

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК. 551.240+551.242(-925.3/4)

ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА  
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова\*, Д.М. Бачманов

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

*\* Институт динамики геосфер РАН, 117334, Москва, Ленинский просп., 38, корп. 6, Россия*

Геодинамика Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое определялась сочетанием коллизии плит и блоков континентальной литосферы с воздействием активной остаточной астеносферы Неотетиса, распространившейся после его закрытия до северной окраины пояса. С конца эоцена до начала плиоцена при участии подвижных компонент астеносферы в литосфере происходили интенсивные деформации, латеральные перемещения отслоенных пластин, метаморфические и магматические процессы, приведшие к консолидации земной коры. В плиоцене—квартере под консолидированной корой астеносфера частично заменила плотную мантийную литосферу и сохранившиеся в ней палеоокеанские метабазиты, которые погружались в мантию. Фазовые превращения и деформации в погружавшихся метабазитовых слэбах стали причиной мантийных землетрясений. Менее плотные метабазиты под воздействием астеносферы испытали метаморфическое разуплотнение и пополнили земную кору. Разуплотнение верхов мантии и низов коры привело к резкому усилению поднятий и формированию горных систем. С активностью астеносферы Неотетиса связаны также проявления новейшего вулканизма.

*Горообразование, астеносфера, коллизионное сжатие, вулканизм.*

EVOLUTION OF THE CENTRAL ALPINE-HIMALAYAN BELT IN THE LATE CENOZOIC

V.G. Trifonov, T.P. Ivanova, and D.M. Bachmanov

The Late Cenozoic geodynamics of the Alpine-Himalayan belt comprised the collision between continental-lithosphere plates and blocks and the effect of the Neotethyan active residual asthenosphere, which reached the northern margin of the belt after the ocean had closed. From the late Eocene to the early Pliocene, strong deformation, lateral migrations of flaked plates, metamorphism, and magmatism (they all consolidated the crust) took place in the lithosphere with the participation of mobile asthenospheric components. In the Pliocene-Quaternary, the asthenosphere beneath the consolidated crust partly replaced the dense mantle lithosphere with remaining paleocean mafic rocks, which subducted into the mantle. Phase transformations and deformations in the subducting metamafic slabs caused mantle earthquakes. The less compact metamafic rocks experienced metamorphic softening under the effect of the asthenosphere and incorporated into the Earth's crust. The upper-mantle and lower-crust softening led to a drastic intensification of uplifting and the formation of mountain ranges. Recent volcanism is also attributed to the activity of the Neotethyan asthenosphere.

*Orogeny, asthenosphere, collisional shortening, volcanism*

ВВЕДЕНИЕ

Горные системы Альпийско-Гималайского пояса, отмеченные высочайшими абсолютными отметками, в основном наследуют северную активную окраину океана Неотетис, тогда как на его южной пассивной окраине сформировались немногие горные системы, крупнейшие из которых — Гималаи и Загрос. Продольная зональность пояса с омолаживанием континентальной коры к югу определяется геодинамикой развития Тетиса. Его юго-западная окраина была пассивной, а северо-восточная — активной. На пассивной окраине рифтинг, перераставший в спрединг, отчленил фрагменты Гондваны, и они двигались на северо-восток, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала под окраины северных плит. Последовательное образование Палео-, Мезо- и Неотетиса приводило к приращению к северным окраинам все новых фрагментов Гондваны, разделенных сутурами, аккреционными клиньями и проявлениями

магматизма соответствующих стадий Тетиса. Этот процесс, начавшийся с распадом Пангеи, отчетливо прослеживается в мезокайнозойе, когда северные плиты слились в Евразийскую плиту.

Горные сооружения северного края пояса (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Северный Афганистан, Северный Памир, Куньлунь и Северный Тибет) возникли на палеозоидах, участие которых в строении орогенического пояса уменьшается к западу. Южнее располагаются сутуры и другие структурные индикаторы разных стадий развития Мезотетиса и еще южнее Неотетиса. Активную окраину осложняли задуговые прогибы с утоненной (субокеанской?) корой, нередко наследовавшие реликты более ранних тетических бассейнов и закрывавшиеся параллельно с Тетисом или позднее. При неоднократном закрытии бассейнов с океанской и субокеанской корой в литосфере пояса сохранились реликты океанской коры, фиксируемые в виде высокоскоростных объемов на разных уровнях литосферы и проявляющиеся в ксенолитах изверженных пород.

С позднего палеозоя до палеогена Тетис представлял собой сужавшийся к северо-западу залив Пацифики, и масштабы горизонтальных перемещений на разных стадиях его развития и закрытия в целом возрастали к востоку. Эта тенденция проявилась и в позднем кайнозойе в возрастании амплитуд латеральных смещений с запада на восток как в аналогичных частных структурах (например, в больших амплитудах сдвига на западном фланге Индийской плиты по сравнению с Аравийской), так и в масштабах сегментов пояса, укоротившихся в поперечном направлении на разную величину [Molnar, Chen, 1978; Баженов, Буртман, 1990; Трифионов, 1999].

В статье прослежена геодинамическая эволюция Восточно-Средиземноморского, Аравийско-Кавказского и Центрально-Азиатского сегментов пояса на неотектоническом этапе, т.е. с конца эоцена (рис. 1). В олигоцене—миоцене происходили напряженные тектонические деформации, большие латеральные перемещения, метаморфизм, вулканизм и гранитообразование. Они консолидировали земную кору и привели к горообразованию в плиоцене—квартере. Предлагается механизм, при котором эти геодинамические процессы обеспечивались энергией астеносферы Неотетиса на фоне коллизионного сжатия.

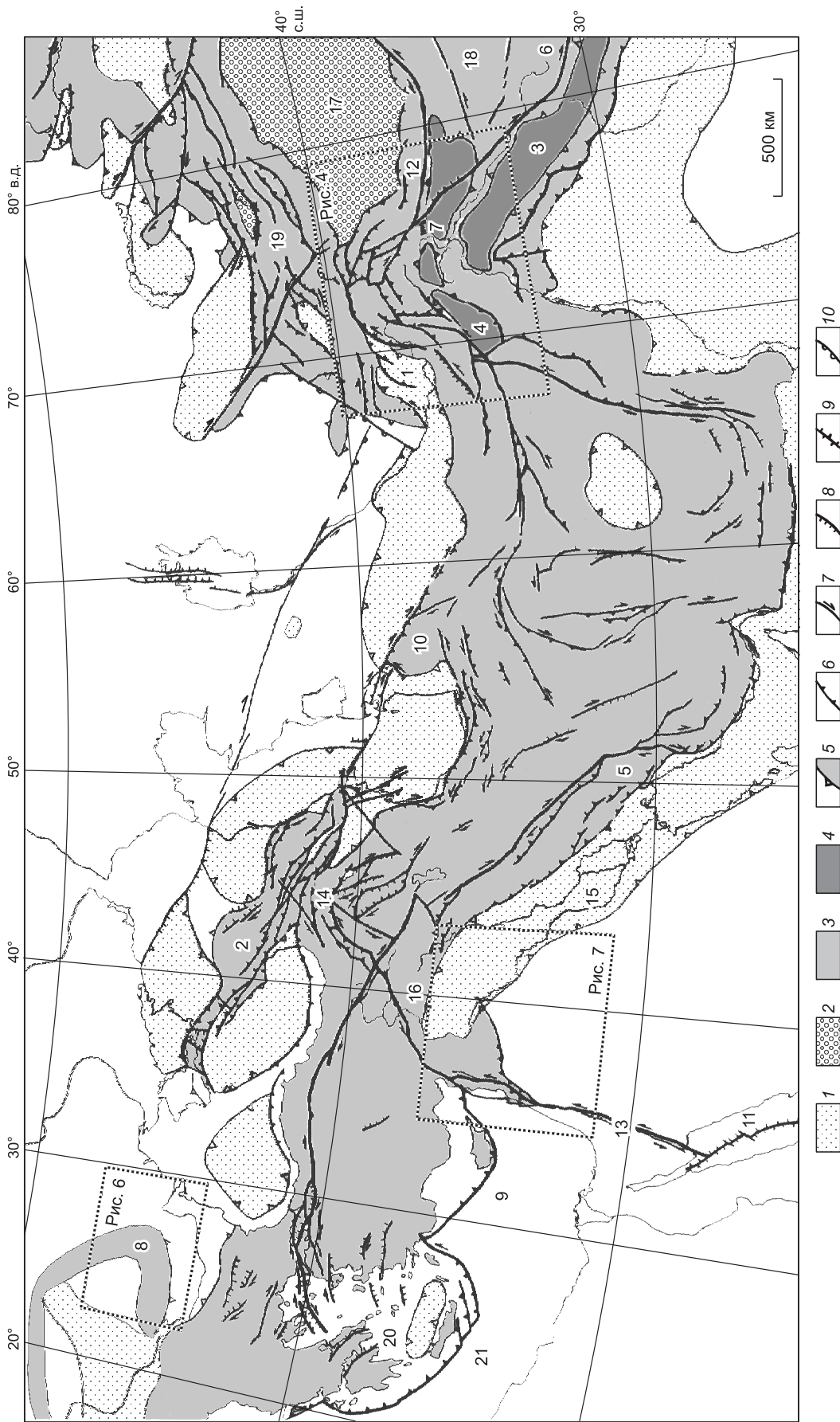
## МЕСТО ГОРООБРАЗОВАНИЯ В НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЯСА

**Тектоническая эволюция пояса с олигоцена до начала плиоцена.** В эоцене литосфера будущего орогенического пояса представляла собой гетерогенное сочетание микроплит с сутурами и другими проявлениями предшествовавших стадий коллизии Евразии и плит Гондваны, которые на западе в значительной мере перекрывались мелководными морями. На этом фоне выделялись впадины с утоненной корой — реликты Неотетиса и его задуговых прогибов (рис. 2). Они представляли собой остаточные бассейны, где спрединг прекратился, а поперечное сокращение и субдукция продолжались, что привело к закрытию большинства бассейнов в олигоцене и миоцене путем их сжатия и надвигания соседних блоков континентальной коры [Трифионов, 1999; Robertson, 2000; Хаин, 2001; Golonka, 2004; Большой Кавказ..., 2007; Казьмин и др., 2010]. Сжатие и большие латеральные перемещения коровых пластин проявились и в других частях пояса, в частности, в Центрально-Азиатском сегменте, где новейших задуговых бассейнов не было. В деформации вовлекались края соседних платформ: в олигоцене — Тянь-Шань, в среднем миоцене — Большой Кавказ, а с конца миоцена — края Индийской и Аравийской плит.

