

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

Препринт № 7

П. П. Кузнецов

**ТЕКТОГЕНЕЗ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОФИОЛИТОВ**

**(на примере Алтае-Саянской
складчатой области)**

НОВОСИБИРСК 1991

Кузнецов П.П. Тектогенез внутриконтинентальных офиолитов (на примере Алтае-Саянской складчатой области). - Новосибирск, 1991.- 28 с. (Препр./ ОИГТМ СО АН СССР; № 7).

Излагаются результаты исследования офиолитов Алтае-Саянской области в сравнении с офиолитами дна Мирового океана и зон перехода океан-континент. Сделано заключение о том, что офиолиты складчатой области сформированы в результате рассеянного спрединга дифференцированной земной коры региона, являющейся продуктом рифейского тектогенеза. Геодинамические обстановки формирования разрезов отдельных офиолитовых ассоциаций отличались как от "океанической", так и от "островодужной" обстановок и, судя по всему, отражают влияние реликтовых блоков земной коры.

Для специалистов, занимающихся вопросами реконструкции палеогеодинамических обстановок образования земной коры.

В В Е Д Е Н И Е

Решение проблемы тектонической природы офиолитов, залегающих во внутриконтинентальной обстановке, имеет как мировоззренческое, так и практическое значение. Ответ на вопрос, является ли тот или иной офиолитовый пояс производным палеотектонической структуры открытого океана или локальной рифтогенной структуры, позволяет решить, применимы ли для тектонического районирования актуалистические аналогии с современной обстановкой, постулируемой гипотезой плиттектоники, или они имеют индивидуальные особенности, требующие соответствующего подхода при палеотектонических реконструкциях и тектоническом районировании.

Используемое нами понятие "зона офиолитогенеза" связано с представлениями о том, что офиолиты являются новообразованной земной корой симатического профиля по отношению к древнему субстрату земной коры, на фоне которой начался процесс офиолитогенеза — независимо от того, океанической она была или континентальной. В связи с различием палеотектонических обстановок заложения зон офиолитогенеза новообразованная кора может иметь несколько подтипов, возникновение которых определяется степенью воздействия вещества субстрата на результирующий состав новообразованной коры.

В качестве исходного понятия "офиолиты" нами рассматривается субслоистое, расчлененное субгоризонтальными геологическими границами в своем первичном (автохтонном) залегании, структурно-вещественное парагенетическое сообщество определенного последовательного набора горных пород (ультрабазиты — габброиды — дайки основного состава — аффузивы основного состава, в меньшей степени — плагиограниты и осадочные породы), представляющее собой в ненарушенном состоянии полный разрез новообразованной земной коры (Кузнецов, Симонов, 1983).

Основным постулатом представляемых понятий является тезис о том, что подавляющей частью исходного вещества офиолитов выступает субстрат верхней мантии, который в процессе формирования офиолитов испытывает широкий спектр преобразований: аддиабатическое плавление, деплетирование и удаление легкоплавких компонентов, пластическое течение и динамометаморфические преобразования, следствием которых является в конечном счете вхождение элементов

континентальных складчатых областей. Прямых наблюдений, помимо излияний толеитовых базальтов, в пользу существования современных условий формирования офиолитов практически нет. Объективным является только бесспорное существование гетерогенной парагенетической ассоциации горных пород, которая имеет несколько типов и характерна для различных тектонических зон (Кузнецов, Симонов, 1988; Лутц, 1989). Наиболее логичным объяснением этого факта является представление, что множественность типов офиолитовых ассоциаций зависит от субстрата, по которому происходило заложение зон офиолитогенеза.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОФИОЛИТОГЕНЕЗА

Одним из важнейших аспектов проблемы офиолитов явилось показанное в ряде работ (Пейве, 1969; Невз, 1965; и др.) некоторое соответствие вертикального разреза офиолитовых ассоциаций сейсмическим характеристикам строения океанической земной коры, которое в дальнейшем послужило почти единственным доводом для обоснования плейттектонической концепции формирования складчатых внутриконтинентальных областей, содержащих в своей структуре офиолиты. Эта концепция обоснована в работах Дж. Р. Канна (Cann, 1970), Р.Г. Колмана (1979) и других исследователей,

дамы "захлопнувшихся" палеоокеанов.

Например, А.Б. Дергунов (1989, с.3) пишет: "Установление океанической природы пород офиолитовой ассоциации, слагающих кору современных и древних океанических бассейнов, а также многочисленных признаков горизонтальных движений в складчатых областях определяет острый интерес к их строению и нередко приво-

дит к необходимости пересмотра сложившихся представлений. Широкое распространение офиолитов показывает, что складчатые области формировались на месте древних океанических бассейнов в процессе длительного и сложного преобразования их коры в континентальную, при этом важную, нередко определяющую роль играли горизонтальные движения (Книшпер, 1975; Пейве и др., 1976; Зоненшайн, 1972). Прямым следствием океанической (спрединговой) природы офиолитов является заключение об их древнейшем возрасте среди геологических образований любой фанерозойской (по крайней мере) покровно-складчатой области".

Эта концепция вызвала стойкое противодействие некоторой части геологов, поскольку не давала возможности в соответствии с постулатами "цикла Вильсона" объяснить конкретные наблюдаемые в континентальной обстановке примеры тектонической зональности. Допускаемая при этом возможность исчезновения в результате субдукции ряда предполагаемых, но не фиксируемых в реальных разрезах тектонических зон, при трезвом анализе сталкивается с проблемой сомнительного физического характера самой природы этого процесса (Листих, 1975; Чудинов, 1985).

Общая универсальность концепции тектоники литосферных плит, не подтвержденная в летописи разрезов континентов, привела к оживлению гипотезы пульсационного развития Земли, почти забытой после 40-х годов (Кропоткин, 1984; и др.). В рамках этой гипотезы находят объяснение практически все проявления мобилизма и не решенные тектоникой плит вопросы периодичности глобальных геологических явлений, таких как глобальные трансгрессии, эпохи магматизма, фазы и эпохи тектонических движений, чередование эпох офиолитогенеза и образования глаукофановых сланцев.

Закономерность чередования режимов растяжения и сжатия, зафиксированная в развитии любой конкретной офиолитовой ассоциации, приводит к представлению о том, что взаимосвязанные процессы рифтогенеза и офиолитогенеза в геологической истории земной коры имеют циклический характер. Геологические и геофизические признаки, а также возможные причины изменения и колебания объема планеты рассматриваются в работах многих исследователей (Кропоткин, 1984; Летавин, 1984; Милановский, 1984; Обручев, 1940; Усов, 1940; и др.).

