

ГЕОДИНАМИКА И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ

А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев, С.В. Хромых

Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Показано, что развитие Памиро-Гималайского и Центрально-Азиатского внутриконтинентальных складчатых поясов происходило по различным геодинамическим сценариям. В первом случае реализован предельный вариант жесткой коллизии с непосредственным взаимодействием кратонов с раннедокембрийской корой и мощной литосферной мантией, во втором — мягкой, которая завершилась в поздне-палеозойско-раннемезозойское время, так и не достигнув стадии столкновения Сибирского, Сино-Корейского и Таримского кратонов. Обосновано, что для древних эпох, где невозможно использовать прямые геофизические наблюдения, индикатором мощности литосферы коллидирующих плит и микроплит являются Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидных батолитов, обнаруживающие прямую зависимость от среднего состава и возраста коры, а следовательно, косвенным образом указывающие на мощность генетически связанной подстилающей литосферной мантии. Дан анализ динамики верхней мантии на различных стадиях коллизионного тектогенеза. Сделан вывод, что в момент инверсии (начало ранне-коллизийной стадии) происходит отрыв слэба и появление астеносферного выступа в окрестностях будущего коллизионного сооружения непосредственно под границей Мохо. В результате в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит масштабное плавление и формируются бимодальные вулканические серии, с одной стороны, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические “метки”, а с другой — отражающие состав нижней коры, подвергшейся продвинутому плавлению. Затем коллизионный тектогенез протекает по классическому сценарию утолщения коры и ее литосферного корня, охватывающему конец раннеорогенной и позднеорогенной стадии. Время формирования и масштабы орогенного сооружения зависят от мощности коллидирующих плит, а состав гранитоидных батолитов прямо коррелируется с составом вмещающей геосреды. Связь с мантией либо отсутствует, либо проявляется в специфических формах, например, в виде рифтов в форланде орогенов при „лобовом“ столкновении или в виде оперяющих сдвигово-раздвиговых разломов при „косой“ коллизии. Динамика развития коллизионных орогенов кардинально меняется на постколлизийной (тафрогенной) стадии. При утолщенной мощности литосферного корня (Памиро-Гималаи) из-за плотностной неустойчивости происходит деляминация литосферы, и астеносферные потоки перемешаются под границу Мохо, вызывая резкий подъем рельефа, а затем коллапс орогенного сооружения. При утоненной мощности литосферы (коллизия типа дуга—дуга, дуга—симаунт, дуга—микроконтинент и т. п.) деляминация не происходит, и развал орогена связан лишь с гравитационными оползнями и срывами в коре. Уникальность Центральной Азии заключается в том, что здесь присутствовал крупный нижнемантийный плюм, поэтому процессы казалось бы классической “мягкой” коллизии в действительности приводили здесь к индуцированию локальных плюмов под орогенными складчатыми сооружениями. Предложена модель индуцированных плюмов, позволяющая объяснить формирование гигантских по масштабам гранитоидных батолитов или их очаговых ареалов на постколлизийной стадии, а также специфику их составов, сочетающих плюмовые и коллизионные характеристики.

Геодинамика, плейт- и плюм-тектоника, Памиро-Гималайский и Центрально-Азиатский складчатые пояса.

GEODYNAMICS AND GRANITOID MAGMATISM OF COLLISION OROGENS

A.G. Vladimirov, N.N. Kruk, S.N. Rudnev, and S.V. Khromykh

The Pamir-Himalayan and Central Asian intracontinental fold belts developed to follow different geodynamic scenarios. In the first case, it was an ultimate version of hard collision, when cratons directly interacted with the Early Precambrian crust and thick lithosphere mantle. The second case was a soft collision, which came to an end in Late Paleozoic-Early Mesozoic time, without reaching the stage when the Siberian, Sino-Korean, and Tarim cratons would be struck. Direct geophysical observations cannot be used for ancient epochs; therefore, an indicator of the thickness of lithosphere of colliding plates and microplates are Sr-Nd isotope characteristics of granitoid batholiths, which display a direct dependence on the average composition and age of the crust, thus indirectly indicating the thickness of a genetically related underlying lithosphere mantle. The upper mantle dynamics has been analyzed for different stages of collision tectogenesis. It has been concluded that at the moment of inversion (the beginning of the early collision stage), a slab is detached and an asthenosphere inlier appears in the vicinity of the future collision building immediately beneath the Moho discontinuity. As a result, short-term anomalous temperature gradients appear in the lower crust, large-scale melting occurs, and bimodal volcanic series form, which, on the one hand, still retain suprasubduction geochemical labels but, on the other hand, reflect the composition of the lower crust subjected to advanced melting. Then the collision tectogenesis follows the classical scenario of the thickening of the crust and its lithosphere root, covering the end of the early orogeny.

stage and the late orogeny stage. The time of formation and extent of an orogen depend on the thickness of colliding plates, and the composition of granitoid batholiths is directly correlated with the composition of the geologic environment. The relationship with the mantle, if any, is expressed in specific forms, e.g., in the form of rifts in the orogen foreland during a head-on collision or in the form of feathering strike-slip-pull-apart faults during a tangential collision. The dynamics of development of collision orogens radically changes at the postcollision (taphrogenic) stage. With a greater thickness of the lithosphere root (Pamirs-Himalayas), the density instability causes the lithosphere delamination, and asthenosphere flows move beneath the Moho, thus causing a drastic rise in relief, followed by the orogen's collapse. With a smaller thickness of the lithosphere (collisions of the arc-arc, arc-seamount, arc-microcontinent, and other kinds), there is no delamination, and the orogen's break is due only to gravitation landslides and detachments in the crust. Central Asia is unique for the presence of a large lower mantle plume. Therefore, the processes of the seemingly classical "soft" collision actually led there to the initiation of local plumes beneath folded orogens. A model is proposed for the induced plumes that permits the formation of giant granitoid batholiths or their source areas at the postcollision stage, as well as their specific composition combining plume and collision characteristics.

Geodynamics, plume and plate tectonics, magmatism, Pamirs-Himalayan and Central Asian fold belts

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Гранитоидный магматизм и орогенез неразрывно связаны между собой, отражая различные аспекты одного и того же геологического явления. До 70-х гг. XX в. эта эмпирическая закономерность объяснялась с позиций орогенно-геосинклинальной концепции, однако уже в то время были известны геологические факты, ей противоречащие. Их обобщение, проведенное Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным в 1967 г. [1], позволило утверждать, что гранитоидные батолиты нередко выходят за пределы собственно геосинклинальных прогибов и обладают специфическим составом (например, граниты калбинского типа в Горном Алтае и др.). Впоследствии их стали относить к областям сопряженной или автономной тектономагматической активизации, а происхождение связывать с интрателлурическими потоками флюидов и тепла, ответственными за латерально-временную зональность и специфику состава в орогенных поясах и за их пределами [2—4]. Параллельно развивались альтернативные представления об изохимическом анатексисе в земной коре и образовании габбро-гранитных серий в складчатых поясах путем синтексиса и (или) флюидного синтексиса мантийных и коровых магм (см., например, обзор [5]).

Проблема орогенных и внеорогенных гранитоидных батолитов активно обсуждается в рамках плейт-тектоники. Отметим, в частности, модель „лобового“ столкновения континентов, сопряженного с утолщением коры, метаморфизмом и гранитообразованием [6], погружение срединно-океанического хребта под край одного из сталкивающихся континентов и (или) микроконтинентов [7], внутриконтинентальную субдукцию и реологическое расслоение литосферы [8], отрыв слэба в зонах коллизии [9, 10], наконец, — деламинацию литосферы и внутриконтинентальное растяжение, реализующиеся при коллапсе орогена [11]. Объединяющее начало этих моделей — попытка описать с позиций плейт-тектоники внутрилитосферные и астеносферные энергетические источники, ответственные за появление мантийных магм под коллизионными „швами“, и, как следствие, аномальные температурные градиенты и масштабное гранитообразование на уровне земной коры. Одновременно широкое признание получают идеи о существовании в Северной Азии суперплюма (нижнемантийного горячего пятна), действовавшего на протяжении фанерозоя и ответственного за формирование пермско-триасовых траппов Сибири и близодновозрастных с ними гранитоидов Центральной Азии [12, 13]. Вновь возродившаяся „гранитная“ дискуссия в конечном счете сводится к оценке вклада коллизии и плюмов в формирование гигантских по масштабам гранитоидных батолитов Центральной Азии. Раскрытию этой проблемы посвящена настоящая статья. Акцент сделан на плейт-тектонических факторах и граничных условиях их применения при анализе геодинамики и магматизма коллизионных орогенов, так как плюм-тектонические факторы и их интерпретация в отношении гранитоидного магматизма рассмотрены в статьях [14, 15].

ГЛАВНЫЕ СТАДИИ КОЛЛИЗИОННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Коллизионные орогены образуются в результате столкновения двух континентальных литосферных плит, которые могут быть разного масштаба: континент — континент, континент — микроконтинент. Поскольку первоначально литосферные плиты разделены бассейном с океаническим типом коры, коллизии предшествует субдукция этой коры с образованием аккреционного клина или „псевдосубдукция“, отражающая надвиг континентальных масс на окраинно-морской бассейн, утративший связь с конвекцией в верхней мантии [16, 17]. Особое место занимают транспрессионные орогены и орогены, связанные с локальными столкновениями дуги с выступом континента, микроконтинентом, океаническим поднятием и (или) фрагментом другой дуги. Эти варианты обычно реализуются в аккреционных (субдукционных) складчатых поясах, но могут проявиться и во внутриконтинентальных, подобных Центрально-Азиатскому складчатому поясу [18—20]. В классификациях складчатых поясов — это структуры более низкого

порядка [19], которые могут сменять друг друга по латерали одного и того же пояса в зависимости от угла столкновения и конфигурации плит или во времени, отражая различные стадии орогенеза [21]. Неслучайно для них предложен компромиссный термин „аккреционно-коллизийные орогены“, который сейчас все более широко используется в геологической литературе по Центральной Азии [22]. Общей особенностью аккреционно-коллизийных орогенов является повышенная роль базитового магматизма, еще сохраняющего надсубдукционные изотопно-геохимические характеристики [23], а также специфический состав батолитов, часто сложенных гранитоидами $+ \epsilon_{Nd}(T)$ [24—26].

