

УДК 551.24.03+552.164

РОЛЬ СДВИГОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ

© 2010 г. **Ю. С. Геншафт**, Г. Н. Баженова

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 15.05.2009 г.

Рассмотрены примеры минеральных преобразований в зоне разломов, ограничивающих с юга Алданский щит, в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, а также в ксенолитах из кимберлитов Восточной Сибири и щелочных базальтов Монголии. Показана роль сдвиговых напряжений и вызываемых ими деформаций горных пород и минералов в образовании высокобарических минеральных фаз. Сделан общий вывод о существенной роли сдвиговых напряжений в формировании вещества тектоносферы Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Земля в термодинамическом смысле является открытой, диссипативной системой, испытывающей необратимые изменения в своей геологической истории. Это приводит к тому, что любые изменения физико-химического и механического состояния горных пород вызывают нарушения минерального термодинамического равновесия и преобразования типов минералов, их структуры, морфологии, всего облика твердого субстрата. Последовательность, характер и степень этих изменений зависят от кинетических факторов и химической активности всех составляющих системы. Напряженно-деформационное состояние глубинной среды, выраженное в пространственно-временных механических процессах — разномасштабные хрупкие разрушения и/или пластическое течение, — являются определяющим фактором воздействия на породы флюидов и расплавов.

Минеральные преобразования пород обуславливаются следующими факторами:

- 1 — изменением химического состава среды, приводящим к метасоматическому процессу;
- 2 — субсолидусным метаморфическим процессом перекристаллизации;
- 3 — распадом твердых растворов и фазовыми превращениями при изменении физико-химических условий.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Признаками минеральных преобразований служат образование новых текстур, появление неравновесных ассоциаций минералов, приуроченность определенных по минеральному и структурному состоянию горных пород к тектоническим нарушениям (разломам) и специфическая структурная локализация, позволяющая выделить этапы новообразований. Все сказанное подтверждается много-

численными исследованиями метаморфогенных комплексов пород из различных тектонических структур — древних платформ, складчатых поясов, офиолитов океанического дна и т.п., плутонических и трубчатых тел магматических пород ультращелочного и рудоносных типов — ультраосновные щелочные комплексы, кимберлиты — и ксенолитов пород земной коры и верхней мантии в щелочных магматических образованиях — базальтах, кимберлитах, лампроитах [Баженова, 1960; 1961; Геншафт, 1993а, 1995; Афанасьев, 1998]. Во многих публикациях неоднократно подчеркивалась ведущая роль флюидной переработки вещества литосферы в формировании подобных образований [Геншафт, 1987б]. Наиболее ярким типом природных открытых систем являются шарьяжно-едвиговые тектонические структуры — разломы, в пределах которых проявлен неоднородный катакластический метаморфизм. Сдвиговые деформации на разных размерных субгоризонтальных и субвертикальных уровнях приводят к зарождению дислокаций — центров кристаллизации новых минеральных фаз, облегчают диффузионные процессы перераспределения химических компонентов и усиливают кинетику роста минеральных фаз. В этих условиях отчетливо проявляется текстурированность пород и анизотропия их свойств. Мощное влияние сдвиговых напряжений на характер кристаллизационных процессов продемонстрировали эксперименты Д. Григгса, П. Бриджмена, Н.С. Ениколопьяна и др. Ярчайшим примером неравновесной кристаллизации (в терминах термодинамики закрытых систем) является образование коэсита при растрении кварца в ступке [Dachille, 1960]. Д.Г. Егоров, ссылаясь на работы Н.С. Ениколопьяна, писал, что в стресс-сдвиговых условиях устанавливается динамическое равновесие между кристаллической и аморфной фазами, поток дефектов является стационарным, что обеспечивает аномально высокие скорости массопереноса и высокую химическую активность. В условиях высо-