Поскольку офиолиты как продукт процессов новообразования симатической земной коры составляют, вероятно, значительную часть объема вещества земной коры, поступившего в ее состав из мантии, процесс офиолитогенеза является одним из наиболее мощных факторов преобразования коры, определяющих ее геологическую эволюцию.

Попытка вычленения разноранговых структур, с которыми связан процесс офиолитогенеза (Кузнецов, Симонов, 1990), позволила нам выделить следующую их иерархию. Планетарным структурообразовательным фактором первого ранга является первично-асимметричное строение земного шара, подразделяющегося на Индо-Атлантическое (Гондванское) и Тихоокеанское полушария (Пушаровский, 1981). Вдоль границ Тихоокеанского полушария (тектонического пояса) в процессе каждого цикла растяжения-сжатия происходит возникновение различных новообразованных структур (геосинклинальных в традиционной трактовке), которое приводит к формированию складчатых поясов при последующем сжатии.

Полициклическим характером развития геологических структур на границе разнородных полушарий планеты объясняется исчезновение значительной части новообразований фазы растяжения на последующих этапах сжатия и возникновение геофизической картины, интерпретируемой как проявление "субдукции", поскольку "океанское" Тихоокеанское полушарие в процессе взаимодействия на фазе сжатия своими пограничными частями участвует в относительном подвиге образований Тихоокеанского сегмента литосферы под более "континентальные" образования Индо-Атлантического сегмента. Литосфера и земная кора Индо-Атлантического сегмента в геологическом отношении более мобильны, чем в Тихоокеанском полушарии, и характеризуются более высокой способностью к горизонтальным перемещениям крупных литосферных блоков на различных уровнях разреза. Выявленное по данным сейсмотомографии (Андерсон, Дзевановский, 1984) разуплотнение в верхней мантии на глубине около 150 км может объяснить возникновение условий эклогитизации базитовых компонентов разреза на участках подвига по периферии Тихого океана и погружения эклогитизированных блоков в мантию по модели, рассмотренной Е.В.Артюшковым (1979).

Эффект увеличения радиуса Земли от фазовых превращений может быть оценен в 3-5 %. При повышении температуры мантии на

500°C фазовая граница опускается на 50–100 км. Кора при этом должна испытать мощные растягивающие напряжения с образованием глубинных разломов (Святловский, Китайгородский, 1988).

Мы присоединяемся к представлениям Ю.М.Пушаровского (1981) и других исследователей, что увеличение объема планеты на мантийном уровне приводит к разрыву ее хрупкой литосферы снизу – как мы полагаем, в рамках единичного цикла пульсации на фазе расширения. Следствием этого процесса является возникновение условий адиабатического плавления литосферного вещества в пределах верхней мантии, подъем изоград и, как следствие динамического воздействия таких зон, возникновение условий рифтогенеза. Разрыв литосферы приводит к мощному импульсу вулканизма и конвективного выноса тепла.

Подобные процессы могут развиваться, по нашему мнению, в структурах трех рангов. Структуре первого ранга отвечает существующая на протяжении почти всей истории планеты граница между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим полушариями. Структурам второго ранга – элементы планетарной рифтовой системы, которой на мезозойско-кайнозойском этапе развития Земли отвечает Мировая система рифтов в ее современной морфологии. Структуры Тетиса являются отражениями этапа растяжения-сжатия второго ранга на рубеже палеозоя-мезозоя. К концу мезозоя его проявления оказались подчиненными влиянию более мощного нового цикла пульсации объема планеты, причем изменения объема на этом этапе, видимо, были асимметричными – судя по сгущению структур Мировой рифтовой системы в Южном полушарии (Милановский, Никишин, 1988).

В рамках глобального тектогенеза возникновение Мировой рифтовой системы – тектоническое событие менее высокого ранга, чем тектогенез, обусловленный глобальной асимметрией строения планеты, так как в различные фазы пульсационного развития рифтовая система закладывалась и развивалась, судя по всему, вне зависимости от структурного рисунка, сформированного в предшествующие пульсации.

Области мозаично-блокового строения, содержащие в себе фрагменты земной коры разновозрастных тектонических циклов, а также следы (не всегда регистрируемые) обломков архейской континентальной коры, но не имеющие больших по площади и протя-

женности складчатых поясов из палеозойских образований близкого возраста, относятся к категории структур третьего ранга. Скорее всего, их природа, несмотря на явно выраженную индивидуальность, подчиняется некоторым глобальным закономерностям дробления краевых частей кратонов, отвечая проявлению "термических диапиров", т.е. нарушению лишь положения фронта изоград фазовых переходов, декомпрессионному плавлению и образованию выступов астеносферы. Декомпрессия, возможно, связана с разрывами, которые являются оперяющими по отношению к линеаментам, входящим в Мировую рифтовую систему, т.е. структурным элементам второго порядка глобального тектогенеза Земли (Кузнецов, Симонов, 1990).

Наши представления о вероятном характере формирования офиолитов Алтае-Саянской области наиболее близки к положениям умеренно-мобилистской концепции, предлагаемой Е.Е.Милановским (1990). В отличие от "классической" концепции тектоники литосферных плит, она не связана с постулатами о неизменности объема Земли на протяжении ее геологической истории (предполагается существование пульсаций при некотором общем расширении Земли в мезо-кайнозойе). В этой концепции допускается разнообразие форм проявления коллизии литосферных блоков (обдукция, общее скучивание и, возможно, субдукция на более локальных участках и в ограниченном масштабе) и признается вероятность горизонтальных перемещений мощных (до 400-600 км) относительно холодных континентальных литосферных блоков наряду с возможностью горизонтальных перемещений относительно тонких литосферных пластин в пределах термически активных областей с хорошо выраженной астеносферой (в частности, в океанах). Ведущим глубинным тектоническим процессом в мезо-кайнозойе считается рифтинг и, в частности, его наиболее зрелая и крупномасштабная форма - спрединг, осуществлявшийся в зонах подъема и распространения в стороны от восходящего потока разогретого глубинного мантийного материала в условиях начавшегося (или, скорее, возобновившегося) в мезозое и продолжающегося до современности некоторого общего расширения Земли, осложненного пульсациями нескольких порядков. Особая роль в позднемезозойско-кайнозойской тектонике Земли придается Западно-Тихоокеанскому рифтовому поясу, наложенному на одноименный более древний подвижный пояс; его тектоническое развитие в позднем мелу и

кайнозой представляло собой своеобразное взаимосочетание геосинклинального и рифтового процесса при ведущей роли последнего. В этом поясе имел место рифтинг континентальной коры, а также спрединг и новообразование коры океанического и субокеанического типов, но в несколько меньшем масштабе, чем в других крупных рифтовых поясах, и, в отличие от них, горизонтальное расширение в Западной Пацифике происходило резко асимметрично, в целом в восточном направлении, приведя к последовательному образованию новых рифтовых и спрединговых зон в его восточной части (например, в Филиппинском море) и обдукции его восточного фланга на Тихоокеанскую литосферную плиту по ряду сейсмофокальных зон (Милановский, 1990).