Еще до появления тектоники плит было известно, что коллизийные орогены, тогда именовавшиеся вместе с аккреционными клиньями эпигеосинклинальными, проходят в своем развитии: ранне-, поздние и посторогенную (тафрогенную) стадии. Каждая из стадий характеризуется своим морфологическим выражением и специфическим проявлением деформаций в земной коре, что находит отражение в коррелятивных осадочных, метаморфических и магматических формациях. Общая продолжительность орогенеза составляет десятки миллионов лет, обнаруживая прямую зависимость от масштабов коллизиирующих плит, на первую стадию приходится не менее 15—20 млн лет.

Главные стадии развития коллизийных орогенов при столкновении континента с континентом охарактеризованы в работах В.Е. Хаина [10] и Дж. Дьюи [27]. В основе сценария, предложенного В.Е. Хайном, лежит сравнительный тектонический анализ Средиземноморского и Памиро-Гималайского секторов гигантского по протяженности (свыше 16 тыс. км) Альпийского складчатого пояса, формирование которого началось в результате столкновения трех материков — Европы, Африки и Азии. Эти секторы находятся на разных стадиях коллизийного тектогенеза, поэтому здесь на первый план выдвинут анализ факторов, отражающих конфигурацию коллизиирующих плит, время прекращения субдукции (Критская дуга), режим псевдосубдукции (Черное и Каспийское моря), а также скорость и интенсивность конвергентности континентов. По существу, в предложенном сценарии дан анализ мягкой (Средиземноморской) и жесткой (Гималайской) коллизий, которые интерпретируются как ранне- и позднеорогенные стадии одного и того же процесса, продолжающегося до сих пор.

В основе сценария Дж. Дьюи лежит сравнительный тектонический анализ каледонских орогенных горно-складчатых сооружений, уже закончивших свое развитие, и Памиро-Гималайского альпийского орогена, находящегося сейчас на промежуточной (позднеорогенной) стадии. В обоих случаях степень сжатия континентов была максимальной, что привело к непосредственному взаимодействию кратонов и вязкопластичному выдавливанию окраинно-континентальных масс в транспрессионные области по периферии коллизийных орогенов [28]. Здесь на первый план выходит проблема развития и отмирания аномальных по масштабам горно-складчатых сооружений, которая рассматривается через призму разрушения астеносферного слоя под корнями орогена, возникшего в результате взаимодействия кратонов. Как следствие, на посторогенной стадии происходит катастрофический коллапс, описание которого дано на примере каледонид Скандинавии и Аппалачей.

В совокупности эти сценарии (и соответствующие им классификации) позволяют понять эволюцию крупномасштабных внутриконтинентальных складчатых поясов и природу сопряженных с ними экзо- и эндогенных процессов, протекавших на уровне земной коры (седиментогенез, деформации, метаморфизм и магматизм), однако практически не затрагивают вопросы, связанные с динамикой верхней мантии под коллизийными „швами“. Вместе с тем первые же обобщающие сейсмотомографические работы по Средиземноморью и Тибету [29, 30] показали, что под коллизийными орогенами присутствуют изолированные („оторванные“) фрагменты „холодной“ мантийной литосферы и астеносферные окна. Последние сейчас интерпретируются по-разному: 1) как перекрытые континентом срединно-океанические хребты [7], 2) вторичные мантийные диапиры, связанные с отрывом палеослаба („слаб-окна“, „псевдо-плюмы“) [9], 3) как результат утонения (эрозии) мантийной литосферы под воздействием „настоящих“ плюмов [31].

Рассмотрим с этих позиций геодинамику и магматизм Памиро-Гималайского орогена как региональный пример жесткой коллизии, обусловленной взаимодействием докембрийских кратонов, и Центрально-Азиатский складчатый пояс как пример мягкой коллизии, завершившей свое развитие, так и не достигнув стадии столкновения Сибирского, Сино-Корейского кратонов, Тарима и раннедокембрийского ядра Казахстанской плиты. В последнем случае особое внимание будет уделено Алтаю, представляющему собой пример предельно косой коллизии, приведшей в конечном счете к формированию интраконтинентального транспрессионного орогенно-складчатого сооружения.

ПАМИРО-ГИМАЛАИ

Тектоническое строение и магматизм этого горно-складчатого сооружения (рис. 1) достаточно полно охарактеризованы в литературе [6, 28, 32—38]. Здесь отметим лишь две особенности. К первой из них относится последовательное омоложение горно-складчатых сооружений с севера на юг, синхронное с омоложением зон офиолито- и рифтогенеза. Это связывается с миграцией процессов раскола Гондваны,

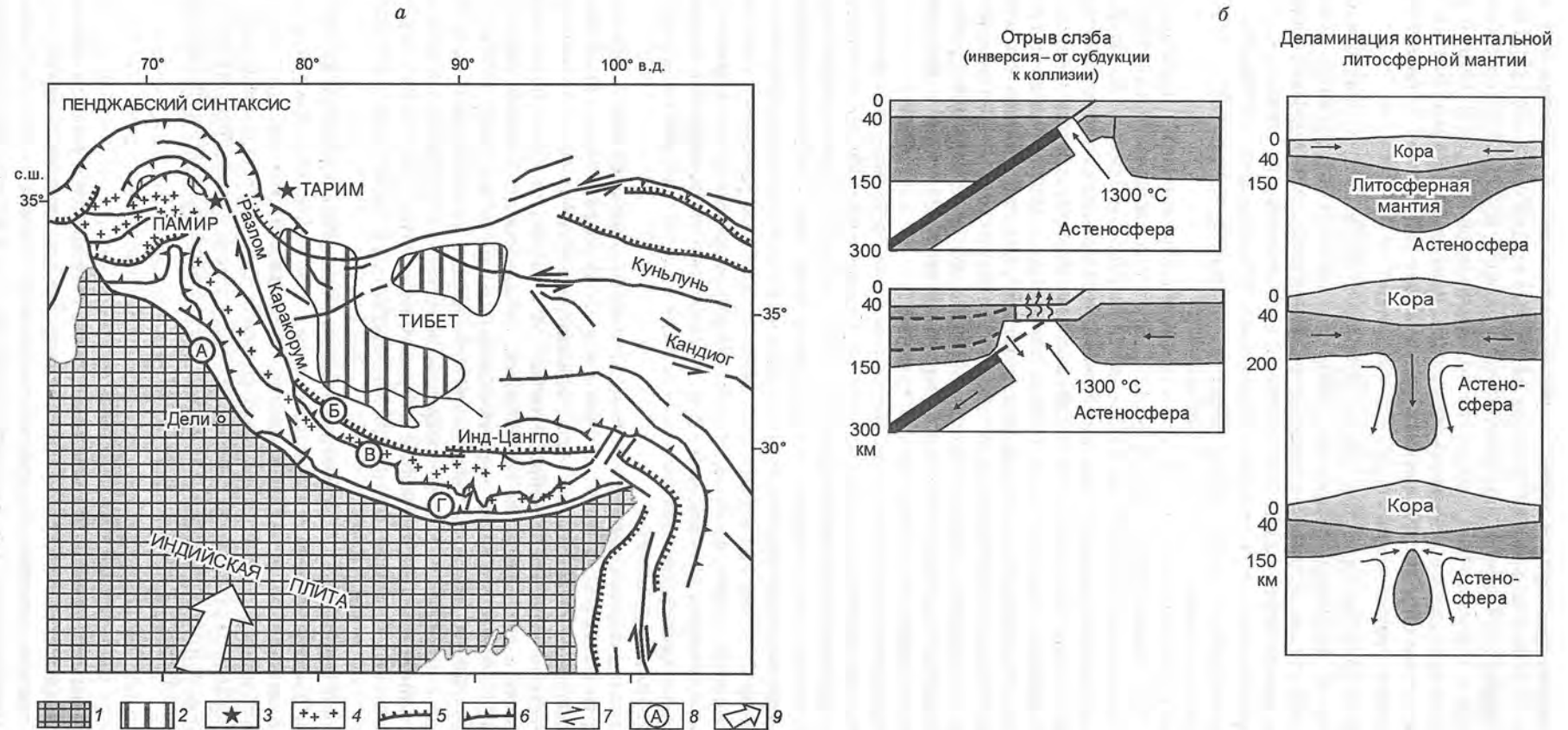


Рис. 1. Структурная схема Памиро-Гималаев и Тибета (а) и геодинамические модели (б) в варианте „континент—континент“, отражающие раннеорогенную стадию коллизионного тектогенеза, сопровождающуюся отрывом слэба [9, 10], и позднеорогенную, связанную с отрывом мантийной литосферы под коллизионным швом из-за плотностной неустойчивости [11, 48].

1 — кристаллический щит Индостана; 2, 3 — ареалы развития вулканизма: 2 — бимодального К-известково-щелочного (палеоцен—миоцен), 3 — щелочно-базальтового (плейстоцен); 4 — ареалы развития лейкогранитовых массивов (эоцен—миоцен); 5 — маркированные офиолитами древние зоны субдукции; 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — крупнейшие разрывные нарушения: А — Гималайский фронтальный разлом, Б — шов Инд-Цангпо, В — Главный центральный надвиг, Г — Главный пограничный надвиг; 9 — направление движения Индийской плиты.

когда заложение каждого южного океанического палеобассейна в теле Гондваны сопровождалось закрытием северного, на месте которого формировалось покровно-складчатое сооружение. Ко второй — наличие Пенджабского синтаксиса, внедрившегося в Евразию на 20—15 млн лет раньше, чем произошла Индо-Евразийская коллизия. Он определил латеральную зональность коллизионного пояса, в составе которого можно выделить два автономных сектора: Гиндукуш-Памиро-Каракорумский и Тибетско-Гималайский (см. рис. 1).

Гималаи и Тибет. Орогеническая эволюция в зоне Инд-Цангпо, вдоль которой произошло столкновение континентов, состояла из двух тектонических стадий. Ранняя, отвечавшая моменту коллизии Индостана с островной дугой, сопровождалась субдукцией, отрывом океанической литосферной плиты и, как следствие, воздыманием и изгибанием взаимодействующих сиалических блоков [10]. В остаточных бассейнах накапливались конгломератовые молассы эоценового возраста. Сининверсионный К-известково-щелочной вулканизм представлен формацией Кардунг с возрастом $38,8 \pm 1,3$ млн лет. Вторая стадия началась 20 млн лет назад. Ей отвечал подъем горного рельефа, деформация молассовых отложений, а также интенсивные покровно-складчатые дислокации. Судя по палеоклиматическим данным, резкий подъем горного рельефа начался 10—8 млн лет назад, формирование лейкогранитов — в конце ранней тектонической стадии, когда деформации достигли первой кульминации (25—20 млн лет назад) и образовался Главный центральный надвиг. Следующий импульс деформаций произошел в среднем—позднем миоцене (15—10 млн лет назад). С ним связано начало образования Главного пограничного надвига и тектоническое экспонирование метаморфических и лейкогранитовых пластин вдоль ретрошарьяжных плоскостей срывов.