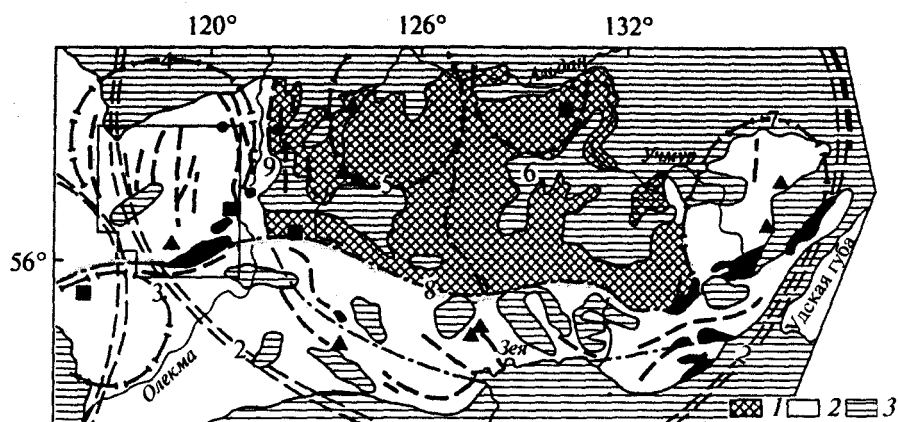


Рис. 1. Положение Станового разлома на схеме Алданского щита, по [Глуховский, 1999]: 1 – область преимущественного развития гранулитовых комплексов раннего архея, 2 – область развития позднеархейских пород ретроградного метаморфизма, 3 – нерасчлененные фанерозойские образования.

кого давления (до 50 кбар) в сочетании с деформацией сдвига “коэффициенты” диффузии растут на 10–15 порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без применения давления и сдвига [Егоров, 1999]. Обзор данных в пользу приемлемости представлений о дислокационном метаморфизме под действием стресса и его приуроченности к зонам долгоживущих глубинных разломов приведен в [Соболев, 2002]. В данном сообщении рассматриваются конкретные примеры минеральных преобразований в зонах разломов, ограничивающих с юга Алданский щит, в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, и в ксенолитах из кимберлитов Восточной Сибири и щелочных базальтов Монголии, изученные авторами.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД В ЗОНЕ СТАНОВОГО РАЗЛОМА

Алданский щит с юга обрамляется зоной глубинного долгоживущего Станового разлома (рис. 1, по [Глуховский, 1999]) общей протяженностью до 2000 км и шириной от 1 до 20 км. В ее пределах архейские и нижнепротерозойские породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, подверглись интенсивным ретроградным изменениям в более низкотемпературных условиях эпидотовой и зеленосланцевой фации. В результате процессов диафтореза и динамометаморфизма образовались такие тектонотипы, как катаклазиты и милониты с своеобразными структурами и текстурами. Наложенные процессы перекристаллизации, сопровождаемые неоминерализацией и хрупкими деформациями, проявлялись неоднократно с позднего протерозоя по мезозой [Кориковский, 1964]. По данным многих исследователей зона Станового разлома представляет собой сложную тектоническую структуру, образованную из различных континентальных блоков. В пределах этой зоны

наблюдается очень сложная картина распределения плотностных неоднородностей [Подгорный, 2005].

Петрографическое изучение пород из зоны разлома позволяет проследить последовательные стадии средне- и низкотемпературного их изменения. Сначала под влиянием сдвиговых напряжений происходило растрескивание кварца и полевого шпата с образованием бластокатаклазита, появляются изогнутые двойники листочков биотита (рис. 2а). Затем в бластокатаклазите по деформированным и раздробленным “глазкам” полевого шпата развивается агрегат сосюрита (мелкие зерна эпидота, мусковита и серицита), а кварц меняет морфологию, появляются раздробленные, лентовидные зерна. Все обломки погружены в тонкодисперсную основную массу (рис. 2б). На следующих стадиях перекристаллизации образуется эмбриомилонит с почти полностью измененными обломками в виде схиалитов, новообразованный мусковит замещает биотит (рис. 2в). Наконец, порода полностью преобразуется в мусковит-биотитовый сланец с эпидотом, без всяких реликтов первичных минералов (рис. 2г).