Г.Н.Савельевой (1986) установлено наличие двух крайних разновидностей разрезов ультрабазитовой части офиолитов, имеющих, вероятно, между собой постепенные переходы. Для первой характерны лерцолиты, слагающие ядра массивов, окруженные тонкой прерывистой оболочкой пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габброидной серий (Нуралинский, Кракинский массивы на Урале, Ланцо в Альпах, Тринити в Северной Америке, массивы Северных Динарид и др.). В другой крайней разновидности разрезов - гарцбургитовой - реликтовые блоки лерцолитов содержатся среди значительных масс пород дунит-гарцбургитовой серии, слагающих ядра массивов (Войкаро-Сынъинский, Кемпирсайский на Урале, Троодос, Анталья, Оман и др.). Цитируемый автор считает, что по краю эпикарельских платформ - областей ранней стабилизации - обнажены фрагменты слабо деплетированной мантии, а в их рифейско-палеозойском обрамлении, развивавшемся более длительный период (минимум миллиард лет), мантийное вещество представлено глубоко деплетированными дунит-гарцбургитовыми породами с более сложной историей структурно-вещественной эволюции.

Е.Е.Лазько (1987) показывает, что могут быть выделены три петрохимических мегапровинции ультрабазитов. В состав первой входят перидотиты молодых океанов - Атлантического и Индийского, представленные преимущественно слабоистощенными лерцолитами. Вторую мегапровинцию представляют перидотиты древнего Тихого океана, представленные сравнительно истощенными гарцбургитами. Третья мегапровинция отвечает активным океаничес-

ким окраинам, в которых представлены предельно истощенные гарцбургиты, в значительной степени лишены легкоплавкой составляющей.

Обращает на себя внимание приуроченность бонинитовых серий к ультрабазитовой провинции предельно истощенных гарцбургитов Западной Пацифики.

В Алтае-Саянской области ультрабазитовая часть офиолитов представлена практически только дунит-гарцбургитовым типом разреза. Это позволяет сделать заключение, что в ее пределах офиолиты формировались в условиях длительного, вероятно, полициклического, деплетирования ультраосновного субстрата. Причем это была обстановка типа западно-тихоокеанской, а не срединно-океанической.

ОФИОЛИТЫ В СТРУКТУРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Мозаично-блоковый структурный рисунок Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецов, 1954) в значительной степени подчеркивается сетчатым распространением офиолитовых поясов (рис. I). Характерной особенностью этого рисунка является преимущественная приуроченность офиолитовых поясов к пограничным участкам между разновозрастными структурно-формационными зонами (Кузнецов, 1980).

Возраст выступов высокометаморфизованных пород практически на всей территории Алтае-Саянской области в настоящее время является дискуссионным, за исключением, пожалуй, комплекса основания Сангиленского мегаблока (северная часть Тувинско-Монгольского "устойчивого массива"), докембрийских глыб Восточного Саяна и Томского метаморфического выступа в южной части Кузнецкого Алатау.

В пределах Сангиленского мегаблока имеются разрозненные проявления ультраосновных пород (бассейн р. Балыктыг-Хем), структурная приуроченность которых практически никем не рассматривалась. На границе между Сангиленской и Восточно-Таннуольской структурно-формационными зонами располагается офиолитовый пояс сложного строения, известный в литературе под названием Южно-Тувинский или Агардагский, в котором ультрабазиты залегают как внутри докембрийских кристаллических пород, так и в вендско-раннепалеозойской офиолитовой зоне (Корнейчук и др., 1987). Да-

лее на северо-запад, в пределах собственно каледонид Алтае-Саянской области, располагаются Хемчикско-Куртушибинский, Борусский и Северо-Саянский офиолитовые пояса, имеющие общее северо-восточное простирание. В целом эти пояса под острым углом упираются в региональные разрывные структуры Восточного Саяна. Восточно-Саянские разломы запад-северо-западного простирания расчленяют в пределах этого региона выступы докембрийского фундамента и определяют положение и конфигурацию расположенных между ними докембрийских блоков, палеозойских прогибов и офиолитовых поясов - Красноярского, Манского, Идарского, Бирюсинского, Карабуреньского и Ильчирского, простирание которых в целом параллельно простиранию юго-западного ограничения Сибирской платформы.

На востоке рассматриваемого региона в периферической части Тувино-Монгольского массива присутствует также Билинско-Шинхидгольская группа ультрабазитовых массивов (Восточно-Тувинский пояс), приуроченная, вероятно, к системе региональных разрывов субмеридионального простирания.

На западе офиолитовые пояса Западного Саяна (т.е. Северо-Саянский и др.) почти под прямым углом срезаются системой Кузнецко-Шапшальских разломов, которые на отдельных своих участках также контролируют офиолитовые пояса (например, Шапшальский, Курайско-Телецкий, Кузнецко-Алатауский). Указанная система разломов определяет положение субмеридиональной цепочки выступов высокометаморфизованных пород предположительно докембрийского возраста - Тонгулакский (Курайский), Теректинский, Телецкий, Чулышманский, Томский, Терсинский. К разрывным ограничениям этих блоков местами приурочены непротяженные слабо выраженные офиолитовые (гипербазитовые) пояса - Теректинская, Горно-Шорская группы ультрабазитовых тел.

Крайнее западное положение среди обнаженных гипербазитовых поясов Алтае-Саянской области занимает Мартыновско-Шалапский пояс Салаира (Пинус и др., 1958), входящий в состав структуры фундамента складчатого сооружения в западном обрамлении Кузнецкого среднепалеозойского прогиба, однако в нем до сих пор не установлено элементов субстратифицированной последовательности мафических горных пород, характерных для офиолитовой ассоциации.