Для лейкогранитов характерна тесная сопряженность с андалузит-силлиманитовыми метаморфическими комплексами и обилие аплитопегматитовых жил, чередующихся с бластомилонитами, что, возможно, указывает на пассивное магматическое внедрение вдоль трещин, согласных со сланцеватостью, вмещающих пород. По составу — это высокоглиноземистые биотит-мусковитовые ($\pm$ гранат $\pm$ турмалин) „граниты-минимум“ с аномально высокими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,715—0,740$ и аномально низкими $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, варьирующими от -12 до -25 . Геохимическое и экспериментальное моделирование [39, 40] показывает, что они выплавлялись в условиях адиабатической декомпрессии из метапелитов за счет дегидратации мусковита при $T = 750—770$ °C, $P = 5—8$ кбар (во флюидонасыщенных условиях, при $T < 650$ °C).

Поперечное сжатие пространства, первоначально занятого Гималаями, оценивается в сотни километров [36]. Мощность покровно-надвиговых комплексов верхней коры составляет не менее 70 км, а комплексы нижней коры, выдавленные ниже границы Мохо, очевидно, испытали гранулитизацию, эклогитизацию и плавление, что привело к появлению физических свойств, неотличимых от свойств литосферной мантии. Базитовый магматизм кайнозойского возраста в Гималаях отсутствует. К северу от коллизионного шва (плато Тибет), напротив, сейчас зафиксировано астеносферное окно (по геофизическим данным) и широкое развитие вулканизма, представленного калиевой серией (шошониты, латиты, тефрофонолиты и К-риодациты с Ag-Ag возрастом $18 \pm 0,5$ млн лет). Судя по вкладу субдукционной компоненты (не менее 20 %), эти вулканы не могут быть интерпретированы как чисто плюмовые [41].

Пенджабский синтаксис и Памир. На Памире, т.е. во фронтальной части Пенджабского выступа раннеорогенные конгломератовые молассы представлены отдельными клиньями, литопластинами и дислоцированными толщами, возраст которых по стратиграфическим наблюдениям не поднимается выше раннего палеогена, в то же время в тылу выступа (Ладакх и Кохистан) сопряженный вулканизм отвечает известково-щелочной серии [33].

К позднеорогенной тектонической стадии (ранняя фаза) относятся бартангские палеоценовые вулканы Центрального Памира, состав которых варьирует от бимодальной шошонитовой до известково-щелочной серии повышенной калиевости [42]. На Южном Памире близкие по составу вулканы слагают Кызылрабатскую структуру, эоценовый возраст которой установлен биостратиграфическими методами [34]. По данным [43], шошониты являлись первичными магмами, изначально обогащенными фтором и хлором, их контаминация происходила в нижнекоровых условиях (> 10 кбар), а дифференциация гибридных латитовых расплавов — в промежуточных камерах ($< 3, 5$ кбар). Калиевые риолиты отвечали низкотемпературным анатектическим выплавкам. Первичные отношения изотопов Sr варьируют от $0,706—0,708$ (шошониты—латиты) до $0,712$ (К-риолиты); в основных разностях сохраняется Nb-Ta минимум.

Своеобразную тектоническую позицию занимают кайнозойские биотит-мусковитовые ($\pm$ гранат) лейкограниты стресс-типа, обтекающие и одновременно пронизывающие Нуристан-Бадахшанский кристаллический массив раннедокембрийского возраста [44]. Анализ структурных данных [45] свидетельствует о том, что в период кульминации метаморфизма здесь преобладали радиальные напряжения и дислокации, которые можно связать с „лобовым“ давлением со стороны Пенджабского синтаксиса. Лейкограниты постоянно ассоциируют с бластомилонитами до-, син- и постгранитного возраста. Морфология отдельных тел пластообразная в крупных массивах, например в Южно-Памирском, отвечает деформированным куполам, выдавленным на неметаморфизованные комплексы Юго-Восточного Памира. Генерация этих

расплавов началась еще на раннеорогенной стадии 38—33 млн лет назад и достигла кульминации 25—13 млн лет назад [38, 46]. При этом на Памире лейкограниты уже испытали тектоническое выдавливание, а в тыловой части Пенджабского выступа процессы гранитообразования, по-видимому, еще не закончились ($2,7 \pm 1,2$ млн лет, U-Pb). Судя по составу [38, 44], они близки к гималайским лейкогранитам: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,715—0,723$; $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ изменяется от -10 до -18 ; модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (2-st) превышают 1,8—2,0 млрд лет.

Особо отметим трубки взрыва, сложенные щелочными базальтами, пикритами и анкарами дункельдыкского комплекса [34]. На Памире они относятся к магматитам четвертичного возраста. Обнаруженные в них ксенолиты гранатовых гранулитов содержат расплавные включения и должны рассматриваться как кислые магмы S-типа, закристаллизовавшиеся на нижнекоровых глубинах (не менее 12 кбар). С ними коррелируются четверичные щелочные базальты и базаниты Тоюнской мульды (Тарим).

Обращаясь к геофизическим данным, необходимо упомянуть о существовании крупного литосферного клина под Гиндукушем, который маркирует северо-западную сейсмическую границу Нуристан-Бадахшанского массива и не имеет аналогов на Восточном Памире и в Каракорумах [47]. Для Гималаев и Тибета, напротив, характерна глубинная асимметрия с северной вергентностью сейсмофокальной плоскости, в целом согласующаяся с новейшими деформациями в земной коре. Вслед за В.Е. Хайным [10, 16] можно предположить, что эти геологические примеры отвечают двум крайним вариантам коллизионного тектогенеза, обусловленного геометрией плит. Гиндукуш, Памир и, частично, Каракорум были связаны с псевдосубдукцией на раннеорогенной стадии и „лобовым“ сжатием на позднеорогенной; Гималаи и Тибет — с отрывом слэба на раннеорогенной стадии (формация Кардунг) и внутриконтинентальной субдукцией на позднеорогенной, которая привела к удвоению мощности литосферы (до 300—400 км).

Согласно оценкам [11, 48], при мощности сдавливаемой пластичной литосферы более 350 км происходит ее отрыв из-за плотностной неустойчивости. Как следствие, аномально горячая астеносферная мантия перемещается под коллизионный ороген и вызывает резкий подъем рельефа (см. рис. 1). Не исключено, что Памир сейчас испытывает именно такое явление, когда на западе под хребтами Гиндукуша еще находится мантийный литосферный корень, а на востоке — под хребтами Каракорума и Тибета он исчез 10—8 млн лет назад. Прямым индикатором этого процесса, по-видимому, являются трубки взрыва дункельдыкского типа на Памире и новейший вулканизм в Таримском бассейне. В свете сказанного выглядят интригующими сейсмотомографические данные из работы [47], которые указывают на неупорядоченную структуру верхней мантии под Восточным Памиром, Каракорумом и Гималаями, что может быть связано с активной фазой тектогенеза, когда еще не установились стационарные конвективные течения в верхней мантии.

К специфике глубинных мантийных процессов и магматизма Памиро-Гималаев можно подойти и с позиции оценки скорости конвергенции континентов. Минимальная скорость, очевидно, была характерна для Пенджабского синтаксиса, который вступил в столкновение на 20—15 млн лет раньше, чем произошла Индо-Евразийская коллизия, однако позднеорогенная стадия здесь еще не завершилась. Косвенным признаком является тот факт, что находящийся во фронтальной части синтаксиса Нуристан-Бадахшанский массив испытывает скалывание и проворачивание без существенного продвижения на север. В Гималаях, судя по оценкам скорости тектонического экспонирования метаморфических комплексов [6], скорость конвергенции была максимальной (до 5 см/год), чему способствовало пологое падение сейсмофокальной плоскости и внутриконтинентальная субдукция. Рассматривая Памиро-Гималаи как единую коллизионную систему, можно объяснить шошонитовый вулканизм как результат последовательного заложения поперечных сдвигово-раздвиговых рифтов в форланде орогенного сооружения сначала в Центральном Памире (палеоцен), затем на Юго-Восточном Памире (эоцен) и, наконец, в Тибете (миоцен).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ И АЛТАЙ

Геодинамическая эволюция и история формирования ЦАСП охарактеризована в [20, 22, 49]. В свете интересующей нас проблемы к наиболее значимым результатам, полученным в последнее десятилетие, можно отнести следующие.

На основе U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar изотопного датирования и структурно-петрологических исследований для ряда метаморфических толщ, включая гранулиты, доказан неопротерозойский, каледонский, герцинский и даже мезозойский возраст [50—52]. Систематические Sm-Nd изотопные исследования показали, что в пределах ЦАСП преобладает ювенильная кора с $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (2-st) протолитов гранитоидов 950—760 и 750—550 млн лет („каледонская“ и „герцинская“ изотопные провинции гранитоидов, по [26]). Более древние террейны (Хангайский, Баргузинский, Сангиленский, Алтае-Монгольский и др.) с $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (2-st) протолитов гранитоидов 1700—1000 млн лет имеют ограниченное развитие, а микроконтиненты с раннедокембрийским протолитом единичны [24, 26, 53]. Преобладание в каледонском аккреционно-коллизионном коллаже ЦАСП энсиматических дуг, фрагментов окраинно-морских бассейнов, палеоси-маунтов и „ювенильных“ аккреционных призм с незначительным вкладом раннедокембрийских источни-