Во всех сегментах пояса отмечен эоценовый и миоценовый вулканизм [Милановский, Короновский, 1973; Turner et al., 1993; Pécskay et al., 1995; Короновский, Демина, 1999, 2007]. Не ограничиваясь краями субдуцируемых бассейнов, он при этом нередко имел сходные черты с вулканизмом энсиалических дуг, вероятно, обусловленные тем, что источниками расплава были палеоокеанские метабазиты внутри литосферы. В восточном сегменте произошло гранитообразное многофазное гранитообразование, продолжавшееся до миоцена [Швольман, 1977; Геология..., 1980; Searle, 2009]. В Тянь-Шане в палеоцене—эоцене имел место базальтовый вулканизм, предшествовавший началу орогении [Крылов, 1960; Симонов и др., 2005; Бачманов и др., 2008]. Магматическая активность возбуждалась термально-вещественным воздействием астеносферы бывшего Тетиса, обусловившим формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, очагов [Летников, 2003].

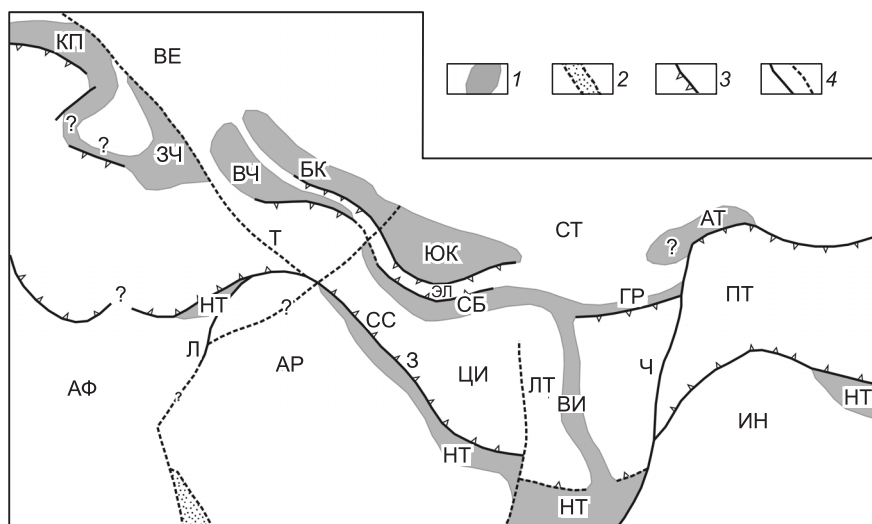
Выделяются три стадии деформаций и метаморфизма, в течение которых гондванские плиты двигались на север, северо-запад или северо-восток [Трифионов, 1999]. В первую стадию (олигоцен—начало миоцена) они перемещались на север-северо-запад. Возникли Левантская и Чаманская левосдвиговые зоны на западе Аравийской и Индийской плит, и происходило поперечное сокращение тектонических зон широтного и северо-восточного простираний на северном фланге Альп и Карпат и юге Восточной Анатолии к западу от Аравийской плиты, в Балканах, Гератской зоне и окрестностях Кветты, на северо-западе Памиро-Гиндукуша [Геология..., 1980; Robertson, 2000; Golonka, 2004; Казьмин и др., 2010]. Обозначились будущие хребты-антиклинали Тянь-Шаня [Трифионов и др., 2008].

Во вторую стадию (конец раннего миоцена и средний миоцен) южные плиты двигались на северо-восток, вызывая поперечное укорочение зон северо-западного простирания. Закрылись кавказские и восточно-карпатский прогибы Паратетиса и остаточный бассейн Неотетиса на северо-востоке Аравийско-



**Рис. 1. Схематичная неотектоническая карта Альпийско-Гималайского-Гималайского орогенического пояса от Восточного Средиземноморья до Центральной Азии.**

1 — крупные межгорные и предгорные впадины; 2 — Таримская поднятая впадина; 3 — области горных поднятий; 4 — высочайшие поднятия; 5 — границы гор и межгорных и предгорных впадин; 6—10 — разломы, проявившие активность в четвертичное время (крупнейшие разломы выделены утолщенными линиями); 6 — надвиг или взброс; 7 — сдвиг; 8 — сброс; 9 — раздвиг; 10 — флексура. Цифры на карте: 1 — Афгано-Таджикская депрессия, 2 — Большой Кавказ, 3 — Гималаи, 4 — Гиндукуш, 5 — Загрос, 6 — зона Инда-Цангто, 7 — Каракорум, 8 — Карпаты, 9 — Кипрская дуга, 10 — Копетдаг, 11 — Красное море, 12 — Кульгунь, 13 — Левантская зона разломов (трансформа Мертвого моря), 14 — Малый Кавказ, 15 — Месопотамский прогиб, 16 — Тавр, 17 — Тарим, 18 — Тибет, 19 — Центральный Тянь-Шань, 20 — Эгейское море, 21 — Эллиптическая дуга.



**Рис. 2. Принципиальная схема расположения прогибов с утоненной (субокеанской?) корой, существовавших в Альпийско-Гималайском поясе в эоцене (~ 45 млн л.н.), по [Robertson, 2000; Golonka, 2004; Казьмин, Тихонова, 2006; Большой Кавказ..., 2007; Казьмин и др., 2010] с дополнениями.**

1 — бассейны с утоненной корой; 2 — проторифтовый прогиб Красного моря; 3 — крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 — главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения. Буквенные обозначения: АР — Аравийская плита, АТ — Афгано-Таджикская депрессия, АФ — Африканская плита, БК — бассейн Большого Кавказа, ВЕ — Восточно-Европейская платформа, ВИ — Восточно-Иранский бассейн, ВЧ — Восточно-Черноморский бассейн, ГР — Герирудский бассейн, З — Главный надвиг Загроса, ЗЧ — Западно-Черноморский бассейн, ИН — Индийская плита, КП — Карпатский бассейн, Л — Протолевантская трансформная зона, ЛТ — Лутская микроплита, НТ — реликты Неотетиса, ПТ — Памир и Тибет, СБ — Сабзеварский бассейн, СС — зона Санандадж-Синджар, СТ — Скифско-Туранская эпипалеозойская платформа, Т — Протосеверо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, ЦИ — Центрально-Иранская микроплита, Ч — Проточаманская трансформная зона, ЭЛ — Эльбурс, ЮК — бассейн Южного Каспия.

кой плиты [Копп, Щерба, 1993; Artyushkov et al., 1996; Golonka, 2004]. Интенсивные перемещения по Центральному надвигу Гималаев и надвигам того же направления в Каракоруме и Памире выражены пиком метаморфизма и гранитообразования [Иванова, Трифонов, 2005; Searle, 2009].

В третью стадию (поздний миоцен—ранний плиоцен) движение южных плит стало север-северо-западным или субмеридиональным. Сформировался складчато-надвиговой пояс Пальмирид на севере Аравии. Развивались надвиги южного склона Большого Кавказа и Памира и складчатые деформации в Эллинидах, Тибете и Тянь-Шане.

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 ( $\leq 1500$  м). Расчеты изостатического поднятия из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008], совпадают с геолого-геоморфологическими оценками. Иначе говоря, коллизионное сжатие коры на этих стадиях было главным фактором рельефообразования. В тех случаях, когда расчеты указывали на возможность большего поднятия, эффект утолщения коры компенсировался уплотнением ее нижней части [Artyushkov et al., 1996].

**Усиление горообразования в плиоцен—квартере.** Крупномасштабные деформации коровых масс, сопровождавшиеся их метаморфизмом и коровым магматизмом в течение описанных стадий неотектонического этапа, привели к гомогенизации и консолидации земной коры в тех областях пояса, где этого не произошло раньше, подготовив четвертую плиоцен-четвертичную стадию неотектонического развития. Консолидация коры выразилась на этой стадии отсутствием крупных гранитных массивов, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами [Короновский, Демина, 1999; Karakhanian et al., 2002; Wang et al., 2007; Trifonov et al., 2011], а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как наибольшие складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом (Субгималаи, Афгано-Таджикская депрессия, предгорья Тавра, Низкий Загрос, периклинали Большого Кавказа).



