы. Ими могли быть, во-первых, большие первоначальные размеры слэба, позволившие ему долго сохранять обособленность, и, во-вторых, наличие крупной сквозьлитосферной зоны разломов, с которой связаны разломы внутри слэба.

Другое явление – западный дрейф Анатолийской плиты в плиоцен–квартере. Принято считать, что он обусловлен северным дрейфом Аравийской плиты. Но, по данным GPS измерений [Reilinger et al., 2006], скорость дрейфа Аравии относительно Евразии не превышает 15–18 мм/год, а западный дрейф Анатолии достигает 25 мм/год. Такие соотношения существовали с плиоцена. Противоречие

между скоростями снимается, если допустить, что дрейф Анатолии определяется движением астеносферного потока, скорость которого выше скорости дрейфа Аравии и создаёт в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья.

В заключение отметим три обстоятельства. Во-первых, выявлено плиоцен-четвертичное ускорение не только роста гор, но и прогибания ряда впадин: Восточного Средиземноморья, Южного Каспия, рифтовой зоны Байкала и преддуговых трогов, что привело к их современной недокомпенсированности осадками. Произошли структурные перестройки и начались дифференцированные вертикальные перемещения в Атлантике. Иначе говоря, имело место общее возрастание контрастности вертикальных движений. Это наводит на мысль, что взаимодействие астеносферы и литосферы в определённых геодинамических условиях может приводить к уплотнению нижней коры и литосферной мантии, вызывающими опускание.

Во-вторых, плиоцен-четвертичное усиление горообразования отмечено не только в Альпийско-Гималайском поясе, но также на юге Сибири, в Андах, на западе Северной Америки. Е.В. Артюшков [2003; Artyushkov, Hofmann, 1998] писал об аналогичных явлениях в Верхоянском хребте, горной системе Черского и некоторых платформенных территориях, удаленных от областей активного взаимодействия плит – Анабарского щита, юга и востока Африки, центра Аравийской плиты. Под многими перечисленными поднятиями выявлены подъём кровли астеносферы или разуплотнение верхов мантии. Эти процессы отчасти могут быть также связаны с закрытием Тетиса. Во все стадии развития на его северо-восточном (в современных координатах) фланге существовали зоны субдукции, компенсировавшие спрединг. Индийский океан, который частично взял на себя роль Тетиса, лишён таких зон на всём протяжении от Кипра до Андаманской дуги. Это не только привело к проникновению астеносферных потоков под Альпийско-Гималайский пояс, но и могло изменить их кинематику и баланс плит в глобальном масштабе, что и проявилось в усилении вертикальных движений [Трифонов, 2008].

В-третьих, неотектонический этап, начавшийся в олигоцене и достигший экстремальных проявлений в последние 4–2 млн. лет, не уникален. С.С. Шульц и Ю.Г. Леонов рассматривали его как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20–40 млн. лет. Они накладывались на региональные проявления взаимодействия плит и обусловили традиционное деление складчатых систем на альпиды, герциниды, каледониды и т.д. Характерная особенность орогенных этапов – широкое распространение коллизионных обстановок, усиление вертикальных движений и горообразование. Их можно рассматривать как проявления автоколебаний энергетической системы Земли, периодически накладывающиеся на конвективную плейт-тектоническую систему и приводящие к её частичной перестройке.

Исследования поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии» и № 9 «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ» и грантом РФФИ 11-05-00628-а.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
- Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Жао Д., Пираино Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.
- Короновский Н.В., Дёмкина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Лавёров Н.П. (ред.) Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука. 2005. 604 с.
- Леонов Ю.Г. (ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003а. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.

- Летников Ф.А.* К вопросу о природе глубинных гранитообразующих флюидных систем // Докл. РАН. 2003б. Т. 391, № 2. С. 243–246.
- Монин А.С.* Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1999. 524 с.
- Отани Э., Чжао Д.* Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1375–1392.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС. 2010. 140 с.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.
- Силантьев С.А., Соколов С.Ю.* Влияние реологической гетерогенности мантии под осевой зоной Срединно-Атлантического хребта на изотопно-геохимические параметры магматизма и распределение гидротермальных рудопроявлений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Мат. науч. конф. М.: ИГЕМ РАН. 2010.
- Соколов С.Ю.* Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов фанерозоя. Мат. 43-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 293–296.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 560 с.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 254 с.
- Трифонов В.Г.* Возраст и механизмы новейшего горообразования // Мат. 41-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 349–353.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- Трубцин В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. №1. С. 10–21.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.* The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surveys in Geophysics. 1998. Vol. 15. P. 515–544.
- Becker T.W., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G³. 2002. Vol. 3 (January 10), Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
- Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // J. Geodyn. 2006. Vol. 42. P. 115–139.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph. et al.* GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111 (B05411), doi:10.1029/2005JB004051.
- Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M.* Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // Proc. of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Assoc. Thessaloniki: Aristotle Univ. Sci. Annals of the School of Geology. Spec. Vol. 99. 2010. P. 51–56.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V. et al.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. Vol. 199. P. 177–192.