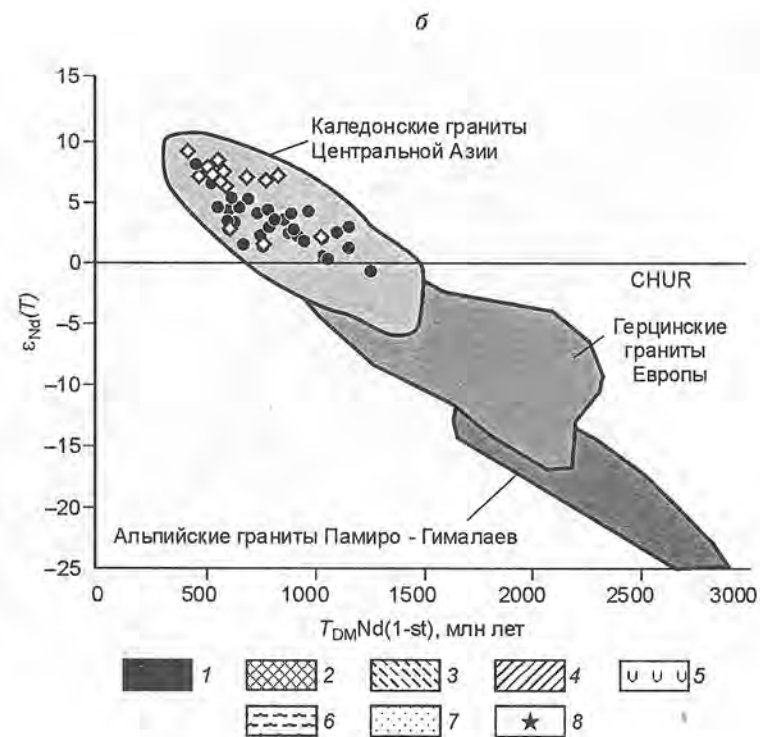
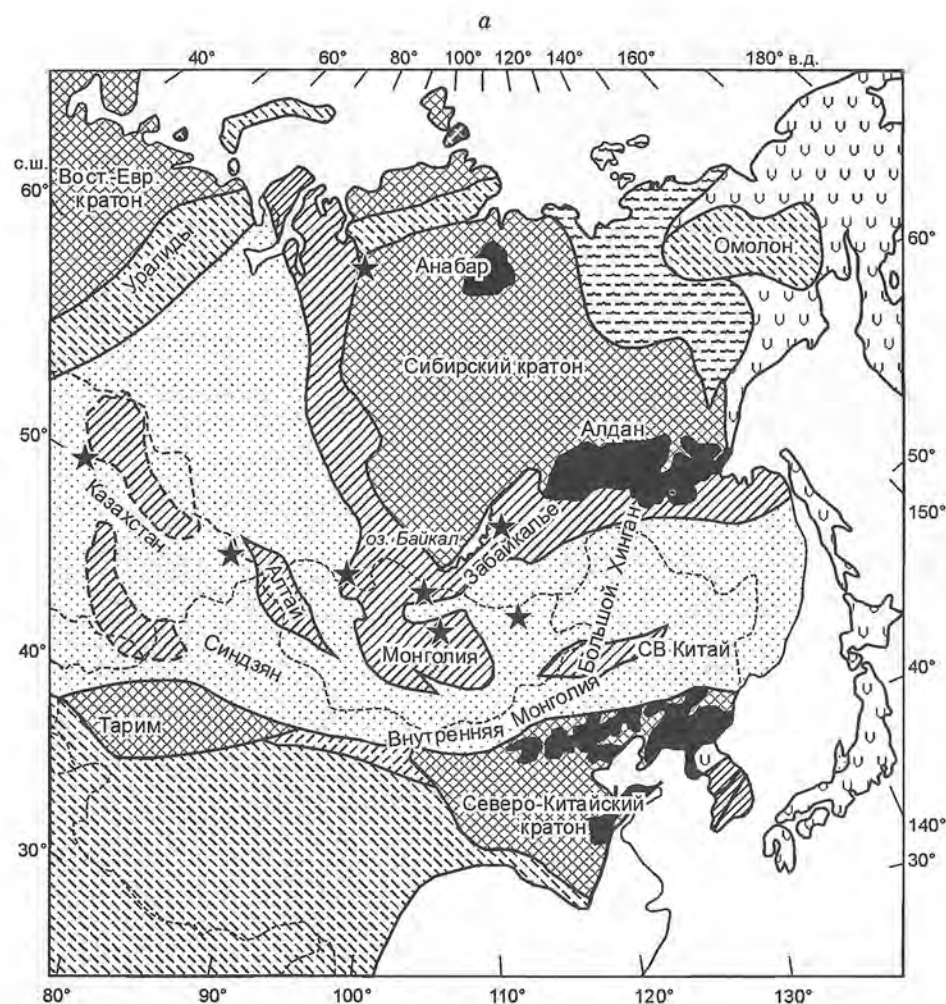


Рис. 2. Центрально-Азиатский складчатый пояс.

а — тектоническая схема, построенная с учетом Nd-изотопных провинций [24, 26, 53, 63]; *б* — Nd-изотопная диаграмма для гранитоидов [24, 26]. 1 — щиты; 2—4 — области с архей-раннепротерозойским (2), среднепротерозойским (3) и неопротерозойским (4) возрастом коры; 5—7 — геологические структуры Тихоокеанского (5), Яно-Колымского (6) и Центрально-Азиатского (7) складчатых поясов; 8 — горячие точки позднепалеозойско-мезозойского возраста.

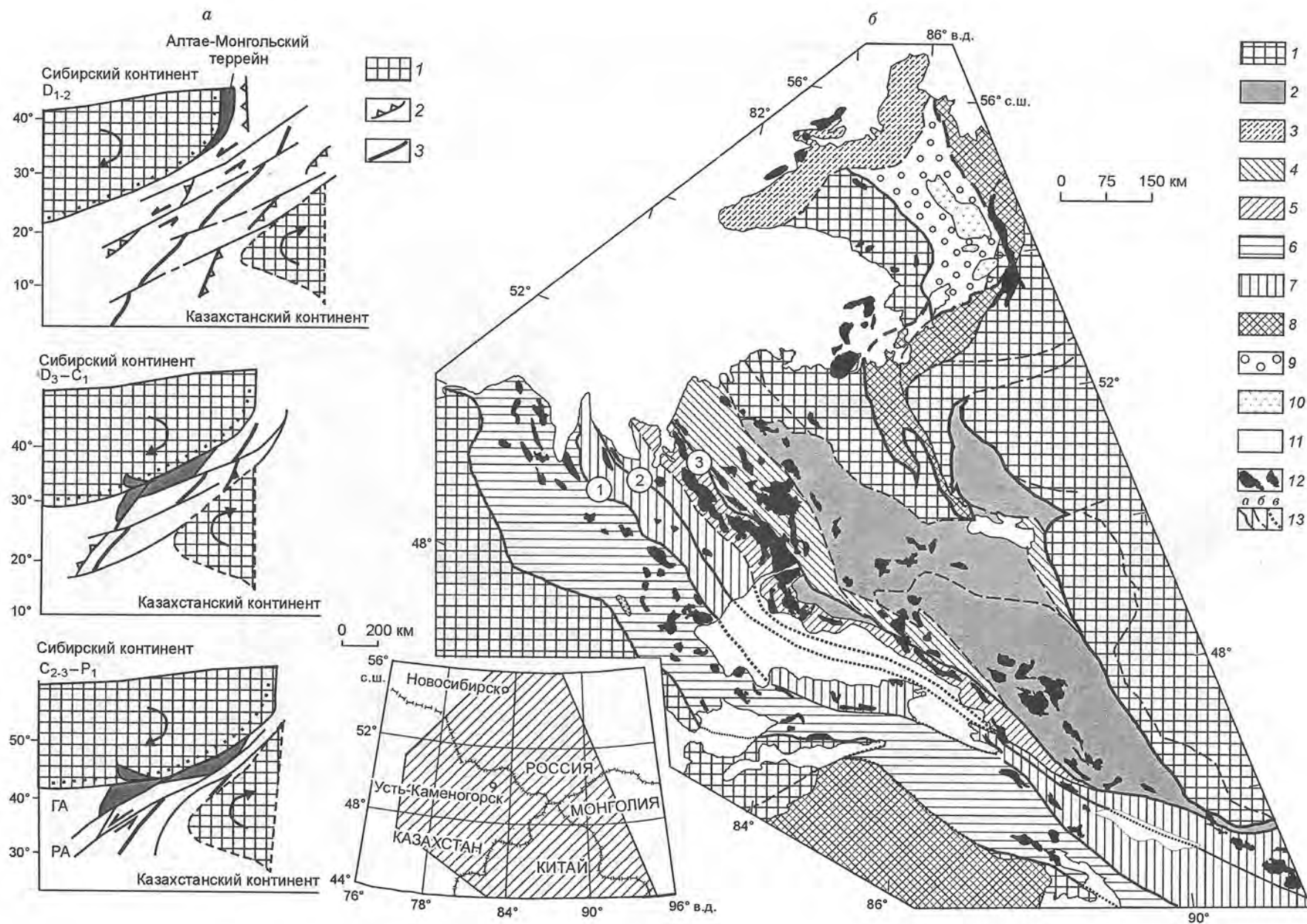


Рис. 3. Генерализованная тектоническая схема Алтайского коллизионно-сдвигового орогена.

а — палинспатические реконструкции (использованы данные [79] с авторскими изменениями): 1 — континенты, 2 — зоны субдукции, 3 — СОХ или палеосоХ; ГА — Горный, РА — Рудный Алтай.
б — тектоническая схема (на врезке — район): 1 — неопротерозойско-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент; 3—8 — окраинно-континентальные и океанические террейны среднепозднепалеозойского возраста: 3 — Колывань-Томский пассивной(?) окраины, 4 — Рудно-Алтайский островодужный, 5 — Калба-Нарымский турбидитовый, 6 — Жарма-Саурский островодужный, 7 — Чарский океанический, 8 — Кузнецко-Алатауское и Джунгарское океанические поднятия и (или) группы симаунтов; 9 — Кузнецкий осадочный бассейн, включая 10 — траппы триасового возраста; 11 — кайнозойские отложения; 12 — гранитоиды в возрасте от карбона до ранней юры включительно; 13 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — предполагаемые под четвертичными отложениями. Цифры в кружках — главные сдвиги с левосторонней кинематикой: 1 — Жарма-Саурский, 2 — Чарский, 3 — Иртышский.

ков сноса привело к широкому развитию гранитоидов с $+ε_{Nd}(T)$ [24, 26]. Самые высокие положительные значения $ε_{Nd}(T)$, сопоставимые с характеристиками DM, и наиболее молодые модельные возрасты протолитов гранитоидов выявлены для Джунгарии и Кузнецкого Алатау (рис. 2). Эти области сейчас интерпретируются как крупные фрагменты неопротерозойских палеоокеанических поднятий и симаунтов, сохранившихся в структуре ЦАСП [51, 54].