### Рис. 3. Ускорение роста горных сооружений Центральной Азии в плиоцене—квартере.

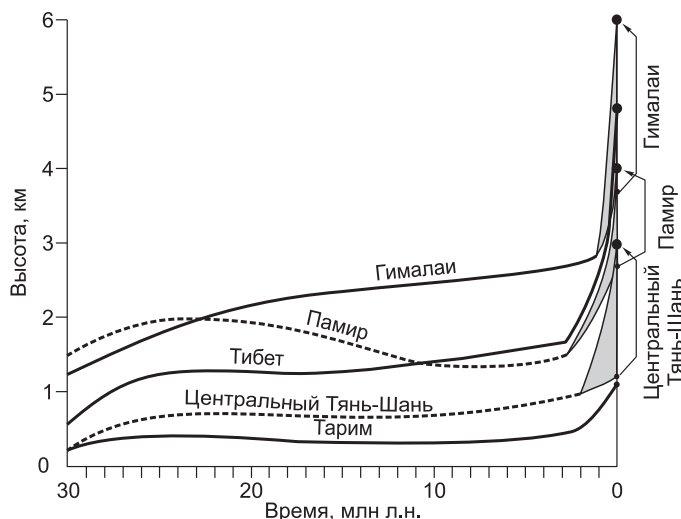
Для Гималаев, Памира и Центрального Тянь-Шаня наряду с наблюдаемыми значениями высоты представлены расчетные значения, показывающие, какой высоты достигло бы плиоцен-четвертичное поднятие только из-за усиления сжатия; они меньше реально наблюдаемых значений.

В последние ~4—2 млн лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и 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. Поднятия были наиболее значительными в Центральной Азии [Чедия, 1986; Mörner, 1991; Li Jijun, 1995; Трифионов и др., 2008], но проявились и в других частях пояса. При этом в таких областях, как Памир, Гиндукуш, Каракорум, Высокий Загрос, происходило общее воздымание горных систем независимо от предшествовавшей структурной дифференциации.

Усиление восходящих движений не связано с ускорением движения плит и увеличением коллизийного сжатия, местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась еще в среднем миоцене, а горы стали расти в плиоцене. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцене—квартере на фоне уменьшения скорости сжатия, фиксируемого как GPS данными [Шевченко и др., 1999], так и суммированием смещений по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь 10—50 % общего поднятия поверхности (рис. 3) [Трифонов и др., 2008]. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

Под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань) в верхней мантии обнаружены пониженные скорости сейсмических волн [Лукк, Винник, 1975; Литосфера..., 1986; Современная геодинамика..., 2005; Винник и др., 2006; Li Zhiwei et al., 2009], отражающие разуплотнение верхов мантии, установленное и по гравиметрическим данным [Артемьев, 1975; Artemjev, Kaban, 1994; Jiménez-Munt et al., 2008]. М.К. Кабан [2000] отметил те же черты в гравитационном поле Малого Кавказа. Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъемом астеносферы, выявлено под Восточными Карпатами [Artyushkov et al., 1996]. По расчетам Е.В. Артюшкова, основанным на обнаружении изостатических аномалий до -150 мГал под Тянь-Шанем [Artemjev, Kaban, 1994], такое разуплотнение обеспечивает поднятие поверхности на  $\geq 1.1$  км, возможно, до 1.5—2 км [Трифонов и др., 2008]. Подобный процесс усилил рост и других упомянутых горных сооружений. Наиболее вероятная причина разуплотнения — частичное замещение мантийной литосферы менее плотной астеносферой [Артюшков, 1993, 2003; Трифионов и др., 2008].

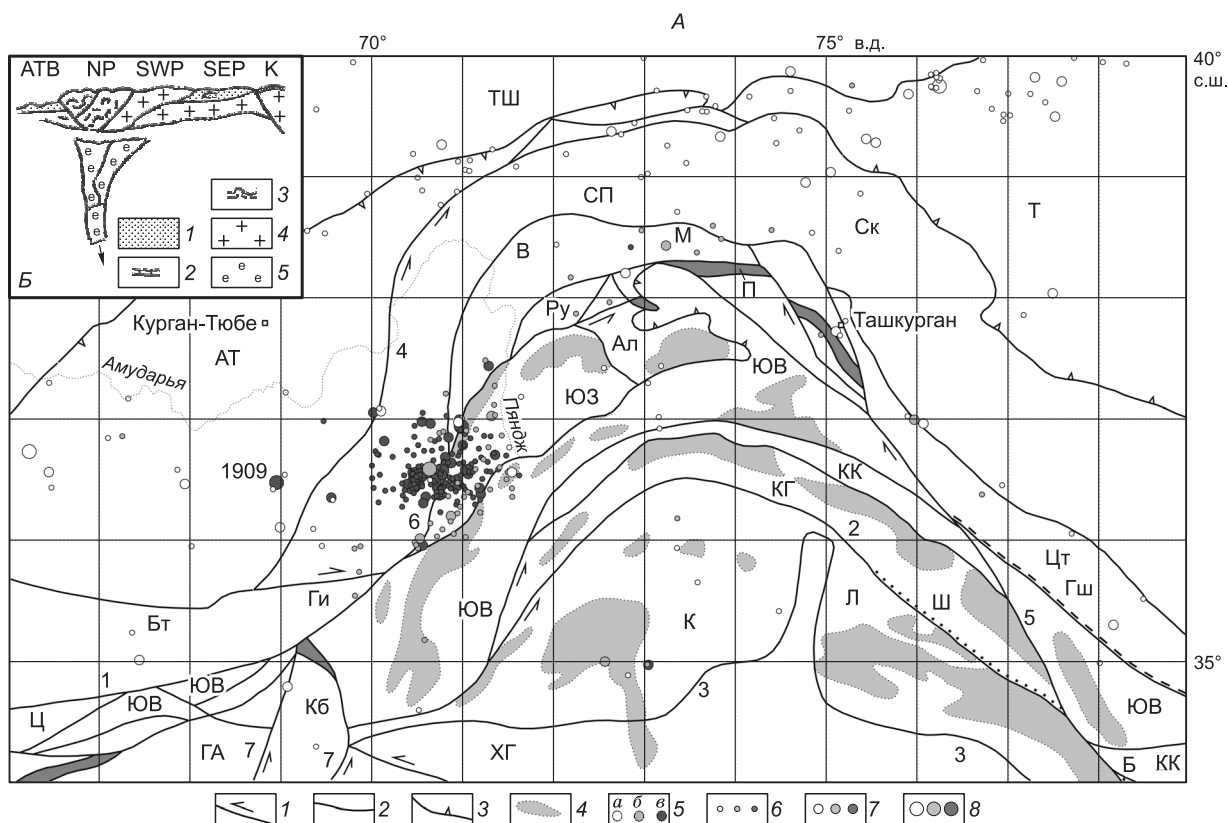
Данные по Центральному Тянь-Шаню позволяют ставить вопрос о воздействии на усиление поднятий еще одного фактора [Трифонов и др., 2008]. К началу новейшего этапа мощность коры здесь, вероятно, была такая же, как в части Казахстана, не вовлеченной в орогенез (~42 км), а утолщение коры за счет сжатия составило ~5—7 км. Но современная мощность коры больше: от 40—52 км под впадинами до 52—64 км под хребтами [Литосфера..., 1986; Винник и др., 2006; Макаров и др., 2010]. Отсюда следует, что утолщение обусловлено не только сжатием, но и приращением коры снизу объемами пород, которые прежде были близки по плотности к мантии. Ими могли быть палеоокеанские базиты, метаморфизировавшиеся под тектонически утолщенной континентальной корой до стадии гранатовых гранулитов и эклогитов. Ретроградный метаморфизм (серпентинизация ультрабазитов, амфиболитизация гранулитов и т.п.) привел к разуплотнению metabазитов, и они пополнили земную кору. Мощность коры наиболее увеличилась под горными хребтами, где разуплотненная мантия ближе подступает к ее подошве [Литосфера..., 1986; Винник и др., 2006]. Эти соображения конкретизируют более ранние высказывания о возможном участии глубинных преобразований корового вещества в поднятии Тянь-Шаня [Макаров и др., 2010]. Поскольку разновозрастные реликты океанской коры широко распространены в Альпийско-Гималайском поясе, подобные преобразования могли внести значительный вклад в усиление поднятий.



Таким образом, быстрый рост горных поднятий в плиоцен—квартере является суммарным эффектом трех процессов, относительное участие которых в разных горных сооружениях различно. Это продолжающееся коллизийное сжатие, частичное замещение литосферной мантии астеносферой и разуплотнение высокометаморфизованных пород корового происхождения (палеоокеанских метабазитов и др.) астеносферными флюидами.

### МАНТИЙНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ОРОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

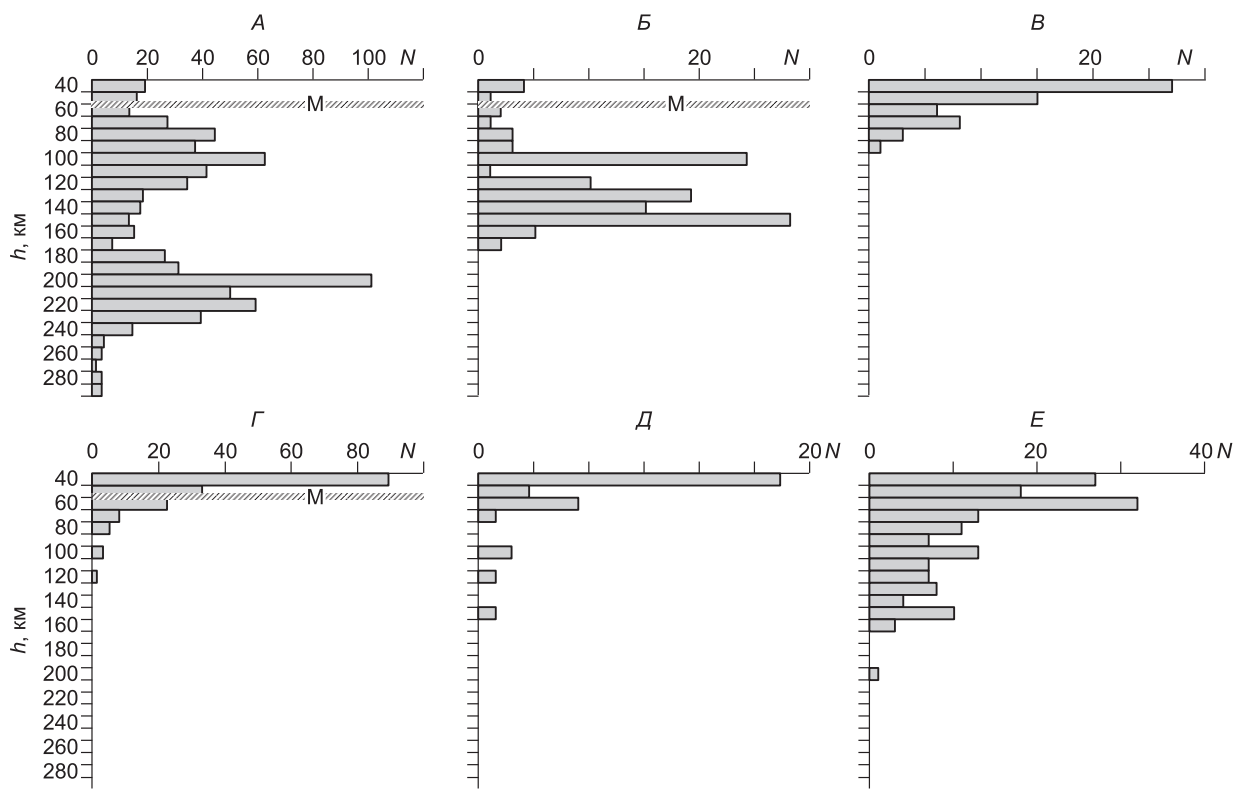
Для исследования были сведены данные каталогов [Karnik, 1968; Новый каталог..., 1977; Специализированный каталог..., 1994; Moinfar et al., 1994; Papazachos, Papazachou, 1997; Трифионов, Карахьян, 2004; National..., 2007] о землетрясениях 1850—2007 гг. с магнитудами  $M_s \geq 5$  и глубинами гипоцентров  $\geq 40$  км, а в областях с утолщенной корой  $\geq 50$  км. Почти все такие землетрясения сосредоточены в Эллинской и Кипрской дугах, Эгейском регионе, Загросе, Вранчском мегаочаге, Среднем Каспии и Памиро-Гиндукушской зоне с Гиндукушским мегаочагом. Землетрясения Эллинской и Кипрской дуг



**Рис. 4.** Карта тектонической зональности, гранитного магматизма и эпицентров землетрясений с  $M_s \geq 5.7$  Памир-Гиндукуш-Каракорумского региона, по данным [Иванова, Трифионов, 2005] с изменениями (А), и схема строения земной коры Памира в плиоцене—квартере и образования Гиндукушского мегаочага мантийных землетрясений (Б).

А: 1 — сдвиги; 2 — надвиги и прочие крупные разломы; 3 — границы впадин; 4 — гранитные батолиты, продолжавшие развиваться в миоцене; 5 — эпицентры землетрясений с очагами на глубинах  $h \leq 70$  км (а),  $70 < h < 150$  км (б) и  $h \geq 150$  км (в); 6—8 — магнитуды землетрясений ( $M_s$ ): 6 — 5.7—6.5, 7 — 6.6—7.4, 8 — 7.5—8.3.

Тектонические зоны: ТШ — Тянь-Шань; АТ — Афгано-Таджикская депрессия; Т — Таримская впадина; СП — Северный Памир и его продолжения в Куньлуне (Ск), Западном Гиндукуше (Ги) и Банди-Туркестане (Бт); Ал, В, КБ, М, Ру, Ц, Цт — зоны центрально-памирского типа, включая ЮЗ — Юго-Западный Памир — Бадахшан; П — Пшартская сutura и ее продолжение, (выделено темно-серым цветом); Гш — предполагаемое продолжение Пшартской сутуры в Тибете; ЮВ — Юго-Восточный Памир — Нуристан и его продолжения в Тибете и Афганистане; КК — Северный Каракорум и его продолжение в Тибете; ГА — Гильменд-Аргандабский массив; КГ — Южный Каракорум и Восточный Гиндукуш; Ш — сutura Шиок, Б — сutura Бангун; К — Кохистан, Л — Ладакх; ХГ — Хазарский массив Гималаев. Разломы: 1 — Гератский (Главный Герирудский), 2 — Главный Каракорумский надвиг, 3 — Главный мантийный надвиг, 4 — Дарвазский взрососдвиг, 5 — Памиро-Каракорумский сдвиг, 6 — Центрально-Памирский разлом, 7 — Чаманский сдвиг. Б: 1 — осадочный чехол; 2 — платформенные карбонаты; 3 — палеозойская континентальная кора; 4 — континентальная кора Центрального и Южного Памира; 5 — метабазиты. АТВ — Афгано-Таджикская депрессия, NP — Северный Памир, SWP — Юго-Западный Памир, SEP — Юго-Восточный Памир, К — Каракорум.



**Рис. 5. Гистограммы распределения количества ( $N$ ) землетрясений с  $M_s \geq 5$  по глубинам ( $h$ ) в мантйных сейсмофокальных зонах:**

*A* — Памиро-Гиндукушская зона, *Б* — Вранча, *В* — Средний Каспий, *Г* — Загрос, *Д* — Эгейский регион, *Е* — Эллинская дуга. Косой штриховкой показано приблизительное положение подошвы коры, если она находится ниже 40 км.

связаны с современной субдукцией. В других областях такой связи не обнаруживается. Среди них наиболее активны Гиндукуш и Вранча.

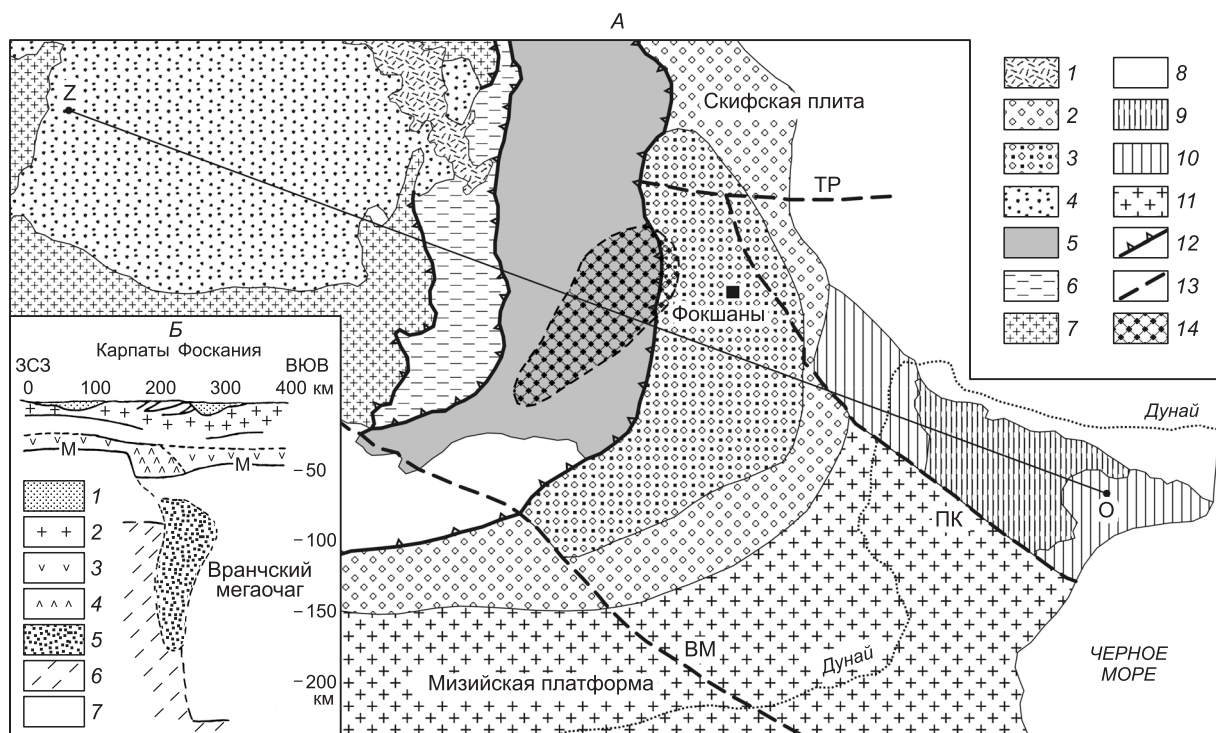
**Памиро-Гиндукушская зона** образует выпуклую к северу дугу от Западного Гиндукуша до восточных границ Памира и Каракорума (рис. 4). 90 % землетрясений и 95 % выделенной сейсмической энергии приходится на Гиндукушский мегаочаг — область  $1.5 \times 1.5^\circ$  в Западном Гиндукуше. Там гипоцентры достигают глубин  $\sim 270$  км, редко 300 км (рис. 5), а восточнее их максимальная глубина сокращается до 200 км, причем глубже 150 км землетрясения с  $M_s \geq 5.7$  отсутствуют. Объяснения этой сейсмичности современной субдукцией [Лукк, Винник, 1975; Tarponnier et al., 1981; Burtman, Molnar, 1990; Negredo et al., 2007] не согласуются с данными о неотектоническом развитии, глубинной структуре региона и строении гипоцентральной области [Иванова, Трифионов, 2005].