В мезозое активными были более короткие субмеридиональные Тах-Такхамакитский, Акуу-Таас-Юрэхский, Дырын-Макитский и другие разломы, по которым катакластический динамометаморфизм привел лишь к окварцеванию пород (“сухой” тип метаморфизма).

ЗОНЫ СДВИГОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Другим примером метаморфизма, обусловленного действием деформаций в полях сдвиговых напряжений является центральная часть Ингуло-Ингулецкого блока Украинского щита, в пределах которой западная часть – Новоукраинский антиклинорий отделяется от восточной – Ингульский синклино-

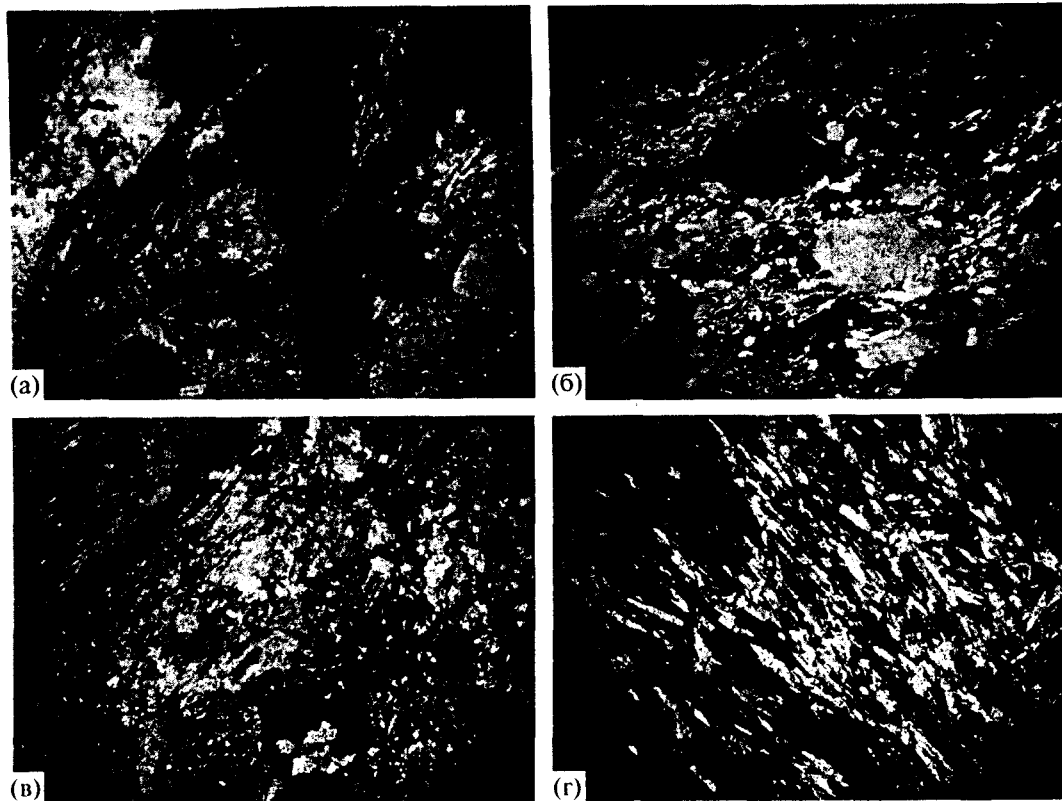


Рис. 2. Фотографии шлифов метаморфических пород Алданского щита, иллюстрирующие стадии развития регрессивного метаморфизма (см. текст).