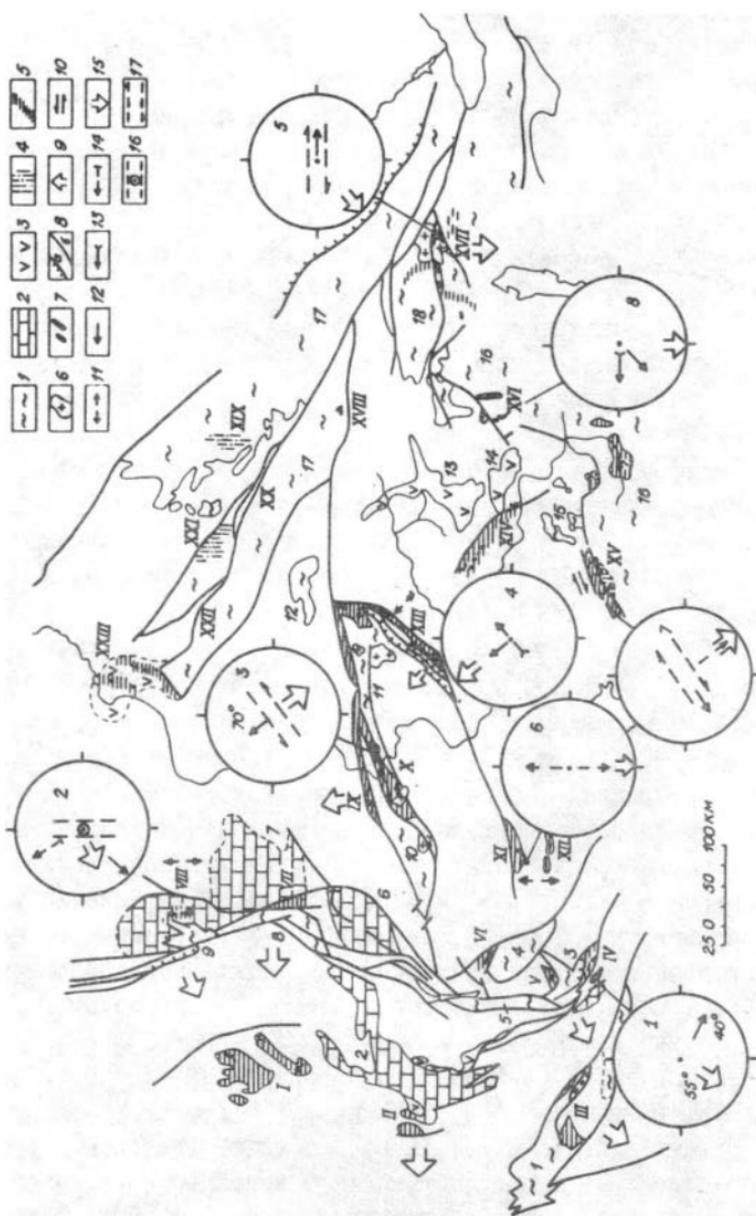


Рис. I. Расположение выступов метаморфических образований и офиолитовых поясов Алтае-Саянской области и данные о кинематике формирования структуры офиолитов в венде-кембрии:

I-II - условные знаки на палеотектонической схеме: I - выступы (блоки) метаморфических пород; 2-3 - на погруженных устойчивых блоках: 2 - терригенно-карбонатные комплексы, 3 - терригенно-вулканогенные комплексы; 4 - метаморфизованные офиолиты; 5 - верхнерифейско-кембрийские офиолитовые пояса; 6 - гранитные батолиты, пространственно приближенные с офиолитами; 7 - альпинотипные ультрабазиты; 8 - региональные разломы: а) пологие, б) преимущественно крутые; 9 - перемещение горных масс в системе региональных надвигов; 10 - сдвиговые дислокации вдоль офиолитовых поясов; II - следы режимов раздвигания, зафиксированные комплексами типа "дайка в дайке"; I2-I7 - условные знаки на диаграммах - векторы пластического движения вещества (верхняя полусфера): I2-I5 - фазы деформаций: I2 - первая, I3 - вторая, I4 - третья, I5 - четвертая (или заключительная); I6 - вертикальное перетекание вещества внутри ориентированных линейных зон, I7 - сдвиговые дислокации, фиксируемые на минеральном уровне.

Римскими цифрами на схеме показаны офиолитовые зоны: I - Салаирская, II - Сарасинская, III - Теректинская, IV - Курайская, V - Улаганская, VI - Верхнеабаканская, VII - Горно-Шорская, VIII - Кузнецко-Алатауская, IX - Северо-Саянская, X - Борусская, XI - Западно-Тувинская, XII - Барлыкская; XIII - Куртушибинская, XIV - Каахемская, XV - Агардагская, XVI - Восточно-Тувинская, XVII - Ильчирская, XVIII - Карабуреньская, XIX - Бирюсинская, XX - Гутарская, XXI - Идарская, XXII - Маянская, XXIII - Красноярская.

Выступы метаморфических образований: I - Теректинский, 2 - Катунский, 3 - Тонгулакский, 4 - Чулышманский, 5 - Телецкий, 6 - Мрасский, 7 - Батеневский, 8 - Томский, 9 - Терсинский, 10 - Джебашский, II - Амыльский, I2 - Базыбайский, I3 - Харальский, I4 - Сизимский, I5 - Агойский, I6 - Тувино-Монгольский, I7 - Восточно-Саянские, I8 - Шутхулайский. Номера массивов, исследованных петроструктурными методами (цифры на диаграммах): I - Чаганузунский, 2 - Среднетерсинский, 3 - Борусский, 4 - Иджимский, 5 - Харанурский, 6 - Шатский, 7 - Агардагский, 8 - Билинский.

В региональной структуре Алтае-Саянской складчатой области можно выделить три зоны структурных элементов, определяемых простиранием крупных разрывных нарушений и осей пликтивных структур высокого ранга, контролирующих распределение и конфигурацию офиолитовых поясов. Восточная зона характеризуется преимущественным распространением разрывных структур запад-северо-западного простирания, нарушающих метаморфические образования Восточного Саяна. Центральная зона приурочена к площадям развития собственно каледонских сооружений на территории области. С юга она ограничена северо-западной окраиной Тувино-Монгольского массива, с севера - Минусинскими межгорными впадинами, и охватывает преимущественно территорию Западного Саяна и Тувы. В пределах этой зоны офиолитовые пояса, блоки высокометаморфизованных образований и оси крупных структурных элементов имеют преимущественно восток-северо-восточное простирание. Западная зона структурных элементов представляет собой полосу субмеридионального простирания шириной до 250 км, охватывая территорию Кузнецкого Алатау, Салаира, Горной Шории и Горного Алтая. В ней доминируют структуры субмеридионального простирания, характерна ярко выраженная вергентность разрывных нарушений, разбивающих структурный рисунок зоны на клиновидные тектонические блоки.

Анализ тектоники Алтае-Саянской складчатой области, проведенный еще при выполнении мелкомасштабного геологического картирования региона (Кузнецов, 1954), позволил выделить в ее пределах площади байкальской (рифейской) консолидации, в состав которых входят срединные массивы и глыбы Восточного Саяна и Юго-Восточной Тувы. Глубокий докембрийский возраст и эпикратонная природа слагающих эти участки образований не ставятся под сомнение в настоящее время даже сторонниками самого крайнего "омоложения" геологической истории региона.