В новейшее время верхнекоровые тектонические зоны Памирской дуги были сорваны и перемещены латерально, а кривизна дуги возросла из-за поперечного укорочения [Иванова, Трифионов, 2005]. Архейский массив Юго-Западного Памира—Бадахшана — прежде был частью континентальной коры зоны Центрального Памира, располагавшейся над зоной субдукции раннего Мезотетиса между вулканической дугой (герцинские Северный Памир и Западный Гиндукуш) и субокеанским прогибом, реликты которого сейчас представлены Пшартской сутурой и выражены в скоростном разрезе ванч-язгулемской части Центрального Памира высокоскоростной «коромантийной смесью» мощностью  $\sim 15$  км [Хамрабаев, 1980]. К концу миоцена архейский массив переместился к востоку, как минимум, на 150 км. В области его первоначального расположения, большей частью перекрытой герцинидами, под ними и тыловой частью массива сохранялся слэб океанской коры раннего Мезотетиса. Источниками глубинных базитов в этой области могут быть также реликты герцинской и архейской океанской литосферы, сближенные со слэбом в ходе кайнозойского орогенеза. Аналоги первой представлены офиолитами герцинских сутур, а второй — амфиболовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами с будинами эклогитов в аллохтонных пластинах Юго-Западного Памира.

По сейсмологическим данным, гранитогнейсовый массив Юго-Западного Памира — Бадахшана — мощностью 25 км надвинут на зону Юго-Восточного Памира, отчего общая мощность коры Юго-

Западного Памира достигает 60 км [Земная кора..., 1981]. Близкую мощность имеет кора зоны Северного Памира — Западного Гиндукуша [Хамрабаев, 1980]. С утолщением континентальной коры реликты базитов оказались на глубинах 50—70 км, где могли преобразоваться в гранатовые гранулиты и эклогиты, близкие по плотности к мантии. На их обилие указывают исследования позднекайнозойских магматических пород и ксенолитов [Земная кора..., 1981]. Скорости продольных волн в сейсмофокальной зоне выше среднемировых на 0.3—0.4 км/с, а в окружающей мантии ниже среднемировых на 0.1—0.2 км/с [Лукк, Винник, 1975]. Вероятно, зона обогащена плотными метабазитами, которые с разуплотнением верхов мантии стали погружаться и служить источниками землетрясений (см. рис. 4). Слабее это проявилось в памирской части зоны [Иванова, Трифонов, 2005].

**Вранчский мегаочаг.** Во Вранчской области с 1862 г. отмечены 113 землетрясений на глубинах 60—170 км (см. рис. 5). Кроме двух ранних событий, координаты которых могут быть неточными, все землетрясения происходили в области 45.2—45.9° с.ш., 26.2—27.3° в.д. В первом приближении сейсмофокальная область образует субвертикальную колонну диаметром ~ 80 км и глубиной до 170 км. Мантийные землетрясения приурочены к изгибу между восточным и южным сегментами Карпатской дуги и происходят под Внешней зоной Карпат и Фокшанской впадиной передового прогиба (рис. 6). Внешняя зона является аккреционной призмой мезозойско-палеогенового флиша, сорванного и надвинутого в конце среднего и начале позднего миоцена на среднемиоценовые отложения Фокшанской впадины, в которой ко времени надвигания накопилось до 3 км осадков [Artyushkov et al., 1996]. Мощность покровного комплекса составляет 8—12 км, а с учетом эрозии могла достигать 10—14 км. Но утолщение чехла не вызвало изостатического поднятия поверхности до расчетной величины 1.5—2.4 км; она осталась, по данным цитируемых авторов, на высоте ~ 0.5 км, т.е. поднятие на 1—2 км компенсировалось уплотнени-



**Рис. 6. Тектоническая схема Карпат вблизи области Вранчских землетрясений (А) и схема образования Вранчского мегаочага мантийных землетрясений (Б), по данным [Artyushkov et al., 1996; Hauser et al., 2007] с изменениями и дополнениями.**

А: 1 — неоген-четвертичные вулканические породы; 2 — неоген-четвертичные отложения Предкарпатского передового прогиба; 3 — Фокшанская впадина; 4 — неогеновые отложения Трансильванской впадины; 5 — шарьированный комплекс Внешней зоны Карпат (Молдавиды); 6 — Внешнедакийские покровы с меловым параавтохтоном; 7 — Среднедакийские и Трансильванские покровы с меловым параавтохтоном; 8 — карпатские тектонические зоны под чехлом плиоцен-четвертичных отложений; 9, 10 — киммерийский ороген Северной Добруджи: 9 — обнаженный или под маломощными осадками, 10 — под осадочным чехлом; 11 — платформенный чехол Мизийской платформы; 12 — главные надвиги; 13 — разломы: ВМ — Внутримизийский, ПК — Печенега-Камена, ТР — Тротус; 14 — эпицентральная область Вранча; ZO — линия сейсмического профиля. Б: 1 — осадочный чехол; 2—4 — слои: 2 — верхнекоровый, 3 — нижнекоровый, 4 — нижнекоровый, обогащенный плотными метабазитами; 5 — слэб уплотненных метабазитов (зона мантийных землетрясений, показаны их гипоцентры); 6 — астеносфера; 7 — литосферная мантия.



ем подстилающих пород. Осадки неогена—квартера мощностью до 9 км накопились в Фокшанской впадине юго-восточнее покровов, перед их фронтом осадки смяты и шарьированы [Sandulescu, 1984; Artyushkov et al., 1996]. Фокшанская впадина наложена на докембрийскую Мизийскую плиту [Sandulescu, 1984]. По северо-восточному краю впадины проходит надвиг Печенега-Камена, наклоненный под впадину и Внешнюю зону Карпат и отделяющий Мизийскую плиту от эпипалеозойской Скифской плиты. Вдоль северного крыла разлома протягивается киммерийская зона Северной Добруджи — система покровов, надвинутых на Скифскую плиту. Две покровные единицы разделены триасовыми основными вулканитами [Хаин, 2001]. Сейчас они являются частью зоны надвига Печенега-Камена и могут продолжаться вдоль него на глубине в сторону Карпат.

На сейсмическом профиле О—Z поверхность Мохо находится на глубинах 35—40 км под Внутренними зонами Карпат, 45—47 км под Внешней зоной и Фокшанской депрессией и ~ 44 км под Мизийской плитой [Hauser et al., 2007]. Аналогичные изменения выявлены на более северном сейсмическом профиле через Украинские Карпаты. Мощность коры под Внешней зоной и Передовым прогибом там определена в ~ 60 км; в низах коры выделен слой со скоростями продольных волн 7.4—7.6 км/с, возрастающий в мощности от Внутренних зон Карпат к Внешней зоне и Передовому прогибу до ~ 20 км [Геофизические исследования..., 1993]. На профиле О—Z скорости в низах коры составляют 7.0—7.1 км/с. Вероятно, высокоскоростной нижнекоревой слой украинского разреза там неотличим от верхов мантии. По мнению Е.В. Артюшкова [Артюшков, 1993; Artyushkov et al., 1996], высокоскоростной слой в низах коры указывает на метаморфическое уплотнение базитов, удержавшее поверхность Фокшанской впадины, заполненной покровами Внешней зоны и неоген-четвертичными осадками, на небольшой высоте. Источником базитов могли быть Внутренние Карпаты, где офиолиты вскрыты, например, в Мурешской зоне. Их пододвигание стало результатом отслоения нижней коры и происходило одновременно с надвиганием Внешней зоны.

Мы полагаем, что метабазиты продолжались в литосферную мантию в виде слэба, причем их дополнительным источником могли быть основные породы Северной Добруджи, погружавшиеся под Фокшанскую депрессию по надвику Печенега-Камена (см. рис. 6). На уровне верхней мантии базиты испытали дополнительный метаморфизм с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов, близких по плотности к литосферной мантии. При подъеме поверхности астеносферы под Карпатами до ~80 км [Artyushkov et al., 1996] слэб оказался на границе разуплотненной мантии Карпат и литосферы Мизийской плиты, что привело к его погружению, сопровождающемуся землетрясениями.