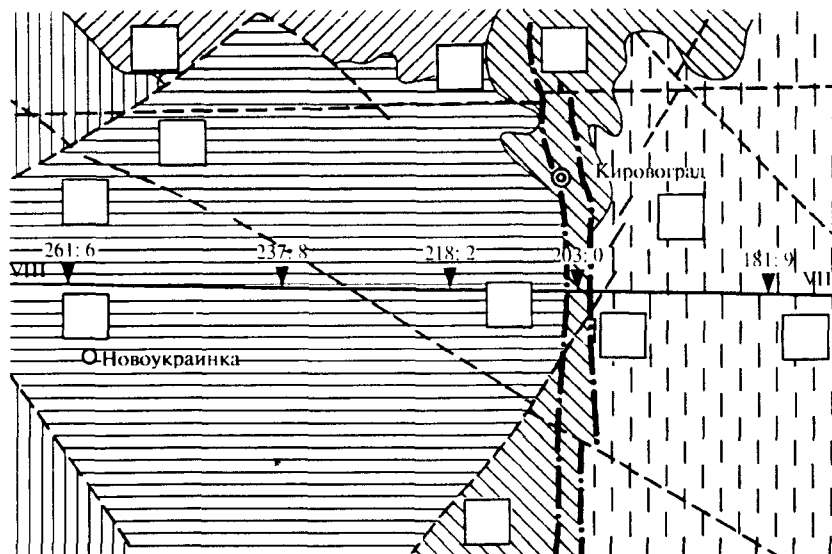


Рис. 3. Геологическая схема центральной части Ингуло-Ингулецкого района Украинского щита (слева от зоны Кировоградского разлома – пунктир – гранитоиды, справа – гнейсы), по [Лебедев, 1989].

рий Кировоградским разломом (рис. 3 по [Лебедев, 1989]). Экспериментальные исследования упруго-плотностных характеристик кернов из скважин по обе стороны от разлома показали значимые различия в уровнях анизотропии, разуплотнения и хруп-

ко-пластичного поведения пород, обусловленные действием нескомпенсированных напряжений в зоне разлома. Породы, отобранные из этой зоны, отличаются катаклизом и, как справедливо пишут авторы [Лебедев, 1989], "нельзя объяснить столь су-

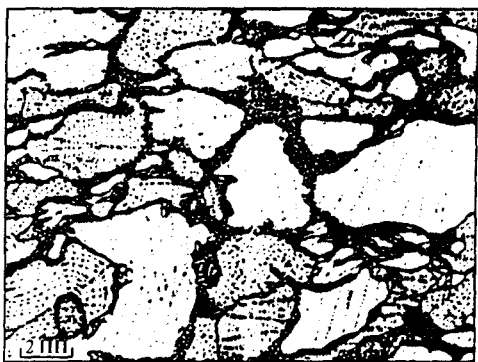


Рис. 4. Порфиробластическая текстура гранатового гарибургита, по [Mantle xenoliths, 1987].

шественные различия (*речь идет о физических характеристиках образцов*) какими-либо петрологическими факторами. Очевидно, это связано с некоторыми изменениями структуры минералов на уровне кристаллической решетки под влиянием достаточно интенсивных внешних физических процессов, сопутствующих в свое время образованию глубинного разлома...". Поражает сохранность эффекта силового воздействия процессов формирования разломных структур на минерало-структурный облик горных пород и их свойства в течение многих геологических эр и эпох! Скорее всего, это свидетельствует о консервации относительно низкотемпературных метастабильных состояний пород, сформированных в зонах действия сдвиговых напряжений.

Во многих случаях рудные месторождения приурочены к разломным зонам, в пределах которых происходят хрупко-пластические деформации под действием сдвиговых напряжений и массоперенос. Подобные случаи В.И. Старостин предложил рассматривать как деформировано-химические структурные парагенезисы [Старостин, 1988]. Их конкретные проявления можно видеть на примерах рудогенных структур Воронежского кристаллического массива [Афанасьев, 1998]. В его пределах выделена Тим-Ястребовская грабен-синклиналь, в которой присутствуют осадочно-вулканогенные и магматические породы протерозойского возраста. На них наложена рудная минерализация, обусловленная перераспределением вещества в разломно-сдвиговых зонах. Это хорошо видно при изучении упруго-плотностных и магнитных характеристик кернов из глубоких скважин. Изменение петрофизических характеристик коррелирует с изменением минерально-химического состава пород в зависимости от их структурного положения в глубинной среде. Это также коррелирует и с потоком флюидов из структурно-уплотненных зон в разуплотненные. Наложенный рудогенез охватывает чрезвычайно широкий временной интервал, вплоть до фанерозойских эпох.