Более противоречивая картина складывается при анализе опубликованной литературы по стратиграфии и тектонике западной части области - ее раннекаледонской и собственно каледонской зон. Начиная с семидесятых годов у ряда исследователей тектоники Алтае-Саянской области отчетливо проявилась тенденция к пересмотру возраста входящих в ее состав метаморфических комплексов в сторону их существенного "омоложения" в связи с попытками интерпретации геологического развития региона с позиции тектоники

литосферных плит, т.е. существования на ее территории венд-ранне-палеозойского палеоокеана (например, А.Б.Дергунов, 1989).

При этом в качестве решающих аргументов выдвигаются ссылки на то, что докембрийские определения возраста по находкам палеонтологических остатков в одних случаях имеют сомнительную достоверность, в других характеризуются широким стратиграфическим интервалом распространения, в третьих – отсутствует анализ природы их захоронения, в четвертых – не доказана структурная позиция толщ, содержащих в себе такие остатки по отношению к окружающим осадочным образованиям. Указывается также на неуверенность привязки изотопных определений возраста метаморфических комплексов к тем или иным геологическим явлениям или на погрешность самих изотопных методов. К тому же для территории Алтае-Саянской области изотопные определения делались пока преимущественно калий-аргоновым методом, хотя те же самые аргументы могут быть представлены и как контраргументы концепции "омоложения" метаморфических комплексов.

Однако существуют альтернативные стратиграфические модели, развиваемые, например, В.П.Коробейниковым, А.И.Науменко. В частности, А.И.Науменко (1985), проверивший большинство точек "постепенного" перехода от высокометаморфизованных к слабометаморфизованным образованиям в западной части Алтае-Саянской области, обнаружил в основании слабометаморфизованных свит базальные конгломераты, что исключает в этих случаях л от сильно- к слабометаморфизованным толщам.

Сторонники "омоложения" метаморфизованных комплексов пренебрегают также структурными данными о случаях покровно-чешуйчатого строения "выступов" высокометаморфизованных пород, которые указывают на высокую мобильность земной коры региона в период активного тектогенеза в форме дифференцированных внутри-блоковых подвижек. Иногда это принимается за проявление зонального метаморфизма, преобразовавшего венд-кембрийские и даже ордовикские образования преимущественно "океанической" стадии до облика, который можно принять за "докембрийский". Общее структурообразование относится при этом к переходной с которая сопровождалась процессами аккреции, обдукции и другими явлениями, постулируемыми тектоникой литосферных плит.

Современное расположение тектонических блоков, сложенных

образованиями, которые испытали преимущественно допалеозойский региональный метаморфизм, и пространственное соотношение с ними офиолитовых поясов области показано на рис. I.

Наиболее характерными чертами каждого из них являются: разрывной характер тектонических ограничений, отделяющих образования этих блоков от смежных участков; глубокий региональный метаморфизм, не опускающийся ниже зеленосланцевого; преимущественная приуроченность зонального метаморфизма (наблюдается в некоторых выступах) к участкам, связанным с региональными разломами; подчиненность конфигурации зональности разрывам.

ВОПРОСЫ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ТИПИЗАЦИИ ОФИОЛИТОВ

Предпосылками для типизации офиолитов Алтае-Саянской области по вещественным характеристикам является серия публикаций по классификации разрезов офиолитовых ассоциаций по ряду признаков (Миясиро, 1974; Добрецов, 1981; Лутц, 1989; Симонов, 1989; Ricci et al., 1975; и др.).

Обобщение данных о вещественных характеристиках состава офиолитов Алтае-Саянской области, проведенное В.А. Симоновым (1989) выявляет ряд особенностей слагающих их ассоциаций.

1. Тектонизированные ультрабазиты разбиваются на две группы. Выделяются наиболее магнезиальные асбестоносные ультрабазиты.

2. Среди ультрамафитов также выделяются две группы: в ассоциации с тектонизированными ультрабазитами и в слоенного габбро-ультрабазитового комплекса.

3. Среди габбро выделяются низкотитанистые слабо дифференцированные "нижние" габбро и более титанистые и дифференцированные, с переходами в дайки и диориты, так называемые "верхние габбро". "Нижние" габбро офиолитов Алтае-Саянской области хорошо отличаются от подобных габброидов офиолитов в океанических областях, в зоне перехода океан-континент, в палеозойских (Мугоджары на Южном Урале) и мезозойских (массив Троодос на Кипре) складчатых системах низкими содержаниями титана (до 0,1-0,2 %).

4. Дайки характеризуются переходными составами от толеитов к известково-щелочным сериям.

5. Среди эффузивов возможно выделение двух серий: близких к толеитам Красного моря и высокотитанистых толеитов.

6. Сравнительный анализ средних значений петрохимических компонентов офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области с данными о составе пород из современных геодинамических обстановок показывает, что эффузивы офиолитов Алтае-Саянской области имеют преимущественно "островодужные" характеристики, дайки - как "островодужные", так и "океанические", ультрабазиты - ближе к "островодужным" (см. таблицу).

Распределение горных пород офиолитов Алтае-Саянской области на диаграмме "окись титана/ K_{Φ} "[‡] (рис.2) свидетельствует, что офиолиты Алтае-Саянской области являются своеобразной группой, происхождение которой обусловлено специфичной геодинамической обстановкой, отличающейся по этому критерию от современных океанических и островодужных (Kuznetsov, Simonov, 1990).

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ КИНЕМАТИКА СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВ

Петроструктурный анализ развития внутренней структуры ультрабазитовой части офиолитов Алтае-Саянской области, проведенный под руководством профессора А.И.Гончаренко (1989), и соотношение петроструктурных и макроструктурных данных о тектонике офиолитовых поясов позволяют сделать следующие выводы (см. рис.1).

1. Пластическое течение ультрабазитовой части офиолитов при мантийных параметрах ($P=10$ кбар и более, $T = 1000^{\circ}\text{C}$) происходило на территории области в различных направлениях. В Кузнецком Алатау (Среднетерсинский массив) - в юго-западном; в Горном Алтае - в восток-юго-восточном (Чаганузунский массив); в Западном Саяне (Борусский и Куртушибинский офиолитовые пояса) - в северо-западном; в Юго-Восточной и Восточной Туве

В Восточном Саяне - на восток.

2. Дислокации второй и третьей фазы, отвечающие переходу от мантийного режима деформаций к коровому (преимущественно при давлении 5-3 кбар и диапазоне температур $1000-500^{\circ}\text{C}$), расширяются не везде, но отличаются по направлению (в современных координатах) от дислокаций более глубинного этапа. Так, в Сред-

[‡] K_{Φ} (коэффициент фракционирования) = $\text{FeO}'/\text{FeO}' + \text{MgO}$.