В пределах ЦАСП выявлены каледонские (Кузнецкий Алатау и Батеневский кряж, Сангилен, Западное Прибайкалье) и герцинские (Алтай) палеотрансформные окраины, вдоль которых происходили косые столкновения с микроконтинентами и террейнами различного генезиса [17, 18, 49, 32, 55, 56]. Образующиеся транспрессионные орогены (по терминологии [19]), обычно характеризуются тесной связью сдвиговых деформаций с прогрессивным метаморфизмом HT/LP-типа и масштабным гранитообразованием на поздне- и посторогенных стадиях тектогенеза. Учитывая постоянную сопряженность с дайковыми поясами базитов повышенной щелочности, которые маркируют главные сдвигово-раздвиговые „shear“-зоны, для них был предложен самостоятельный термин „горячие сдвиговые системы“ [17]. Рассмотрим эволюцию гранитоидного магматизма подобных структур на примере Алтайского тектонотипа (рис. 3).

Алтай. Геодинамическая эволюция Алтая сейчас интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [20, 22]. Предполагается, что Алтайская и Казахская окраины в предколлизийную стадию (D_{1-2}) представляли собой трансформные границы, разделенные океаническим бассейном со срединно-океаническим хребтом. Вдоль Сибирского континента скользил Алтае-Монгольский микроконтинент с неопротерозойской корой ($T_{Nd}(2-st) = 1500—1000$ млн лет) [18, 56]. Обь-Зайсанский палеоокеанический бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская островные дуги). К середине карбона океан полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций [57]. К главным сдвигам относятся Жарма-Саурский, Чарский и Иртышский (см. рис. 3). Как уже отмечалось выше, в состав орогена также вошли Кузнецко-Алатауский и Джунгарский террейны — фрагменты палеоокеанических поднятий с возрастом протолита $T_{Nd}(2-st) = 850—650$ млн лет. История развития Алтая включает в себя три орогенические стадии, для каждой из которых показаны повременные срезы, с вынесенными контурами поясов и очаговых ареалов гранитоидного магматизма (рис. 4).

К инверсионной фазе (начало раннеорогенной стадии) относятся эродированные вулканы центрального типа (C_3-P_1), цепочки которых, вероятнее всего, отражают отрыв и косое погружение палеослабов под Казахстанский и Сибирский континенты. U-Pb изотопный возраст этого вулканизма $301 ± 7$ млн лет [58]. В качестве индикаторной особенности вулканизма можно назвать низкое содержание воды и аномально высокие (более 1000 °C) температуры кристаллизации кислых расплавов. В породах присутствуют ксенолиты и ксенокристы метаморфических пород гранулитовой фации, что свидетельствует о больших (30 км и более) глубинах генерации кремнекислых магм [59].

Гранитоидный магматизм Калбинского и Жарминского батолитовых поясов (P_{1-2}) приходится на границу ранне- и позднеорогенной стадии. Батолиты сложены гранодиорит-гранитными ассоциациями повышенной глиноземистости и калиево-ности, а время их внедрения синхронизировано с импульсами реактивизации левосдвиговых деформаций в Иртышской зоне смятия (283—276 и 273—265 млн лет, Ar-Ar даты по слюдам из бластомилонитов и U-Pb даты по цирконам и монацитам из гранитоидов) [60]. На позднеорогенной стадии (P_2-T_1) гранитоидный магматизм охватил значительно большие площади, сохраняя грубоконформные очертания по отношению к границам коллизионно-сдвиговой системы. Наряду с гранитоидами S-типа здесь широко представлены редкометалльно-плюмазитовые, гранит-лейкогранитные и сиенит-граносиенит-гранитные ассоциации. Первые отвечают мезоабиссальной фации (Монастырские, Белокурихинские и другие батолиты), вторые — субвулканической и гипабиссальной фациям (палеовулка-

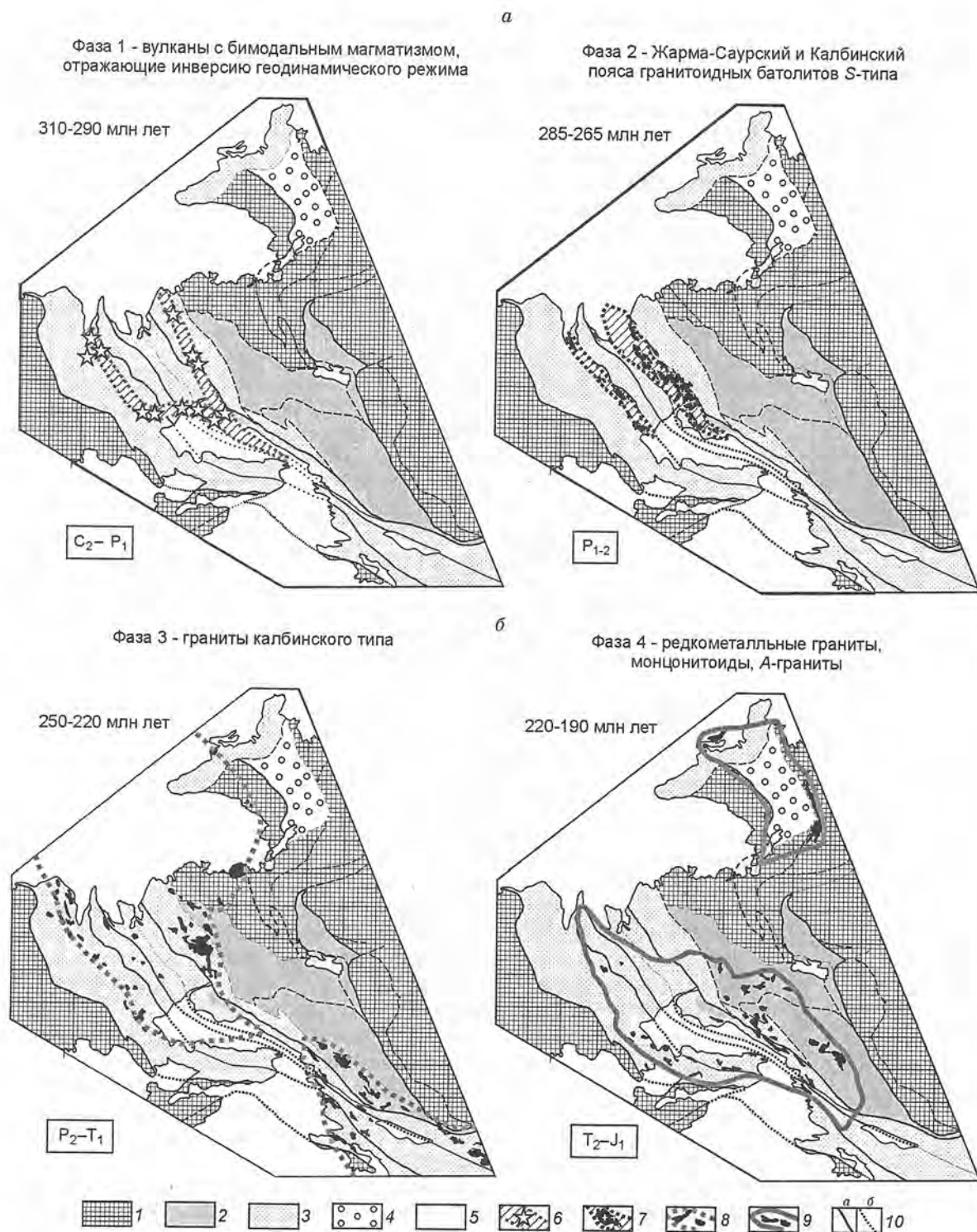


Рис. 4. Масштабы и структура магматических ареалов Алтая на повременных срезах, отражающих динамику развития коллизионного орогена и влияние плюм-тектоники.

Стадии коллизионного тектогенеза на Алтае: а — раннеорогенная, б — поздне- и посторогенная. 1 — неопротерозойские-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент и его фрагменты; 3 — окраинно-континентальные и океанические образования среднепозднепалеозойского возраста, нерасчлененные; 4 — Кузнецкий осадочный бассейн, включая траппы триасового возраста и юрские наложенные впадины; 5 — кайнозойские отложения; 6 — вулканические пояса и входящие в их состав палеовулканические постройки — индикаторы инверсии геодинамического режима; 7 — контуры магматических ареалов раннеорогенной стадии; 8 — гранитоидные батолиты; 9 — контуры очаговых ареалов поздне- (P₂-T₁) и посторогенной (T₂-J₁) стадий; 10 — главные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые.

нические постройки типа семейтауской или айской). Для гранитоидных батолитов ранне- и поздне-орогенной стадии устанавливается отчетливая зависимость изотопного состава Nd и Sr от состава вмещающих террейнов. Так, например, калбинские и монастырские гранитоиды, формирующиеся за счет метапелитовых толщ преддугового бассейна (такырская черносланцевая свита), имеют $\epsilon_{Nd}(T) = -2 \dots +2$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,705 \dots 0,706$. Гранитоидные батолиты Тигирецко-Саввушинского пояса, пересекающие Рудноалтайские структуры с энсиматическим и Горноалтайские структуры с энсиалическим фундаментом, обнаруживают резкий скачок в изотопных параметрах Nd и Sr: $\epsilon_{Nd}(T) = +2 \dots -1$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7051$; $\epsilon_{Nd}(T) = -0,5 \dots +1$ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7061 \dots 0,7071$ соответственно [61].

Для посторогенной (внутриплитной) стадии (T_2 — J_1) характерно максимально широкое разнообразие геохимических типов гранитоидов (от плюмазитовых и редкометалльно-плюмазитовых до известково-щелочных повышенной калиевоности и субщелочных). К этому этапу относятся также траппы Кузнецкого бассейна, отвечающие по изотопно-геохимическим характеристикам и возрасту инициальному рифтингу на Сибирской платформе [14, 62], а также дайковые пояса щелочных базальтов и лампрофиров.

Приведенные фактические данные по структуре магматических ареалов и изотопно-геохимическим характеристикам гранитоидов могут найти логичное объяснение, если вспомнить, что при формировании Алтайского орогена коллидировали террейны, мощность литосферы которых была сопоставима (Джунгарский и Кузнецко-Алатауский палеоокеанические террейны) или незначительно превышала (террейны трансформных окраин, косоориентированных островных дуг и ювенильных аккреционных призм) мощность литосферы в современных окраинноморско-островодужных обстановках. Это подтверждается широким развитием гранитоидов $+\epsilon_{Nd}(T)$, которые не только указывают на возраст и зрелость коры, но и прямо коррелируются с мощностью литосферы. При коллизионном сжатии относительно маломощных литосферных микроплит и плит в условиях интенсивной сдвиговой тектоники подъем рельефа на Алтае, вероятно, не превышал 2—4 км, и соответственно утолщение литосферы не превышало 150—200 км. Отрыв Жарма-Саурского и Рудно-Алтайского палеослаббов на раннеорогенной стадии вряд ли имел структурообразующее значение из-за их косоой ориентировки, что подтверждается незначительными мощностями молассовых толщ (первые сотни метров). Неслучайно в ряде работ [49] вообще отрицается коллизионная природа этой складчатой системы, эволюция которой связывается с Иртышским внутриконтинентальным сдвигом. В этот период, отвечавший инверсии геодинамического режима (от субдукции к коллизии), формировались лишь контрастные базальт-риолитовые и(или) базальт-латит-К-риолитовые серии, а также комагматичные им гиабиссальные интрузии.