Механизмы переноса флюидов и флюидизированных расплавов в глубинных зонах литосферы, подвергнутых тектоническому расслаблению, были рассмотрены Ф.А. Летниковым [Летников, 1999]. Он пришел к обоснованному выводу, что "зоны бластомилонитов являются путями универсального и интенсивного массопереноса петрогенных, флюидных и рудных компонентов по разрезу литосферы". Логическим завершением такого рассмотрения явилось заключение, что "рудные месторождения могут формироваться только в неравновесных условиях верхних горизонтов земной коры" [Летников, 1997]. Приведенные данные по рудоносности Тим-Ястребовской структуры ВКМ прекрасно иллюстрируют это положение.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД КИМБЕРЛИТОВЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПЛАТФОРМ

В пределах Восточно-Сибирской платформы известны различные кимберлитовые поля, объединенные в Якутскую кимберлитовую провинцию. Хорошо известны петро-геохимические различия между отдельными полями и между трубками в пределах одного поля. Отмечается сильная неоднородность в степени вторичных минеральных изменений в пределах одного кимберлитового тела. Отмечаются графические сращения рудных и силикатных минералов, составы которых близки к составам мегакристаллических аналогов. Подобные образования указывают на возможную роль глубинного распада твердых растворов и кинетических факторов кристаллизации систем расплав-флюид в быстро меняющихся физико-химических условиях под действием изменений напряженно-деформационного состояния глубинной среды. В кимберлитах Якутии были описаны "порфиоровые гранатовые перидотиты" [Boullier, 1975] – породы с ярко выраженной порфирокластической текстурой, для которой типично погружение крупных порфирировых зерен минералов (часто со следами внутризерновой пластической деформации) – *порфирокластов* в мелкозернистую массу кристаллов – *необласты* (рис. 4). Для кимберлитовых ксенолитов ультраосновных пород были установлены признаки деформационных процессов верхней мантии, прямо не связанных с кимберлитовым магматизмом [Доусон, 1983]. Аналогичные заключения были сделаны и для ксенолитов из щелочных базальтов во внутриконтинентальных структурах (Монголия, Центральный Французский массив, Тюрингия и Саксония, Большой Кавказ и др.) [Копылова, 1991; Геншафт, 1989; 1994; Миронова, 1999].

Субсолидусные преобразования мантийных пород и кристаллизация мегакристаллов при взаимодействии флюид-расплавов с мантийным веществом показаны на примерах изучения ксенолитов и мегакристаллов в щелочных базальтах Монголии [Геншафт, 1987а]. Метаморфогенные

преобразования мантийных пород в поле напряжений устанавливаются в сложных по структурам и текстурам гранат-шпинелевых ультрабазитах. Рассмотрение всех структурных разновидностей глубинных ксенолитов позволяет выстроить цепочку последовательного преобразования пород под влиянием стресса и флюид-расплавных компонентов: протогранулярная — порфирокластическая — гигантозернистая — мегакристаллы.