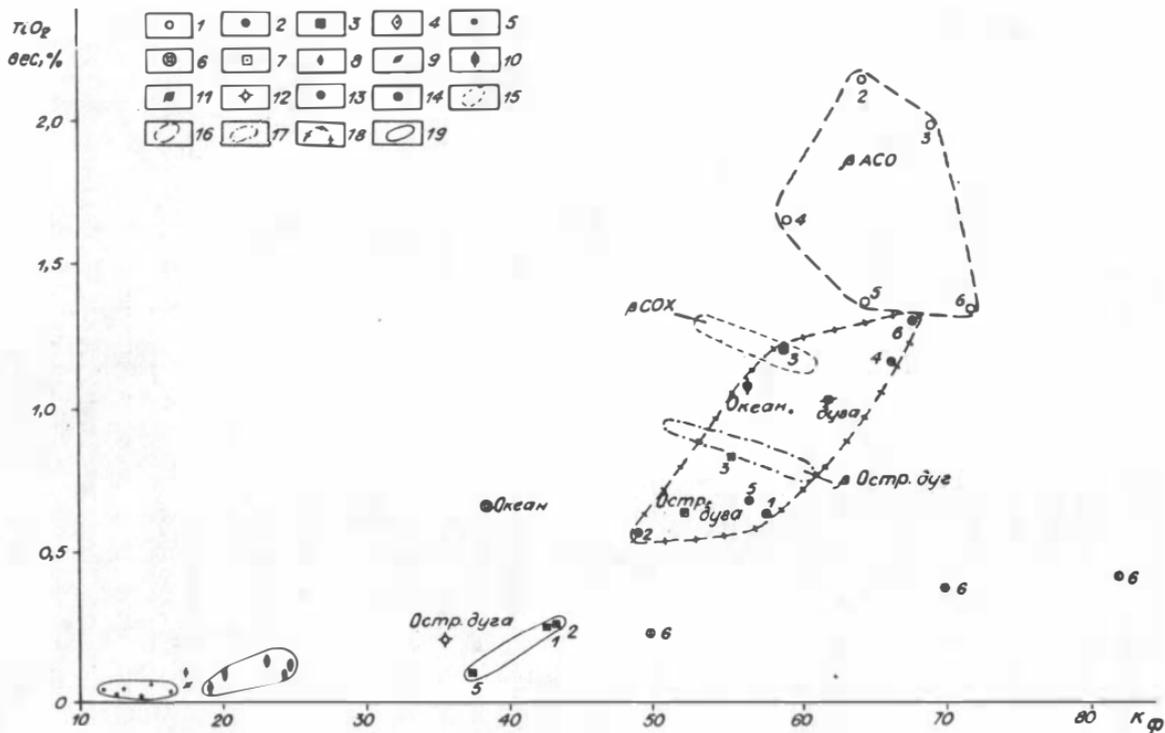


Рис. 2. Распределение групп горных пород из офиолитов Алтае-Саянской области на диаграмме $TiO_2/K\phi$ относительно аналогичных групп океанического дна и островных дуг.

Группы пород: I - базальты, 2 - дайки, 3 - габбро, 4 - ультрамафиты расслоенного комплекса, 5 - тектонизированные ультрабазиты. Средние значения: 6 - океанические габброиды, 7 - островодужные габброиды, 8 - океанические тектонизированные ультрабазиты, 9 - островодужные тектонизированные ультрабазиты, 10 - океанические долериты, 11 - дайки островных дуг, 12 - бониниты островных дуг. Горный Алтай: 13 - пирокластиты, 14 - бониниты. Поля значений: 15 - базальтов срединно-океанических хребтов, 16 - базальтов Алтае-Саянской области, 17 - базальтов островных дуг, 18 - даек офиолитов Алтае-Саянской области, 19 - глубинных пород Алтае-Саянской области (ультрабазиты, ультрамафиты, габброиды). Цифрами обозначены: 1 - Кузнецкий Алатау, 2 - Западный Саян, 3 - Западная Тува, 4 - Юго-Восточная Тува, 5 - Восточный Саян, 6 - Горный Алтай.

Региональные офиолитовые разрез	Базальтоиды	Дайки	Габро	Ультрамафиты расслоенного комплекса	Тектонизи- рованные ультра- базальты	Гранитоиды офиолитовой ассоциации	Характеристика по диаграмме AFM (генетическое родство групп горных пород)	Группирование по диаграмме TiO_2/K_2O как признак геодинамической обстановки форми- рования ассоциа- ции
Кузнецкий Алатау	-	Остр.	Ок.	Ок.	Остр.	"Троодос"	Тренд "Остр." (изв.-щел.)	Остр.-ок.-остр.
Западный Саян	Остр.	Ок.	Ок.	Ок.	Остр.	-	Тренд толеито- вый-изв.-щел.	Остр.-ок.-остр.
Западная Тува	Кр.м. Ок.	Остр. Кр.м.	"Троодос" Ок. Остр.	Ок.	Ок.	Кв.-п.ш., низкотитанистые	Тренд толеито- вый-изв.-щел.	Остр.-остр.при переходе в ок.
Юго-Восточ- ная Тува	Остр.	Ок.то- леито- вые	Ок.	Ок.	Остр.	Низкока- лиевые	Тренд толеито- вый	Остр.-ок.-остр./ ок.(выс. Ti)
Восточный Саян	Выс. Ti Остр. выс. Ti	Остр. бон.	Ок.	Ок.	Остр.	-	Тренд толеито- вый-изв.-щел. (бон.)	Остр.-ок.-остр.- остр.(бон.)
Горный Алтай	Остр. (бон.) Остр. Ок.выс. Ti	Остр. Ок.	-	-	Остр.	"Троодос"	Тренд толеито- вый (Ок.-Остр.)	Толеитовые магне- зиальные-остр. (бон.)

Примечание. Группы: Ок. - "океанические", Остр. - "островодужные", "Троодос" - соответствующие полю Троодоса, Кр.м. - соответствующие полю Красного моря, Выс. Ti - высокотитанистые, Изв.-щел. - известково-щелочные; Кв.-п.ш. - кварц-полевошпатовые, бон. - бонинитовые. Горизонтальная строка таблицы отражает характер геодинамической обстановки формирования разреза. Множественность значений для Горного Алтая отражает тектоническое совмещение двух типов офиолитового разреза - "океанического" и "островодужно-бонинитового".