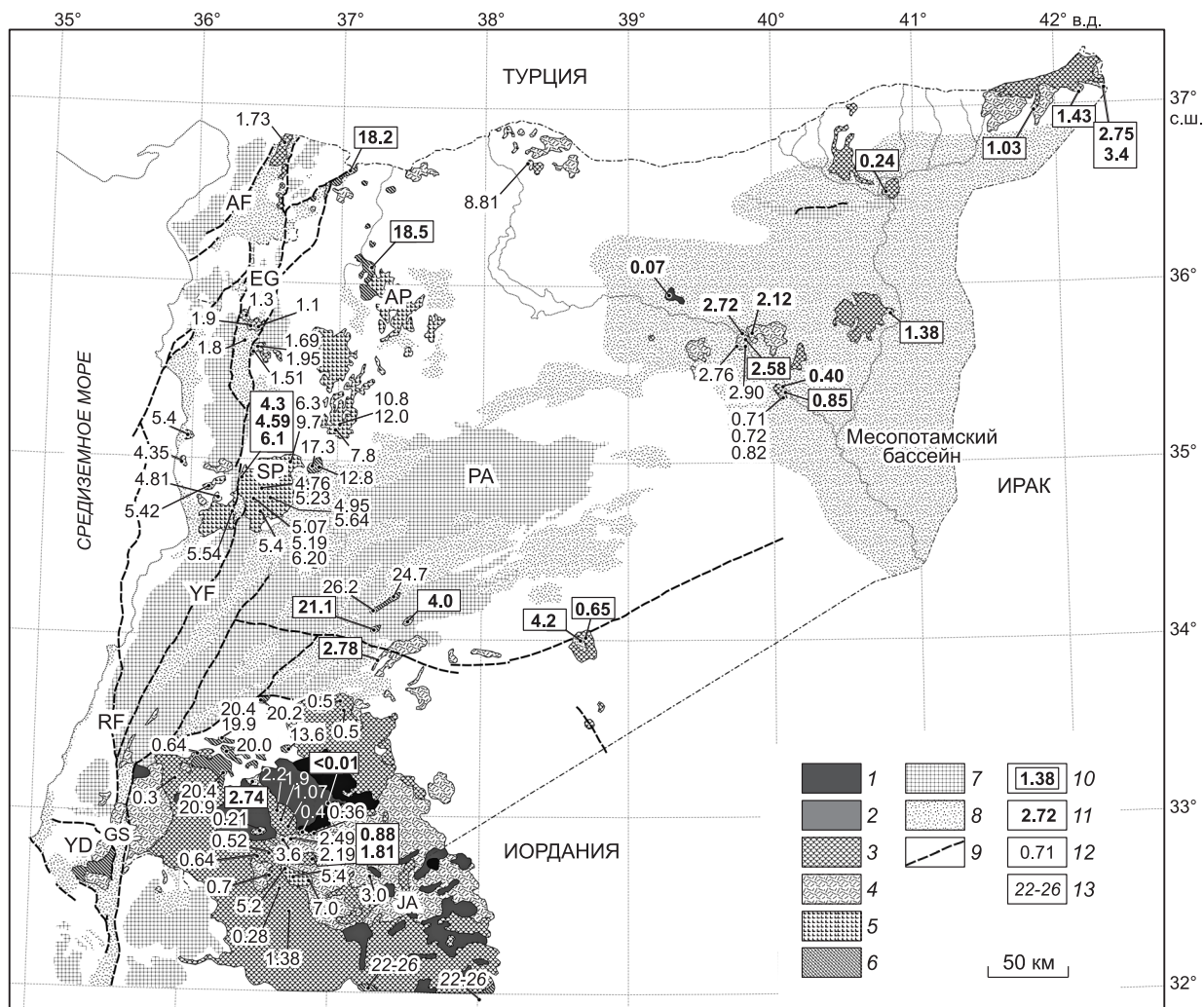
**Природа мантийной сейсмичности.** В обоих примерах мантийные землетрясения связаны с палеоокеанскими метабазитами. Разуплотнение верхов мантии в плиоцене—квартере привело к отрыву и погружению плотных и холодных метабазитовых слэбов. Энергию землетрясений, помимо нагрузки слэба, питали фазовые преобразования его пород: десерпентинизация, ниже эклогитизация остатков менее метаморфизованных базитов и переход кварца в коэзит, а причиной сейсмогенных подвижек могли быть не столько высокие девиаторные напряжения, сколько понижение прочности пород в зонах милонитизации, усиленное воздействием флюидов [Родкин и др., 2009]. Их источниками служили продукты дегидратации серпентина и амфиболов и, возможно, астеносфера.

Таким образом, погружение сейсмогенерирующих слэбов и интенсивное поднятие гор происходили одновременно и обусловлены единой причиной — разуплотнением верхов мантии под воздействием астеносферы. Однако горообразование проявилось на более обширной территории Альпийско-Гималайского пояса. Очевидно, играли роль локальные геодинамические факторы сейсмичности. 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 зоны скольжения внутри слэба. В Гиндукуше такой структурой является Памиро-Афганская (Чаман-Дарвазская) зона левых взбросодвигов [Иванова, Трифионов, 2005], а в Восточных Карпатах — раздел Карпат и Мизийской плиты [Sandulescu, 1984].

В трех других областях мантийных землетрясений внутри орогенического пояса, Эгейской, Загросской и Среднекаспийской, выявлены те же факторы сейсмичности, но они выражены слабее, причем количество гипоцентров быстро убывает с глубиной. Это может быть обусловлено тем, что погружение слэбов отсутствует или только началось, или происходит медленно из-за небольшой разности плотностей слэба и соседней мантии.

## НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ АРАВИЙСКО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА

Новейший вулканизм наиболее широко представлен в Аравийско-Кавказском сегменте пояса, где его связывают с магматическими очагами, расположенными в низах коры, реже верхах мантии [Короновский, Демина, 1999, 2007]. Образование очагов объясняют внутрилитосферными процессами или воздействием астеносферы. Эта неопределенность побудила обратиться к новейшему вулканизму южного обрамления пояса — полосе, протягивающейся вдоль западного края Аравийской плиты в Сирии и



**Рис. 7. Структурно-геологическая карта области неоген-четвертичных базальтов Сирии и соседних территорий, по данным [Trifonov et al., 2011] с изменениями.**

1—6 — базальты: 1 — голоцен, 2 — верхний плейстоцен, 3 — средний и нижний плейстоцен, 4 — плиоцен, 5 — верхний миоцен (с нижним плиоценом на плато Шин), 6 — средний и нижний миоцен, редко олигоцен; 7 — поднятия выше 600 м; 8 — впадины; 9 — позднекайнозойские разломы; 10—13 — радиоизотопные датировки базальтов: 10 — [Trifonov et al., 2011], 11 — [Demir et al., 2007], 12 — [Шарков, 2000], 13 — [Plani et al., 2001]. Структурные элементы и базальтовые поля: AF — разлом Аманос (Восточно-Анатолийская зона), AP — Алеппское плато, EG — впадина *pull-apart* Эль Габ DST, GS — Галилейская впадина *pull-apart*, JA — нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам), PA — Пальмириды, RF — продолжение южной части DST разломом Роум и далее вдоль континентального склона, SP — плато Шин, YD — депрессия Йизреел, YF — Яммуне, сегмент DST.

соседних областях Израиля, Иордании, Ливана и Турции (рис. 7). Вулканизм представлен преимущественно лавами высокотитанистых (1.8—3.7 мас. %  $TiO_2$ ) щелочных основных пород (базаниты, гавайиты и щелочные базальты), реже переходных к толеитам с содержанием  $SiO_2$  от 44.3 до 52.5 мас. % [Шарков, 2000]. При местных различиях состава базальтов их принципиальное геохимическое сходство указывает на аналогичное происхождение из мантийных источников [Stein, Hofmann, 1992]. Базальты слагают нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам), где их мощность достигает 1200—1400 м, и меньшие по размерам поля и потоки на Алеппском плато и в других частях региона, в частности, на плато Шин с его прибрежным продолжением и в депрессии Йизреел, где базальты проникают западнее современной границы плиты — трансформы Мертвого моря (DST). Вулканизм начался в конце олигоцена и продолжался до голоцена, демонстрируя связь с неотектоническим развитием региона. Она проявилась не только в том, что многие центры вулканических извержений нагорья Джебель Араб и плато Шин располагались вдоль разломов растяжения север-северо-западного простирания, оперявших DST, но, что важнее, в связи интенсивности извержений с геодинамической обстановкой, определявшей направление дрейфа Аравийской плиты в течение указанных выше стадий неотектонического развития.

Направление дрейфа зависело от эволюции Аден-Красноморской рифтовой системы, возникшей в первую олигоцен-раннемиоценовую стадию [Казьмин, 1974]. На северо-восточном борту Красноморского рифта от 32—30 до ~ 20 млн л.н. с максимумом 24—21 млн лет развивался пояс базальтовых даек и вулканов [Camp, Roobol, 1992; Segev, 2005]. Изучение осадков Мертвого моря показало [Garfunkel, Ben-Abraham, 2001], что DST возникла ~ 20—17 млн л.н. Она сместила дайково-вулканический пояс, а на севере следовала вдоль берега Средиземного моря и смыкалась с Латакийским разломом, продолжавшимся Кипрской дугой и надвигами Восточного Тавра [Rukieh et al., 2005].