ВЫВОДЫ: О ЗНАЧЕНИИ УЧЕТА СДВИГОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРЕОБРАЗОВАНИИ ВЕЩЕСТВА

Во многих работах недооценивается роль сдвиговых напряжений и вызываемых ими деформаций горных пород и минералов в образовании высокобарических минеральных фаз. Например, говоря о конвергенции признаков ударного метаморфизма, характерных для астроблем, авторы [Ваганов, 1987] приводят доводы в пользу вулканических взрывов, термической закалки перегретых фаз и пр. Однако, в большинстве приводимых случаев нахождения так называемых импактных минералов — коэсита, кубического алмаза, лонсдейлита и др. — и минералов с планарными элементами структуры можно указать на их формирование под действием сдвига. Общий анализ данных изучения глубинного вещества Земли показывает существенную роль сдвиговых напряжений в формировании тектоносферы Земли и ее свойств [Геншафт, 1993б].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев Н.С., Геншафт Ю.С. Платформенный рудогенез как выражение мобильности платформенной литосферы (на примере Воронежского кристаллического массива) // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 2. С. 214–219.
- Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко А.Б. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000, серия Алданская, лист 0-51-XXXI-XXXII. Объяснительная записка. Фонды ВАГТ. 1961.
- Ваганов В.И., Татаринцев В.И. Проблема ударного метаморфизма. Исследования высокобарических минералов. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С. 187–208.
- Геншафт Ю.С. Мегакристаллы высокого давления — проблемы петрологии. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука. 1987а. С. 166–178.
- Геншафт Ю.С. Текстурированность глубинных ксенолитов как отражение динамических процессов в литосфере Земли // Физика Земли. 1993а. № 10. С. 44–59.
- Геншафт Ю.С. Процессы формирования континентальной литосферы Земли. Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН. 1993б. С. 22–48.
- Геншафт Ю.С. Вещественно-структурные преобразования в литосфере платформ по данным изучения глубинных включений в магматических породах // Геотектоника. 1995. № 1. С. 23–30.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочно-базальтовых магм. Строение и эволюция тектоносферы. М. 1987б. С. 151–170.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Будзинский Г., Виттоженец Г.Ч., Кулигин В.М., Илупин И.П. Особенности состава третичных базальтов и их глубинных включений из Тюрингии и Саксонии (ГДР). Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука. 1989. С. 8–35.
- Геншафт Ю.С., Яковлев Ф.Л., Копылова М.Г., Белосусов Т.П., Аракелянц М.М. Включения мантийных пород и минералов в базальтоидной породе Большого Кавказа // Петрология. 1994. Т. 2. № 6. С. 628–645.
- Глуховский М.З., Моралев В.М. Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита // Геотектоника. 1999. № 6. С. 3–15.
- Джонсон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир. 1983. 300 с.
- Егоров Д.Г. Происхождение полосчатой железорудной формации Кольского полуострова // Геоинформатика. GEOINFORMATIKA. 1999. № 4. С. 50–56.
- Копылова М.Г., Геншафт Ю.С. Петрология гранат-шпинелевых ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии // Изв. АН СССР. сер. Геологическая. 1991. № 5. С. 36–58.
- Кориковский С.П., Казмин Ю.Б. Диафориты и милониты зоны Станового глубинного разлома. Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Изд-во Якут. фил. СО АН СССР. 1964.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Геофизические приложения результатов РТ-изучения упругих характеристик горных пород. Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука. 1989. С. 56–72.
- Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Смирновский сборник-99. М.: ВИНТИ. 1999. С. 63–98.
- Летников Ф.А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 307–322.
- Миронова Н.А., Соколова Ю.Ф., Геншафт Ю.С., Смусьская А.И. Частичное плавление коровых ксенолитов из базальтов Байкало-Монгольского региона // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 58–69.
- Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 3. С. 3–21.
- Соболев В.В., Кравченко В.М., Орлинская О.В. Минеральные фазы дислокационного метаморфизма // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. № 1. С. 133–139.
- Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра. 1988. 255 с.
- Boullier A.M., Nicolas A.A. Classification of Textures and frics of PperidotiteXenoliths from South African kimberlites // Phys. and Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 467–475.
- Dachille F., Roy R. High-pressure Phase Transformations in Laboratory Mechanical Mixers and Mortars // Nature. 1960. V. 186. № 4719. P. 34, 71.
- Mantle xenoliths / Ed. Nixon P.H. 1987. 836 p.