нетерсинском массиве сначала наблюдается течение вещества на северо-запад с существенной вертикальной составляющей, а затем вертикально вверх в плоскостной системе субмеридионального простиранья. В Западной Туве сохранились следы субмеридионального растекания вещества на этой фазе, а макроскопически, судя по следам спрединга в структуре комплекса "дайка в дайке", - в северо-восточном - юго-западном направлении. В Западном Саяне картина противоречивая: в Борусском массиве зафиксировано вертикальное течение вещества вверх при выраженных сдвиговых дислокациях левого сдвига юго-западного простиранья, а в Куртушибинском поясе - субгоризонтальное течение вещества на северо-восток. В Юго-Восточной Туве это сначала субвертикальный подъем вещества со следами дислокаций правого сдвига северо-восточного простиранья, а затем - полого восходящие перемещения вещества на юго-восток (вдоль движения надвига). В Билинском массиве этой фазе отвечает субгоризонтальное течение вещества на запад. В Восточном Саяне регистрируются субширотные дислокации правого сдвига.

3. Заключительная фаза деформаций отвечает этапу становления ультрабазитов в современной структуре и протекает в условиях преимущественно хрупких дислокаций. В Кузнецком Алатау и Горном Алтае (Среднетерсинский и Чаганузунский массивы) это относительно пологий надвиг в юго-западном направлении. В Юго-Восточной Туве регистрируются относительно пологие надвиговые дислокации в юго-восточном направлении. В Восточной Туве проявлены субгоризонтальные (покровные?) дислокации в южном направлении, а в Восточном Саяне - пологое надвигание на юго-запад. В Куртушибинском поясе надвиговая дислокация в офиолитах совпадает с реконструкцией общего надвига офиолитового комплекса в северо-западном направлении, а в Борусском поясе регистрируются довольно крутые надвиговые дислокации в юго-восточном направлении - навстречу (точнее - перпендикулярно по отношению к положению плоскостей надвигов) перемещению горных масс, реконструируемому в Куртушибинском поясе.

Таким образом, суммарная картина движения вещества во внутренней структуре офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области показывает, что на этапе мантийных дислокаций перетекание ультраосновного материала субстрата офиолитов не подчинялось системе какого-то моноосевого спрединга, а скорее всего отвечало ки-

нематике развития нескольких самостоятельных очагов растяжения (астеносферных линз?), сопровождавшихся рифтогенезом.

Этап деформаций, отражающий условия перехода от мантийного положения компонентов офиолитов к внутрикоровому, в центральной и восточной частях Алтае-Саянской области запечатлел существование относительно непостоянного режима региональных напряжений, в результате которых произошло движение вещества или возникновение сдвиговых дислокаций, ориентированных перпендикулярно к юго-западному краю Сибирской платформы и субпараллельно по отношению к северо-западному и северному краям Тувино-Монгольского массива. В офиолитах, сопряженных с Кузнецко-Алтайским разломом, такие деформации не проявились и, следовательно, режим региональных напряжений здесь был иным.

Специфика дислокаций этапа хрупких деформаций в офиолитовых поясах, за исключением западно-саянских, состоит в том, что они отражают формирование надвигов, в которых вещество перемещалось в направлении от юго-западной окраины Сибирской платформы. Возникновение противоположно направленных по отношению друг к другу надвигов в Куртушибинском и Агардагском офиолитовых поясах отражает существование субгоризонтальных напряжений в консолидированной литосфере в период формирования среднепалеозойского Тувинского прогиба. Структура Борусского пояса отражает, вероятно, следы тех же напряжений, но на более глубоких уровнях положения ультрабазитов в земной коре.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Исследования петрохимии, геохимии редких элементов в целом для офиолитов Алтае-Саянской области позволили выяснить определенные закономерности распределения компонентов в породах ассоциаций и путем сравнительного анализа установить характеристические черты офиолитов Алтае-Саянской области (таблица).

I. Отчетливо выделяются три крупных комплекса: тектонизированные ультрабазиты, ультрамафиты и базиты. При этом отдельные группы и комплексы пород офиолитов имеют петрохимические признаки тесных взаимосвязей и их генетической общности, т.е. нет оснований предполагать тектоническое совмещение в разрезах офиолитовых ассоциаций случайных, генетически разнородных блоков.

2. Наиболее общие данные по редким элементам подтверждают взаимосвязи комплексов пород в офиолитах Алтае-Саянской области, сформировавшихся в ходе выплавления магм из мантийного субстрата с образованием крайне "истощенных" тектонизированных ультрабазитов.

3. Сравнительный анализ содержания редких элементов в породах офиолитов Алтае-Саянской области с данными по современным эталонным объектам позволил разделить рассмотренные офиолиты на три группы: с преобладанием "океанических" характеристик (офиолиты Западного Саяна и Юго-Восточной Тувы), с преобладанием "островодужных" (офиолиты Западной Тувы и Восточного Саяна), полностью "островодужные" офиолиты (Кузнецкий Алатау и Горный Алтай). Если рассматривать современное географическое положение, то в структуре Алтае-Саянской области можно выявить определенную субширотную симметрию: на западе (Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Западная Тува) - "островодужные" офиолиты, в центре (Западный Саян, Юго-Восточная Тува) - "океанические", на востоке (Восточный Саян) - вновь "островодужные" ассоциации.

4. По данным петрохимии и геохимии редких элементов в офиолитах Алтае-Саянской области устанавливается смена в разрезах ассоциаций геохимических характеристик и, соответственно, предполагаемых палеогеодинамических обстановок формирования пород. Причин такого явления может быть три: а) тектоническое совмещение совершенно разнородных блоков; б) миграция офиолитов из одной обстановки в другую; в) формирование сложной ситуации с сочетаниями "островодужных" и "океанических" характеристик.

Изученные нами объекты с преобладанием непрерывных разрезов и геохимические данные о взаимосвязях отдельных групп пород не дают основания для того, чтобы считать все комплексы, входящие в состав офиолитов Алтае-Саянской области, тектонически разрушенными, не связанными генетически и случайно совмещенными в пространстве. Второй вариант имеет, скорее всего, сугубо теоретический характер, и предполагать периодическое перемещение расслоенных офиолитов из островодужной обстановки в океаническую и потом обратно у нас нет достаточных оснований. Самой непротиворечивой выглядит третья гипотеза, тем более, что имеются актуалистические примеры современных областей, сочетающих "островодужные" и "океанические" характеристики (например, район Филиппинского моря).

5. Исследования летучих компонентов в породах офиолитов Алтае-Саянской области (Симонов, 1989) показали, что составы их закономерно изменяются в разрезах ассоциаций по типу, наиболее близкому к типу современных зон перехода океан-континент.

По набору геологических, петрологических и геохимических признаков офиолиты Алтае-Саянской области отчетливо отличаются от офиолитов мезозойских и палеозойских линейных складчатых поясов и современных срединно-океанических обстановок.

Мозаично-блоковый рисунок положения офиолитовых поясов в структуре Алтае-Саянской области и кинематические характеристики последовательных этапов их деформаций от твердопластического течения в мантии до хрупких деформаций в условиях приповерхностных частей земной коры указывают, что имеются следы многоосевого разнонаправленного спрединга. В частности, для офиолитов Западной Тувы характерна смена направления спрединга в период формирования дайковых серий.