Из-за проградации рифтогенеза к западу растяжение в Аденском рифте было больше, чем в Красноморском, и Аравийская плита двигалась в первую стадию на север-северо-запад. Во вторую стадию (средний миоцен) растяжение Красноморского рифта усилилось, и плита стала двигаться на северо-восток. В третью стадию (поздний миоцен—ранний плиоцен) в Аденском рифте произошел разрыв коры и начался спрединг, отчего плита вновь двигалась на север-северо-запад. В четвертую стадию (средний плиоцен—квартер) спрединг распространился в Красноморский рифт, и дрейф стал субмеридиональным.

Север-северо-западное и субмеридиональное сжатие на северных флангах плиты сопровождалось нормальным к оси сжатия горизонтальным растяжением, которое благоприятствовало раскрытию разломов растяжения, оперявших DST, тогда как северо-восточное сжатие и северо-западное растяжение этому не благоприятствовали, что проявилось в интенсивности вулканизма. Субмеридиональная полоса базальтовых извержений возникла ~ 26—22 млн л.н. в районе нагорья Джебель Араб [Шарков, 2000; Pani et al., 2001] и 21—17 млн л.н. распространилась в Северо-Западную Сирию (см. рис. 7) и Южную Турцию [Arger et al., 2000]. Среднемиоценовая стадия характеризовалась резким спадом вулканизма, а в третью стадию и особенно в мессинии он усилился вновь. В депрессии Йизреел та же последовательность событий несколько отставала от описанной выше, возможно, из-за краевого положения депрессии в вулканическом ареале [Segev, 2005]. В мессинии складчатость Пальмирид и выдавливание на северо-восток расположенного между ними и северной частью DST блока Алеппо вызвали декомпрессию на юго-западе блока, где ~ 6.3—4 млн л.н. произошли извержения на плато Шин и его прибрежном продолжении. С декомпрессией, приведшей к адиабатическому плавлению, связывают геохимические особенности базальтов этой области, которые выразились в уменьшении содержания  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и несовместимых редких элементов без уменьшения содержания  $MgO$  или увеличения  $SiO_2$  [Lustrino, Sharkov, 2006]. Вызванное декомпрессией перерождение литосферы привело ~ 4 млн л.н. к перестройке структуры северо-западного фланга Аравийской плиты, где возникли современные сегменты DST, соединившиеся на севере с новообразованной Восточно-Анатолийской зоной разломов [Rukieh et al., 2005]. Момент перестройки (~ 4—3.5 млн л.н.) характеризовался спадом вулканизма, а в четвертую стадию он стал еще более интенсивным, распространившись на север Месопотамского прогиба и с рубежа ~ 2 млн л.н. в зону DST [Yürür, Chorowicz, 1998; Шарков, 2000; Segev, 2005].

Приведенные данные убеждают, что с конца олигоцена до голоцена тектонические движения и базальтовый вулканизм Аравийской плиты происходили взаимосвязанно. За это время плита сместилась к северу на расстояние не менее 100 км. Однако извержения унаследованно продолжались ~ 26 млн лет в нагорье Джебель Араб и более 15 млн лет на Алеппском плато, не обнаруживая признаков направленной миграции. Следовательно, очаги базальтовой магмы двигались вместе с плитой, т.е. располагались в низах литосферы, что подтверждается геохимическими исследованиями [Segev, 2005; Lustrino, Sharkov, 2006]. Плитные очаги поддерживались энергией и веществом астеносферы.

Основываясь на изложенных выводах, мы принимаем с поправками гипотезу А.В. Ершова и А.М. Никишина [2004], по которой причиной вулканизма был астеносферный поток, распространявшийся от Эфиопско-Афарского суперплюма [Ebinger, Sleep, 1998; Becker, Boschi, 2002]. В олигоцене поток достиг Красноморского рифта, а в конце олигоцена—начале миоцена распространился до северного края Аравийской плиты. Поток эродировал и деформировал подошву литосферы плиты, вызывая локальную декомпрессию и формирование магматических очагов, которые поддерживал длительное время. В миоцене с закрытием реликтов Неотетиса и задуговых бассейнов поток проник во внутренние зоны Альпийско-Гималайского пояса, усилив их вулканизм, и в позднем миоцене достиг Большого Кавказа, где инициировал образование магматических очагов вблизи границы кора—мантия [Короновский, Демина, 2007]. Состав потока изменялся в процессе дрейфа из-за фракционной кристаллизации и вовлечения местного материала, а в литосфере магматические очаги пополнялись местными продуктами плавления. В итоге геохимические следы суперплюма еще обнаруживаются на юге Аравийской плиты [Altherr et al., 1990; Bertrand et al., 2003], но пропадают севернее [Lustrino, Sharkov, 2006].

## РОЛЬ АСТЕНОСФЕРЫ В НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ ПОЯСА

В современных моделях глобальной тектоники литосферные плиты движутся от зон спрединга астеносферными потоками в рамках общемантийной или верхнемантийной конвекции [Трубицын, 2005; Коваленко и др., 2009; Лобковский, Котелкин, 2010]. В глобальной сейсмотомографической модели об-



ласти восходящих глубинных потоков (пониженных скоростей сейсмических волн) типа Эфиопско-Афарского суперплюма не соответствуют зонам спрединга [Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002]. Это заставляет предположить перераспределение материала восходящих потоков в низах астеносферы (~ 175—250 км) и, считая дрейф плит результатом верхнеастеносферных течений (~ 50—175 км), допустить изменчивую во времени внутриастеносферную конвекцию. При этом астеносфера океанов и потоков от суперплюмов менее деплетирована и более энергонасыщена, чем континентальная.

В эоцене в Альпийско-Гималайском поясе сохранились остаточные впадины Неотетиса и задуговых бассейнов с утоненной литосферой. Неотетис подстилался океанской астеносферой. Ее течение от Эфиопско-Афарского суперплюма в северных румбах приводило к закрытию впадин и сближению гондванских плит с Евразией. Коллизия замедлила сближение, но океанская астеносфера, вероятно, продолжила прежнее движение и постепенно достигла северных границ пояса. Воздействие активной астеносферы на слабоконсолидированную литосферу проявлялось в олигоцене и миоцене интенсивным гранитообразованием и вулканизмом. Крупномасштабные деформации и смещения предполагают размягчение литосферы. Оно отчасти связано с субдукцией остаточных бассейнов и вулканизмом на их краях [Kovács, Szabó, 2008; Казьмин и др., 2010]. Но более широкий ареал деформационных проявлений размягчения приводит к выводу, что оно было также обусловлено термофлюидным воздействием астеносферы [Артюшков, 2003]. Деформации концентрировались в зонах между микроплитами и по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств, что и обусловило тектоническое расслоение литосферы и большие латеральные перемещения. Деформации, сопровождавшиеся метаморфизмом и магматизмом, привели к консолидации земной коры. В плиоцене—квартере под консолидированной корой астеносфера стала частично замещать литосферную мантию [Артюшков, 1993, 2003] или «астенизировать» ее своими подвижными компонентами [Ranalli et al., 2007], что резко усилило рост горных поднятий. С середины миоцена активную океанскую астеносферу дополнил молодой астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, проявившийся развитием вулканизма.

С замещенными астеносферным веществом фрагментами мантийной части литосферы погружались сохранявшиеся в ней плотные палеоокеанские метабазиты. Фазовые превращения и деформации в насыщенных метабазитами погружавшихся слэбах явились причиной мантийных землетрясений. Менее плотные метабазиты разуплотнились в результате метаморфизирующего воздействия астеносферных флюидов и пополнили земную кору, что усилило рост гор. Вероятно, этот фактор восходящих движений стал ведущим в краевых горных системах орогенического пояса — Большом Кавказе и южных зонах Западного Тянь-Шаня, где разуплотнение верхов мантии не зафиксировано, а сжатие, производимое более южными дугами, соответственно, Малого Кавказа и Памира не могло вызвать поднятие удаленных от дуг частей этих горных сооружений. Большой Кавказ дольше других зон орогенического пояса был ограничен с юга прогибом с утоненной корой. Субдукция прогиба к югу, приведшая к его закрытию, задержала проникновение под Кавказ потока активной астеносферы до среднего миоцена. В итоге преобразование не дошло до стадии замещения литосферной мантии астеносферным веществом, но под консолидированной корой Скифской плиты, слагающей Кавказ, стали достаточными для метаморфического разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения, близких по плотности к мантии, что вызвало поднятие поверхности. Для Западного Тянь-Шаня такой экран могла создавать до позднего миоцена субдукция восточной части Афгано-Таджикской депрессии, где, судя по разрезу района г. Курган-Тюбе, мощность кристаллической части коры  $\leq 20$  км [Земная кора..., 1981].