Деламинация литосферной мантии, подобно наблюдаемой сейчас под Гималайским орогеном, также не могла быть здесь реализована, поскольку мощность не достигала пороговой величины в 350 км [11, 48]. При этих граничных условиях энергетическим источником, обеспечивающим прогрев утолщенной коры и ее частичное плавление, могла быть тепловая аномалия, оставшаяся после перекрытия палеосоХ континентальной плитой. Спецификой Алтайского орогена является то, что палеосоХ, отражением которого является Чарский офиолитовый пояс, из-за симметричного расположения Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской косоориентированных островных дуг не погружался под край одной из континентальных плит, а оставался под осевой частью орогена (см. рис. 3). Наиболее дискуссионным является геодинамическая интерпретация посторогенной стадии, магматизм которой обнаруживает признаки влияния плюмового источника. Согласно [12, 61], гранитоидный магматизм этой стадии контролировался на Алтае подъемом мантийных магм или их дериватов в декомпрессионные зоны, связанные с интенсивными сдвигораздвиговыми деформациями.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мощность и зрелость литосферы, ее значение для коллизионного тектогенеза. Классификация коллизионных и постколлизионных процессов, в основу которой положена мощность литосферы коллидирующих геоблоков, приведена в таблице. Подбор тектонотипов сделан таким образом, чтобы влияние плюмовых источников было минимальным. Обращает на себя внимание систематическое изменение $\epsilon_{Nd}(T)$ -характеристик гранитоидов, в первую очередь зависящих от зрелости и возраста корового субстрата [24, 26, 51, 53], а следовательно, и от мощности литосферного утолщения в пределах орогенного горно-складчатого сооружения. В Памиро-Гималаях значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранит-лейкогранитов не поднимаются выше -15 , что характерно для кратонов с раннедокембрийской корой, в Центральной Азии лишь в исключительно редких случаях они достигают величин $-13 \dots -10$ при коллизии кратонов с микроконтинентами, имеющими раннедокембрийскую кору (Сибирский кратон — Баргузинский микроконтинент [53], Сино-Корейский кратон — его „осколки“ [24]). В целом же можно считать доказанным [26, 53, 63], что решающая роль в формировании аккреционно-коллизионных и коллизионных гранитоидов ЦАСП принадлежит молодой ювенильной коре, изотопные характеристики которой отвечают каледонским структурно-вещественным комплексам (юные и зрелые островные дуги, аккреционные призмь с офио-

Мощность литосферы коллидирующих геоблоков ↓	ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ТЕКТОНОТИПЫ АЗИИ			+4...+9
	Аккреционно–коллизийные процессы Столкновение геоблоков в вариантах: континент–фрагмент дуги, дуга–дуга, дуга–микроконтинент, дуга–симаунт			↑ +ε _{Nd} (T) граниты
	Коллизия «континент–микроконтинент (супертеррейн)» Мягкое взаимодействие активных континентальных окраин с микроконтинентами			
	Черский тектонотип Мягкое столкновение с псевдосубдукцией на предколлизийной стадии (J ₃ –K)	Забайкальский (кордильерский) тектонотип Мягкая коллизия с палеоСОХ под краем континента и/или микроконтинента (J ₃ –K)	Алтайский (шотландский) тектонотип Сдвиговое взаимодействие с палеоСОХ под коллизийным швом (C ₂₋₃ –J ₁)	+2...–2
	Коллизия «континент–континент» Жесткое взаимодействие кратонов			↓ –ε _{Nd} (T) граниты
	Памирский тектонотип Жесткое столкновение с псевдосубдукцией на предколлизийной стадии (альпиды)	Гималайский тектонотип Фронтальное сжатие с внутриконтинентальной субдукцией (альпиды)	Скандинавский тектонотип Фронтальное сжатие (каледониды)	

литами, палеоокеанические поднятия и симаунты). Именно по этой причине здесь широко развиты гранитоиды +ε_{Nd}(T), причем их доля, максимальная в каледонских аккреционно-коллизионных структурах, постепенно снижается при переходе к герцинским и киммерийским. Образование гранитоидов с более низкими ε_{Nd}(T) и более древними модельными возрастами объясняется пелитовой примесью (по оценкам [53] — не более 30 %) древней континентальной коры в аккреционных призмах, являвшейся субстратом для большинства орогенных гранитоидов. В редких случаях удревание модельных Nd возрастов гранитоидов относительно их геологических возрастов (Кузнецкий Алатау и Батеневский кряж) хорошо объясняется спецификой состава палеоокеанических поднятий и симаунтов, блокировавших субдукционные зоны, так как в них наряду с базальтами типа MORB широко представлены породы с изотопными характеристиками OIB [51, 63].

К анализу данных таблицы можно подойти и с другой стороны, рассматривая рост коры Азии как единого континента. Азиатский континент в отличие от других имеет два ядра и несколько более мелких раннедокембрийских фрагментов, консолидация которых, сопровождавшаяся орогенезом в Центральной Азии и Памиро-Гималаях, резко различалась. В Памиро-Гималайском внутриконтинентальном складчатом поясе орогенез еще не завершился, но благодаря высокой скорости и интенсивности конвергенции плит уже достиг стадии непосредственного взаимодействия кратонов. В этом варианте мощность литосферы коллидирующих плит была предельно высокой, а ядро орогена представлено раннедокембрийскими комплексами с аномально низкими ε_{Nd}(T) и высокими I₀^{gr} изотопными параметрами. Центральнo-Азиатский складчатый пояс, напротив, уже завершил свое орогеническое развитие, но орогенез здесь никогда не достигал стадии прямого взаимодействия кратонов, поэтому в аккреционно-коллизионных процессах ведущую роль играли столкновения геоблоков (террейнов) с относительно тонкой литосферой и ювенильным типом коры, имеющей соответственно высокие, часто положительные, ε_{Nd}(T) и пониженные I₀^{gr} изотопные характеристики.

Внутрилитосферные и подлитосферные энергетические источники, ответственные за магматизм на различных стадиях коллизионного тектогенеза. Сравнительный анализ Памиро-Гималаев и Центральной Азии, приведенный в статье, и литературные данные [17—22, 38, 64—66] позволяют выделить для раннеорогенной стадии коллизионного тектогенеза две существенно самостоятельные фазы: инверсионную (субсеквентную, по Г. Штилле), отражающую момент перехода от субдукции к коллизии, и собственно раннеорогенную. Индикаторными для инверсионной фазы, связанной с отрывом слэба и внедрением мантийных диапиров непосредственно под границу Мохо или в нижнюю кору в зонах коллизии, являются бимодальные монцогаббро-монзонит-граносиенит-К-гранитные (К-базальт-латит-риолитовые) и известково-щелочные габбро-гранитные (базальт-риолитовые) вулканоплутонические формации. Базиты этих формационных рядов, как правило, еще сохраняют надсубдукционные характеристики, а гранитоиды отличаются аномально высокими температурами кристаллизации (≥1000 °C).

Гранитоидные ассоциации, связанные со второй фазой, обычно отвечают переходу от ранне- к позднеорогенной стадии, который происходит достаточно быстро (1—2 млн лет) и отстоит от начала

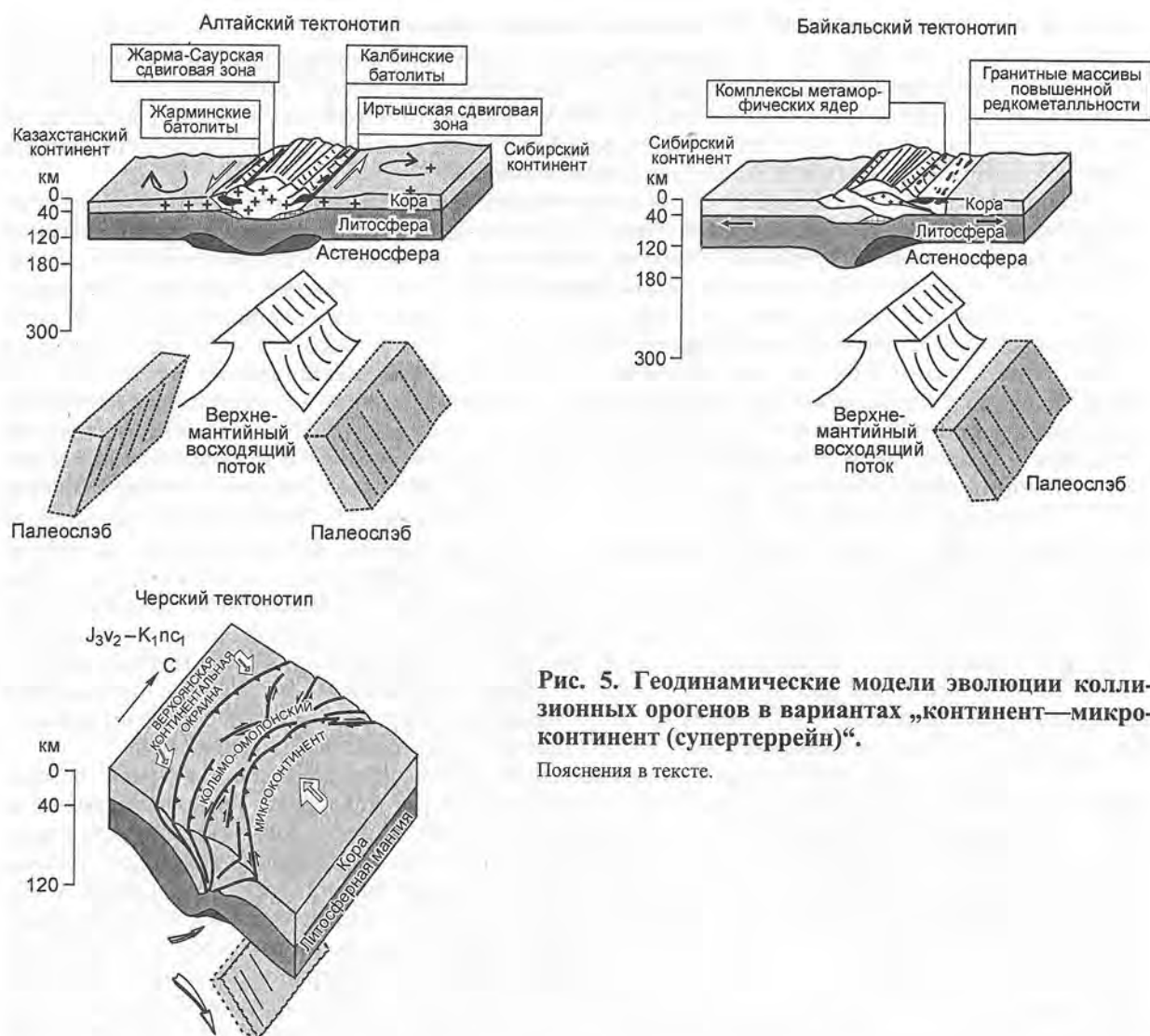


Рис. 5. Геодинамические модели эволюции коллизионных орогенов в вариантах „континент—микроконтинент (супертеррейн)“.