Симметричное расположение бонинитоподобных серий, обрамляющих центральную часть области с востока и запада (Восточный Саян, Горный Алтай), а также с юга (Озерная зона - хр. Хан-Тайширин), показывает, что в центральной части области залегают офиолиты океанического типа, и рифтогенез проходил по рифейскому субстрату коры субокеанического типа, а по периферии располагаются офиолиты "островодужные", развившиеся по субстрату коры субконтинентального типа.

Проведенный анализ показал, что наиболее вероятной палеотектонической обстановкой заложения и развития структуры Алтае-Саянской области на вендско-раннепалеозойском этапе является окраинно-континентальная зона с преимущественно субконтинентальной корой рифейского возраста, подвергшейся рассеянному спредингу на вендско-раннекембрийском этапе развития. Заложение офиолитогенерирующих зон на ее территории происходило по субконтинентальной и субокеанической коре различной мощности, сформированной до этого в периферической части Сибирского кратона в процессе рифейского тектогенеза. Современный облик складчатая область приобрела в результате деформации "клавишной" структуры из реликтовых блоков и разделяющих их новообразованных складчатых зон в условиях регионального сжатия. Локальные векторы напряжений сжатия подчинялись конфигурации реликтовых блоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Офиолиты складчатых поясов являются палеоаналогами новообразованной земной коры – производной офиолитогенерирующих структур различного ранга: линейных рифтовых зон высокого ранга и локальных рифтовых систем тектонически дифференцированных областей низкого ранга.

2. Алтай–Саянская складчатая область на этапе вендско–кембрийского офиолитогенеза являлась палеоаналогом окраинно–континентального бассейна с рассеянным (диффузным) спредингом.

3. Новообразованная офиолитовая кора региона формировалась на фоне реликтовых блоков рифейского субстрата, представленных корой субокеанического и субконтинентального типов.

4. Выявленная кинематика становления офиолитовых ассоциаций региона отражает условия многоосевого и различно ориентированного спрединга с небольшими амплитудами горизонтального перемещения (раздвига) блоков субстрата за счет воздействия термического диапира.

5. Мозаично–блоковая структура региона сформирована за счет деформации новообразованных вендско–кембрийских межблоковых зон в условиях различно ориентированного проявления тангенциального сжатия.

Список литературы

- Андерсон Д.Л., Дзевановский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки.– 1984.– № 12.– С.16–25.
- Артюшков Е.В. Геодинамика.– М.: Наука, 1979.– 327 с.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов.– Томск: Изд-во ТГУ, 1989.– 404 с.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии.– М.: Наука, 1989.– 192 с.
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы.– М.: Недра, 1981.– 236 с.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально–Азиатскому поясу.– М.: Недра, 1972.– 240 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.– М.: Наука, 1975.– 208 с.

Колман Р.Г. Офиолиты.- М.: Мир, 1979.- 262 с.

Корнейчук О.Р., Кузнецов П.П., Симонов В.А. Тектоническое районирование Агардагской структурно-формационной зоны (Юго-Восточная Тува) // Комплексные геологические исследования Санги-лена (Юго-Восточная Тува).- Новосибирск, 1987.- С.7-27.

Кропоткин П.Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В.А.Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсаций Земли.- М., 1984.- С.24-33.

Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии.- Т.1.- М., 1954.- С.202-227.

Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области.- Новосибирск: Наука, 1980.- 96 с.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолитогенез в рифтовых зонах // Структурные элементы земной коры и их эволюция.- Новосибирск, 1983.- С.99-109.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолиты и рифты. - Новосибирск: Наука, 1988.- 151 с.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолитогенез в эволюции земной коры // Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты.- Новосибирск, 1990.- С.160-164.

Лазько Е.Е. Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана // Твердая кора океанов.- М., 1987.-С.27-38.

Летавин А.И. Эволюция Земли и тектоника континентальной литосферы // Проблемы расширения и пульсаций Земли.- М., 1984.- С.119-128.

Лутц Б.Г. Формационные типы офиолитовых разрезов (интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) // Геодинамические исследования.- М., 1989.- № 13.- С.69-93.

Льстич Е.Н. Расчеты для тектоники плит // Докл. АН СССР.- 1975.- Т.221, № 4.- С.924-927.

Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсирующей Земли // Проблемы расширения и пульсаций Земли.- М., 1984.- С.8-23.

Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и мезокайнозойской геодинамике // Геодинамика и развитие литосферы.- М., 1990.- С.31-34.

Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол.- 1988.- №4.- С.10-23.

Миясино А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника.- М., 1974.- С.243-265.

Науменко А.И. К проблеме возраста флишеидных толщ Западного Саяна и восточных районов Горного Алтая // Геология и геофизика.- 1985.- № 12.- С.18-25.

Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1940.- № 1.- С.12-29.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника.- 1969.- № 4.- С.5-23.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника.- 1976.- № 5.- С.6-23.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области.- М.: Изд-во АН СССР, 1958.-295 с.

Пушаровский Ю.М. О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием // Проблемы тектоники земной коры.- М., 1981.- С.14-19.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре.- М.: Наука, 1986.- 246 с.

Святловский А.Е., Китайгородский Ю.И. Геодинамическая вулканология.- М.: Недра, 1988.- 255 с.

Симонов В.А. Условия петрогенезиса офиолитовых ассоциаций (термобарогеохимические исследования): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.- Новосибирск, 1989.- 31 с.

Усов М.А. Структурная геология.- М.: Госгеотехиздат, 1940.- 136 с.

Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника.- М.: Недра, 1985.- 248 с.

Санн J.R. New model for the structure of the ocean crust // Nature.- 1970.- Vol.226.- P.928-930.

Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor // Proc. 17-th Symp. Colston Res. Society. Univ. Bristol.- London: Butterworths, 1965.- P.317-333.

Kuznetsov P.P., Simonov V.A. The paleogeodynamics of ophiolitegenesis in the Altai-Sayan folded area // Critical aspects of the plate tectonics theory. Vol.2 (Alternative Theories).- Greece. Athens. Theophrastus Publications, U.S.A. 1990.- P.191-210.

Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. La dualité des ophiolites tethysiennes. Duality of the tethyan ophiolites // Petrologie.- 1975.- T.1.- N 2.- P.172-174.

Утверждено к печати

Объединенным институтом геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР

Редактор О.А.Боброва

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 10.06.91.

Бумага 60x84/16. Печ.л.1,75. Уч.-изд.л.1,5.

Тираж 150. Заказ 176. Бесплатно.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.