Считают, что движение Анатолийской плиты в плиоцене—квартере к западу обусловлено 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 [Трифонов, Караханян, 2004]. Противоречие между скоростями снимается, если допустить, что дрейф Анатолии определяется движением астеносферного потока, скорость которого выше скорости дрейфа Аравии и создает в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование современных горных систем и ряд других геодинамических явлений новейшего этапа развития Альпийско-Гималайского пояса в значительной мере обеспечивались динамическим воздействием на литосферу океанской астеносферы Тетиса и ее энергией, выделявшейся в ходе преобразования в континентальную астеносферу и дополнившейся энергией молодого астеносферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма. Вместе с тем интенсивные плиоцен-четвертичные поднятия, приведшие к современному горному рельефу, характерны не только для Альпийско-Гималайского пояса. Они отмечены в Прибайкалье, Андах, на западе Северной Америки. Е.В. Артюшков [2003] писал об аналогичных явлениях в Верхоянском хребте и горной системе Черского. Во многих областях интенсивных



поднятий выявлены подъем кровли астеносферы или разуплотнение верхов мантии. Эти процессы отчасти могут быть связаны с закрытием Тетиса. Во все стадии развития на его северном (в современных координатах) фланге существовали зоны субдукции, компенсировавшие спрединг. Индийский океан, который частично взял на себя роль Тетиса, лишен таких зон на всем протяжении от Кипра до Андаманской дуги. Это изменило кинематику астеносферных потоков и глобальный баланс плит, что и проявилось в ширококомасштабном горообразовании.

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 РФФИ (грант 11-05-00628-а).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е.** Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
- 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.
- Баженов М.Л., Буртман В.С.** Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты—Кавказ—Памир. М., Наука, 1990, 167 с.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщик А.А.** Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника, 2008, № 3, с. 30—50.
- Большой Кавказ** в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М., ГЕОС, 2007, 368 с.
- Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К.** Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли, 2006, № 8, с. 14—26.
- Геология** и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология / Ред. В.И. Дронов. М., Недра, 1980, 535 с.
- Геофизические исследования** литосферы / Ред. А.В. Чекунов. Киев, Наук. думка, 1993, 156 с.
- Ершов А.В., Никишин А.М.** Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника, 2004, № 2, с. 55—72.
- Земная кора** и верхняя мантия Таджикистана / Ред. М.М. Кухтиков. Душанбе, Дониш, 1981, 284 с.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г.** Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника, 2005, № 1, с. 64—77.
- Кабан М.К.** Гравитационная модель литосферы и геодинамика // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., ОИФЗ РАН, ГЕОН, 2000, с. 267—290.
- Казьмин В.Г.** О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника, 1974, № 6, с. 3—14.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.** Позднемезозойские—эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника, 2006, № 3, с. 9—22.
- Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф.** Позднемеловой—палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана—Центрального Памира и проблема гиндукушских землетрясений // Геотектоника, 2010, № 2, с. 43—55.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3—24.
- Копп М.Л., Щерба И.Г.** Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6, с. 15—31.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.** Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999, № 2, с. 17—35.
- Короновский Н.В., Демина Л.И.** Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М., ГЕОС, 2007, с. 251—284.
- Крылов А.Я.** Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонного метода к метаморфическим и осадочным породам // Докл. советских геологов на XXI МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 222—244.
- Летников Ф.А.** Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1262—1269.
- Литосфера** Тянь-Шаня / Ред. И.Е. Губин. М., Наука, 1986, 158 с.

**Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.** Океаническая история и асимметрия Земли с позиций термохимической мантийной конвекции // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя*. Т. I. М., ГЕОС, 2010, с. 423—427.

**Лукк А.А., Винник Л.П.** Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // *Геотектоника*, 1975, № 5, с. 73—80.

**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.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.** Подвиг 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.

**Милановский Е.Е., Короновский Н.В.** Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973, 280 с.

**Новый каталог** сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, В.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 356 с.

**Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н.** Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М., ГЕОС, 2009, 198 с.

**Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р.** Мезокайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики // *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке*. Бишкек, Научная станция РАН, 2005, с. 182—186.

**Современная геодинамика** областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. В.И. Макаров. М., Научный мир, 2005, 400 с.

**Специализированный каталог** землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, В.И. Уломова. М., ОИФЗ РАН, 1994. <http://www.ssgis.ru/System of Data Bases>.

**Трифонов В.Г.** Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 254 с.

**Трифонов В.Г., Караханян А.С.** Геодинамика и история цивилизаций. М., Наука, 2004, 668 с.

**Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.** Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 225 с.

**Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.** Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // *Геология и геофизика*, 2008, т. 49 (2), с. 128—145.

**Трубицын В.П.** Тектоника плавающих континентов // *Вестн. РАН*, 2005, № 1, с. 10—21.

**Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, 606 с.

**Хамрабаев И.Х.** Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калайхумб—Хорог—Ишкашим // *Узб. геол. журн.*, 1980, № 5, с. 47—51.

**Чедия О.К.** Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 315 с.

**Шарков Е.В.** Мезозойский и кайнозойский базальтовый вулканизм // *Очерки геологии Сирии*. М., Наука, 2000, с. 177—200.

**Швольман В.А.** Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., Наука, 1977, 160 с.

**Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л.** Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // *Физика Земли*, 1999, № 9, с. 3—18.

**Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A.** Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 96, p. 269—286.

**Arger J., Mitchell J., Westaway R.** Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey // *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 173, 2000, p. 459—487.

**Artemjev M.E., Kaban M.K.** Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // *Tectonophysics*, 1994, v. 240, p. 281—297.

**Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A.** The East Carpathians: indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // *Tectonophysics*, 1996, v. 262, p. 101—132.

**Becker T.W., Boschi L.** A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2002, v. 3 (January 10), paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>.

- Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J., Thorvald S.** Implications of widespread high- $\mu$  volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition // *Chem. Geol.*, 2003, v. 198, p. 47—61.
- Burtman V.S., Molnar P.** Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Boulder, Geol. Soc. Amer. Inc., 1990 (special paper 281), 76 p.
- Camp V.E., Roobol M.J.** Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 15255—15271.
- Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G.** Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in northern Syria: implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform // *Tectonics*, 2007, v. 26, TC 3012, doi:10.1029/2006TC001959.
- Ebinger C.J., Sleep N.S.** Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // *Nature*, 1998, v. 395, № 22, p. 788—791.
- Garfunkel Z., Ben-Abram Z.** Basins along the Dead Sea Transform // *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 186*, 2001, p. 607—627.
- Golonka J.** Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*, 2004, v. 381, p. 235—273.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.** Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*, 1997, v. 7, p. 1—7.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C.** Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania // *Tectonophysics*, 2007, v. 430, p. 1—25.
- Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibrahim K., Peltz S., Steinitz G.** New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // *Geology*, 2001, v. 29, p. 171—174.
- Jiménez-Munt I., Fernández M., Vergés J., Platt J.P.** Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 276—289.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A.** Holocene—historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2002, v. 113, 319—344.
- Kárník V.** Seismicity of the European area. 2 vols. Praha, Academia, 1968.
- Kovács I., Szabo Cs.** Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: evidence for an inherited enriched mantle source // *J. Geodyn.*, 2008, v. 45, p. 1—17.
- Li Jijun.** Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou, Univ. Press, 1995, 207 p.
- Li Zhiwei, Roecker S., Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, 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, Iss. 1—2, p. 1—102.
- Lustrino M., Sharkov E.** Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *J. Geodyn.*, 2006, v. 42, p. 115—139.
- Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E.** Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran, Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994, 450 p.
- Molnar P., Chen W.P.** Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // *Nature*, 1978, v. 273, p. 218—220.
- Mörner N.-A.** Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // *Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Special Proc. Review reports. Beijing*, 1991, p. 78—80.
- National Earthquake Information Center.** Earthquake data base. Golden, CO: U.S. Geological Survey, 2007, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/database.html>.
- Negredo A.M., Replumaz A., Villaseñor A., Guillot S.** Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 259, p. 212—225.
- Papazachos B., Papazachou C.** The earthquakes of Greece. Thessaloniki, Editions Ziti, 1997.
- Pécskay Z., Lexa J., Szakács A.** Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region // *Acta Vulcanologica*, 1995, v. 7, № 2, p. 15—28.
- Ranalli G., Piccardo G.B., Corona-Chávez P.** Softening of the subcontinental lithospheric mantle by asthenosphere melts and continental extension/oceanic spreading transition // *J. Geodyn.*, 2007, v. 43, p. 450—464.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradis-**

**sis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G.** GPS constraints on continental deformation in the Africa—Arabia—Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111, № B05411, doi:10.1029/2005JB004051.

**Robertson A.H.F.** Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey // *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 173, 2000, p. 97—138.

**Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y.** Neotectonic map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.*, 2005, v. 40, p. 235—256.

**Sandulescu M.** *Geotectonics of Romania*. București, Editura Tehnică, 1984, 336 p.

**Searle M.P.** Thermal and structural evolution of the Himalayan and Karakoram continental crust // 5th Intern. Sympos. on the Tibetan Plateau. Abstracts. Beijing, 2009, p. 3—4.

**Segev A.** Magmatic rocks // *Geological framework of the Levant*. V. II, part 4. Jerusalem, Historical Production-Hall, 2005, p. 553—576.

**Stein M., Hofmann A.W.** Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 114, p. 193—209.

**Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.** Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, p. 355—371.

**Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O.** New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2011, v. 199, p. 177—192.

**Turner S., Hawkesworth Ch., Liu J., Rogers N., Kelly S., van Calsteren P.** Uplift-related magmatism of the Tibetan Plateau // *Terra Nova*, 1993, v. 5, p. 248.

**Wang Yu, Zhang X., Jiang Ch., Wei H., Wah J.** Tectonic controls on the late Miocene—Holocene volcanic eruptions of the Tengchong volcanic field along the southeastern margin of the Tibetan Plateau // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 30, p. 375—389.

**Yürür M.T., Chorowicz J.** Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1998, v. 85, p. 1—15.

*Рекомендована к печати 28 января 2011 г.  
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию  
20 января 2010 г.*