Пояснения в тексте.

коллизии на 20—25 млн лет. В Памиро-Гималаях благодаря аномальному сдавливанию кратонов и внутриконтинентальной субдукции связь с мантией отсутствует, и на первый план выходят внутрилитосферные энергетические источники, обусловленные повышением температурного градиента при утолщении коры и радиоактивным разогревом [6]. Определенный вклад может вносить диссипативное тепло, например, при коллизионном вдавливании структур типа Пенджабского синтаксиса [44]. Гранит-лейкограниты *S*-типа, образующиеся в этих условиях, имеют аномально низкие $\epsilon_{Nd}(T) = -10 \dots -40$ и высокие $I_{87}^{Sr} > 0,710 \dots 0,715$ характеристики, поскольку плавлению здесь подвергался раннедокембрийский субстрат. Вышеохарактеризованные внутрилитосферные энергетические источники, очевидно, играли в ЦАСП незначительную роль; на первый план здесь выходят восходящие мантийные потоки и астеносферные аномалии, связанные с перекрытием палеосоХ континентальной литосферной плитой в ходе коллизионного тектогенеза. Геодинамические модели (рис. 5) отражают формирование коллизионных орогенов в случае осевого расположения палеосоХ (алтайский тектонотип, см. описание выше в тексте) и в случае перекрытия палеосоХ краем континентальной плиты в доколлизонную стадию (калифорнийский и (или) забайкальский тектонотип, по [17, 50]). Им противопоставлена геодинамическая модель коллизионного тектогенеза, реализующаяся в варианте „псевдосубдукции“, когда замыкался периокеанический бассейн, потерявший перед этим связь со спрединговыми центрами и субдукцией [16]. На примере коллизионного пояса хр. Черского [17, 67] показано, что здесь отсутствует палеосоХ под коллизионным орогеном, и, как следствие, мантийный магматизм подавлен, а гранитоидный представлен *S*-типом. В целом для гранитоидных батолитов этой стадии обнаруживается отчетливая зависимость их состава от состава вмещающего террейна. Так, например, в Кузнецком Алатау и Батеневском кряже этой стадии отвечают раннекаледонские диорит-гранодиорит-гранитоидные батолиты [25, 68]. Они принадлежат к

известково-щелочной серии и имеют предельно высокие параметры $\epsilon_{Nd}(T) = +2,0 \dots +6,5$; $T_{DM}(2\text{-st}) = 0,65\text{—}1,05$ млрд лет, поскольку формировались в результате столкновения палеоокеанических поднят и симаунтов неопротерозойского возраста с венд-раннекембрийской островной дугой (Северо-Саянской). На эту связь впервые обратил внимание Ю.А. Кузнецов [69], а систематические доказательства зависимости состава батолитов от состава вмещающей средней и нижней коры рассмотрены на примере каледонид Центральной Азии В.И. Коваленко с соавторами [26].

Наиболее сложной для геодинамической интерпретации является посторогенная (тафрогенная) стадия коллизионного тектогенеза, магматизм которой в Центральной Азии обнаруживает прямые признаки существования плюмового источника. Наиболее показательными в этом отношении являются поздне-палеозойские—раннемезозойские гранитоидные батолиты, близодновозрастные с пермско-триасовыми траппами Сибири и Кузбасса. Некоторые исследователи объясняют эту пространственно-временную сопряженность чисто плюмовым источником как траппов, так и гранитов [12—15]. Не повторяя их аргументации, обратим внимание лишь на два момента. Общий период формирования батолитов Забайкалья, Монголии и Алтая полностью совпадает (320—190 млн лет), причем в каждом случае мантийный плюм пространственно совпадает с коллизионным орогеном, т. е. приурочен к орогенному утолщению литосферы. Эту пространственно-временную сопряженность В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [15] объясняют движением края Сибирского континента над единой горячей точкой (Ангаро-Витимский батолит (320—290 млн лет) → Хангайский (250—235 млн лет) → Хентейский (225—195 млн лет)), а масштабное переплавление коры в ядрах орогенов связывают с сильным сжатием, препятствующим внедрению базитовых магм плюмового генезиса и, как следствие, реализующихся в виде системы рифтов, окаймляющих батолиты с бимодальными щелочными и ультращелочными сериями. Этой гипотезе противоречит расположение Алтайского и Центрально-Казахстанского очаговых ареалов с интенсивным редко-металльным гранитоидным магматизмом, которые синхронны с Хентейским и Ангаро-Витимским батолитами соответственно (см. рис. 2). Если их связать с другой горячей точкой, то ее след с омоложением магматизма с запада на восток (в современных координатах) противоречит палинспастическим реконструкциям, указывающим на движение Казахстанской плиты в противоположном направлении.

Более предпочтительной выглядит геодинамическая модель индуцированных плюмов, которая объясняет неизбежное появление восходящих верхнемантийных потоков под коллизионными швами за счет выдавливания астеносферного вещества подфланги орогенов во время роста литосферного корня. Эти потоки в свою очередь провоцируют подъем аномально горячего вещества с фазовой границы 670—700 км, под которой располагается основной резервуар нижнемантийного суперплюма (Северо-Азиатского, по [12—15]). Согласно предполагаемой модели, время выхода на стационарный восходящий верхнемантийный поток, который был ответствен за возникновение индуцированных плюмов и их интенсивность, должно прямо коррелировать со временем формирования литосферного корня под орогенными горно-складчатыми сооружениями, причем должна быть проявлена простая закономерность — чем мощнее литосферный корень орогена, тем быстрее и более интенсивно формируется индуцированный плюм. Судя по Nd-изотопным данным, это предположение хорошо согласуется с данными о мощности коллидировавших геоблоков, которая убывает в ряду батолитов и очаговых ареалов: Ангаро-Витимский ($\epsilon_{Nd}(T) = -13 \dots -2$) → Хангайский ($\epsilon_{Nd}(T) = -8 \dots -1$) → Хентейский ($\epsilon_{Nd}(T) = 1,4 \dots +2$) → Алтайский ($\epsilon_{Nd}(T) = 0 \dots +4,7$). Обращает на себя внимание то, что в этом же ряду убывают масштабы гранитообразования, максимальные для Ангаро-Витимского батолита и минимальные для Алтайского очагового ареала. Выбор и обоснование рассмотренных альтернативных геодинамических моделей, продолжающих давнюю „гранитную“ дискуссию, очевидно, потребует дополнительных исследований, связанных с постановкой трехмерного математического моделирования системы нижняя—верхняя мантия—ороген, а также с количественной оценкой роли флюидного режима коллизионных орогенов, который может в существенной, если не в решающей, мере влиять на динамику орогенеза и специфику гранитообразования.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Сравнительный анализ Памиро-Гималайского и Центрально-Азиатского внутриконтинентальных складчатых поясов показывает, что они развивались по различным геодинамическим сценариям. В первом случае реализован предельный вариант жесткой коллизии с непосредственным взаимодействием Таримского и Индийского кратонов с раннедокембрийской корой и мощной литосферной мантией, причем процессы коллизионного тектогенеза сейчас еще не завершены и находятся на стадии перехода от поздней к посторогенной (тафрогенной) стадии. Во втором случае был реализован вариант мягкой коллизии, которая завершилась в позднепалеозойское—раннемезозойское время, так и не достигнув стадии столкновения Сибирского, Сино-Корейского и Таримского кратонов, а также раннедокембрийского ядра Казахстанской плиты. Здесь в коллизионных процессах участвовали террейны и супертеррейны с утоненной мощностью литосферы и незрелой корой (фрагменты островных дуг, окраинно-морских систем,

океанические поднятия и симаунты и лишь в редких случаях микроконтиненты типа Алтае-Монгольского с гренвилльским фундаментом). Для древних эпох, где невозможно использовать прямые геофизические наблюдения, единственным индикатором мощности литосферы коллидирующих плит и микроплит являются Nd изотопные характеристики гранитоидных батолитов, обнаруживающие прямую зависимость от среднего состава и возраста коры, а следовательно, косвенным образом указывающие на мощность генетически связанной подстилающей литосферной мантии. Классификация коллизионных процессов, основанная на различиях в мощности коллидирующих геоблоков и соответственно на различных Nd характеристиках гранитоидных батолитов, позволяет выделить ряд тектонотипов, используя в качестве критериев более низкого порядка геометрию коллидирующих геоблоков, скорость их конвергенции и пространственное соотношение с океаническими морфоструктурами, существовавшими на предколлизийной стадии.

2. Коллизионные орогены проходят в своем развитии три стадии, которые характеризуются не только специфическими проявлениями деформаций и коррелятных с ними осадочных, метаморфических и магматических формаций в земной коре, но и принципиально различной структурой и динамикой верхнемантийных течений. В момент инверсии (начало раннеколлизийной стадии) происходит отрыв слэба и появление астеносферного выступа (псевдоплюма) в окрестностях будущего коллизийного сооружения, непосредственно под границей Мохо. В результате в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит масштабное плавление и формируются бимодальные вулканические серии, с одной стороны, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические „метки“, а с другой — отражающие состав нижней коры, подвергшейся продвинутому плавлению. Здесь широко проявлены процессы контаминации базитов коровым материалом и синтексис контрастных по составу магм, что в итоге приводит к формированию гибридных серий, типа шошонитовой и(или) латитовой. Затем коллизийный тектогенез, протекающий по классическому сценарию утолщения коры и ее литосферного корня, охватывает конец раннеорогенной и позднеорогенную стадии. Время формирования и масштабы орогенного сооружения зависят в первую очередь от мощности коллидирующих плит, а состав гранитоидных батолитов прямо коррелируется с составом вмещающей геосреды. Связь с мантией либо отсутствует, либо проявляется в специфических формах, например, в виде рифтов в форланде орогенов при „лобовом“ столкновении или в виде оперяющих сдвигово-раздвиговых разломах при косой коллизии.

3. Динамика развития коллизийных орогенов кардинально меняется на постколлизийной (тафорогенной) стадии. При утолщенной мощности литосферы, когда коллизия достигает предельного варианта взаимодействия кратонов, глубина литосферного корня достигает критического значения (350—400 км). В результате из-за плотностной неустойчивости происходит деламинация литосферы, а астеносферные потоки оказываются под границей Мохо, вызывая резкий подъем рельефа, а затем коллапс орогенного сооружения. Магматизм подобен тому, что наблюдается на вышеописанной стадии отрыва слэба при переходе от субдукции к коллизии, но его масштабы значительно больше, отсутствуют надсубдукционные геохимические метки, формируются не только вулканические постройки, но и крупные гранитоидные батолиты. При утоненной мощности литосферы (коллизия типа дуга—дуга, дуга—симаунт, дуга—микроконтинент и т. п.) деламинации не происходит, и развал орогена связан лишь с гравитационными оползнями и срывами в коре. Магматизм подавлен или отсутствует. Уникальность ЦАСП заключается в том, что здесь присутствовал крупный нижнемантийный плюм, поэтому процессы, казалось бы, классической мягкой коллизии в действительности приводят к индуцированию локальных плюмов под орогенами. Предлагаемая модель индуцированных плюмов позволяет объяснить формирование гигантских по масштабам гранитоидных батолитов или их очаговых ареалов на постколлизийной стадии, а также специфику их составов, сочетающих плюмовые и коллизийные характеристики.

Авторы благодарят Н.Л. Добрецову, В.И. Коваленко, Ф.А. Летникова, Е.В. Склиарова, В.В. Ярмолюка, С.А. Тычкова, В.Н. Шарапова, Ю.В. Перепечко и О.П. Полянского, участвовавших в дискуссиях и способствовавших выполнению этих исследований. Кроме того, авторы выносят благодарность Е.В. Бибиковой, А.Б. Котову, Д.З. Журавлеву, В.П. Ковачу, Е.Б. Сальниковой, В.А. Пономорчуку, А.В. Травину, В.А. Халилову, без чьих аналитических исследований выполнение этой работы было бы невозможно.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 30/1998, 106/2003, 672/2003) и РФФИ (проекты № 03-05-65099, 03-05-65081, 02-05-65091).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108—121.
2. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнеобразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 7—20.
3. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 12, с. 3—6.

4. **Летников Ф.А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, 1975, 218 с.
5. **Добрецов Н.Л.** Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 235 с.
6. **England P.C., Thompson B.** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 894—928.
7. **Integrated Earth and environmental evolution of the southwestern United States** / Ed. W.G. Ernst, C.A. Nelson. California, Geol. Soc. of America, Bellwether publishing, 1998, 501 p.
8. **Хаин В.Е., Лобковский Л.И.** Об особенностях формирования коллизионных орогенов // *Геотектоника*, 1990, № 6, с. 20—31.
9. **Davies J.Y., von Blanckenburg F.** Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 129, p. 85—102.
10. **Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г.** Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 5—16.
11. **Houseman G.A., Molnar P.** Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // *Geophys. J. Int.*, 1997, v. 128, № 1, p. 125—156.
12. **Добрецов Н.Л.** Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // *Докл. РАН*, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.
13. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 3—29.
14. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
15. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 12, с. 1305—1320.
16. **Хаин В.Е.** Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. Т. 2. М., Геос, 2003, с. 270—271.
17. **Владимиров А.Г.** Главные факторы, контролирующие магматизм в коллизионных геодинамических обстановках // *Материалы всероссийской научной конференции "Петрология магматических и метаморфических комплексов"*, Т. 1. Томск, 2002, с. 177—181.
18. **Ханчук А.И., Парфенов Л.М., Бадарч Г. и др.** Геодинамическая карта Северо-Восточной Азии // *Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии: Тез. докл. междунар. конф.* Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, с. 15—17.
19. **Sengör A.M.C.** Plate tectonics and orogenic research after 25 years; synopsis of a Tethyan perspective // *Tectonophysics*, 1991, v. 187, p. 315—344.
20. **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.
21. **Соколов С.Д., Оксман В.С., Бондаренко Г.Е.** Аккреционные и коллизионные складчатые пояса // *Материалы совещания „Тектоника и геодинамика континентальной литосферы“*. Т. 2. М., 2003, с. 201—204.
22. *Геология и геофизика*, 1994, т. 35, № 7—8, 269 с. (Научные результаты проекта 283 "Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана" / Под ред. Н.Л. Добрецова, Р.Г. Колмана, Н.А. Берзина).
23. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd возраст и геодинамические условия формирования // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 11, с. 1565—1577.
24. **Jahn Bor-ming, Wu F.Y., Chen B.** Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*, 2002, v. 23, p. 82—92.
25. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // *Докл. РАН*, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
26. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П.** Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // *Геохимия*, 1996, № 8, с. 699—712.
27. **Dewey J.F.** Extensional collapse of orogens // *Tectonics*, 1988, v. 7, p. 1123—1139.
28. **Копп М.Л.** Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М., Научный мир, 1997, 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 506).
29. **Blanco M.J., Spakman W.** The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain // *Tectonophysics*, 1993, v. 221, p. 13—34.
30. **Willett S.D., Beaumont C.** Subduction of Asian lithosphere beneath Tibet inferred from models of continental collision // *Nature*, 1994, v. 369, p. 642—645.

31. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asia mountain belt; effect of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, № 5, p. 430—466.
32. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М., Научный мир, 2001, 188 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 545).
33. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // *Тектоника Тянь-Шаня и Памира*. М., Наука, 1983, с. 167—175.
34. Буданов В.И. Эндогенные формации Памира. Душанбе, Дониш, 1993, 299 с.
35. Debon F., Le Fort P., Dautel D. et al. Granites of western Karakoram and northern Kohistan (Pakistan): a composite mid-Cretaceous to Upper Cenozoic magmatism // *Lithos*, 1987, v. 20, № 1, p. 19—40.
36. Gansser A. Facts and theories on the Himalayas // *J. Geol. Soc. India*, 1993, v. 41, p. 487—508.
37. Владимиров А.Г. Корреляция магматических событий позднего мезозоя—кайнозоя и проблема геодинамики Памиро-Гималайского региона // *Докл. РАН*, 1992, т. 326, № 3, с. 489—492.
38. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный Мир, 2001, 604 с.
39. Douce A.E.P., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 4, p. 689—710.
40. Searle M.P. Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill complexes: examples from the Cho Oyu, Gyachung 'Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya) // *J. Asian Earth Sci.*, 1999, v. 17, № 5—6, p. 773—783.
41. Arnaud N.O., Vidal Ph., Tapponier P. et al. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implication // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 111, p. 351—367.
42. Budanov V.I., Volkova N.I., Dronov V.I. Palaeogene mugearite-shoshonite volcanism (the Bartang Complex) as a reflection of collisional events in the Pamirs // *Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia (Abstracts of the IV Workshop IGCP-420, August 5—14, 2002)*. Changchun, China, 2002, p. 19—24.
43. Титов А.В., Владимиров А.Г., Чупин В.П., Майорова О.Н. Эволюция шошонит-латитовых расплавов и условия их кристаллизации (на примере Кызылрабатской вулканической структуры, Южный Памир) // *Докл. РАН*, 1992, т. 327, № 1, с. 121—125.
44. Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Чупин В.П. и др. Петрология высокоглиноземистых гранитов памирского комплекса (Юго-Западный Памир) // *Геология и геофизика*, 1988, № 12, с. 87—95.
45. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа. Л., Наука, 1981, 308 с.
46. Vladimirov A.G., Borisenko A.S., Rudnev S.N. et al. Ore-bearing granite pluton of the Southern Pamir, Tajikistan // *Ore-bearing granite of Russia and adjacent countries*. Moscow, 2000, p. 331—348.
47. Koulikov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevsky A. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography // *Tectonophysics*, 2002, v. 358, p. 77—96.
48. Marotta A.M., Fernandez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional settings // *Tectonophysics*, 1998, v. 296, p. 31—46.
49. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.
50. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 182 с.
51. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.
52. Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, p. 195—205.
53. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 12, с. 1280—1293.
54. Hu A.Q., Jahn B.-M., Zhang G., Zhang Q. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in Northern Xinjiang: Nd-Sr isotopic evidence. Part 1: Isotopic characterization of basement rocks // *Tectonophysics*, 2000, v. 328, p. 15—51.
55. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // *Геотектоника*, 2001, № 3, с. 22—43.

56. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 49—75.
57. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.
58. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1157—1178.
59. Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актобинской вулканической структуры (Казахстан): оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 1, с. 86—90.
60. Травин А.В., Бовен А., Плотноков А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1—5.
61. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4, с. 715—729.
62. Крук Н.Н., Плотноков А.В., Владимиров А.Г., Кутюлин В.А. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.
63. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 3, с. 395—397.
64. The tectonic evolution of Asia / Ed. Yin An, M. Harrison Cambridge, Cambridge University Press, 1996, 710 p.
65. Розен О.М., Богина М.М., Лятифова Е.Н., Федоровский В.С. Две магматические формации коллизионных областей // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тез. докл. всерос. совещ., г. Новосибирск, 16—19 апреля 2003 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2003, с. 287—288.
66. Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1294—1304.
67. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (северо-восток Азии). М., ГЕОС, 2000, 269 с.
68. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. науч. конф. Т. 1. Томск, 2002, с. 201—208.
69. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 392 с.
70. Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1262—1269.
71. Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В. Динамические характеристики базитовых внутриплитных магматических фаций и формаций и 3D модели взаимодействия литосферы и верхней мантии // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований (Тез. докл. Всерос. совещ., г. Новосибирск, 16—19 апреля 2003 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2003, с. 379—380.
72. Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В. Корректные математические модели генерации расплавов внутриплитных базитовых формаций // Там же, с. 380—381.

Поступила в редакцию
14 мая 2003 г.