

На правах рукописи

СЕЙЕДМОХСЕН ТАБАТАБАЕИМАНЕШ

**ПЕТРОЛОГИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮЖНАЯ АФРИКА**

Специальность 25.00.04 - петрология и вулканология

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Москва - 2006

Работа выполнена на кафедре петрологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Научный руководитель:	доктор геолого-минералогических наук, профессор Леонид Львович Перчук
Официальные оппоненты:	доктор физико-математических наук, профессор Юрий Семенович Генштафт (ИФЗ РАН) кандидат геолого-минералогических наук Константин Константинович Подлесский (ИЭМ РАН)
Ведущая организация:	Институт геологии Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск)

Защита состоится «03» февраля 2006 г. в 16 час. 00 минут в аудитории 415 на заседании диссертационного Совета Д.501.001.62 при Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова.

Адрес: 119992, Ленинские Горы, МГУ, геологический факультет

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Геологического факультета МГУ.

Автореферат разослан «28 » декабря 2005 г.

Ученый секретарь
Диссертационного Совета
доктор геолого-минералогических наук

Р.Н.Соболов

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследований. Гранулитовый комплекс Лимпопо (Южная Африка) является общепризнанной природной лабораторией для изучения процессов метаморфизма и геодинамики в докембрийской коре. Комплекс залегает между мезоархейскими кратонами Каапвааль и Зимбабве и состоит из трех широтных Зон – Северной (СЗ), Южной (ЮЗ) и Центральной (ЦЗ), разделенных между собой тектоническими швами, образовавшимися 2 млрд. лет тому назад (van Reenen & Smit, 1996). Контакты с породами кратонов также тектонические и сложены зонами пластических деформаций, одновозрастных с гранулитами Лимпопо (~ 2,7 млрд. лет). СЗ и ЮЗ комплексы монокхронные (неоархейские), тогда как ЦЗ полиметаморфическая. Эволюция термодинамических параметров (P - T -флюид) метаморфизма в ходе формирования комплекса Лимпопо (Южная Африка) обсуждается в литературе почти четверть века. Некоторые исследователи (Hogrocks, 1983; Harris, & Holland, 1984; Droop, 1989; van Reenen *et al.*, 1990; Hisada & Miyano, 1996) предполагают перемещение ЦЗ путем изотермической декомпрессии, что подразумевает очень высокую скорость эксгумации гранулитов, значительно превышающую скорость их остывания. К тому же никто из этих исследователей не сопоставлял детальные структурные данные с предлагаемыми P - T трендами. Напротив, структурно-геологическое и петрологическое изучение ЮЗ (Perchuk *et al.*, 1996; Perchuk *et al.*, 2000; Smit *et al.*, 2001) и СЗ (Табатабеиманеш, 2005) указывает на преимущественную роль декомпрессионного охлаждения (DC) гранулитов этих двух зон с элементами субизобарического охлаждения вблизи их контактов с кратонами (Перчук и Геря, 2004). Численное моделирование этого процесса свидетельствует о сопоставимых скоростях эксгумации и сопутствующего остывания (Геря, Перчук, 2004; Gerya *et al.*, 2000). Эти результаты подтвердили идею Л.Л.Перчука (Перчук, 1993; Perchuk, 1989) о формировании гранулитов за счет пород картонов с последующей их эксгумацией по механизму гравитационного перераспределения под воздействием плюма. Причем все три зоны комплекса сформировались в неоархее одновременно, в период ~2,6-2,7 млрд. лет. Однако открытие в Центральной Зоне (например, Holzer *et al.*, 1998; Kamber *et al.*, 1998) раннепротерозойских (~2,0 млрд. лет) гранулитов, с одной стороны поставило под сомнение эту модель, а с другой – послужило источником многочисленных спекулятивных моделей происхождения не только самой ЦЗ, но и всего комплекса Лимпопо (например, Schaller *et al.*, 1999; Dorland *et al.*, 2004). Вместе с тем, детальные геохронологические исследования показали, что среди гранулитов ЦЗ не менее широко распространены гнейсы с возрастом ~2,6-2,7 млрд. лет. Стало очевидно, что ЦЗ имеет полиметаморфическую природу (Kröner *et al.*, 1999; Boshoff *et al.*, 2004; van Reenen *et al.*, 2004; Perchuk, 2005).

Цель и задачи исследований. Основной целью данного исследования является установление термодинамических (P - T - $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$) условий формирования и эволюции гранулитов, слагающих Центральную Зону комплекса Лимпопо. Достижение этой цели осуществлялось посредством решения следующих задач:

- (1) На основе петрографических исследований проследить последовательность структурных и метаморфических преобразований в породах из трех ключевых геологических структур (Баккликраал, Мусина и Булаи) ЦЗ комплекса Лимпопо.
- (2) На основе детального парагенетического анализа минералов оценить физико-химические параметры локальных равновесий и вывести P - T тренды для гранулитов ЦЗ комплекса Лимпопо.
- (3) На основе выведенных P - T трендов создать модель термальной и динамической истории ЦЗ комплекса Лимпопо и провести сравнение с близкими по минеральным ассоциациям и условиям образования гранулитами СЗ, а также Сутамского и Токского блоков Алданского щита.

Научная новизна работы. (1) Впервые на основе детальных петрографических исследований установлена последовательность структурных и метаморфических преобразований в породах из трех ключевых геологических структур (Баккликраал, Мусина и Булаи) ЦЗ комплекса Лимпопо.

(2) Впервые на основе детального парагенетического анализа минералов дана оценка физико-химических параметров локальных равновесий и с использованием общепризнанного метода Перчука (например, Smit *et al.*, 2001; van Reenen *et al.*, 2004; Kramers *et al.*, 2005) выведены *P-T* тренды для гранулитов ЦЗ комплекса Лимпопо.

(3) Впервые воссоздана термальная и динамическая история ЦЗ комплекса Лимпопо и доказана корректность модели Л.Л.Перчука (2005) об изобарическом нагреве гранулитов в полиметаморфических комплексах в условиях гранулитовой фации.

Практическая значимость. Результаты исследований позволят корректно проводить геологическое картирование полиметаморфических комплексов и ставят под сомнение уже созданные для них стратиграфические схемы (например, de Wit *et al.*, 1992).

Основные защищаемые положения. Для Центральной Зоны комплекса Лимпопо доказано, что

- (1) закономерная гетерогенность химического состава сосуществующих минералов и их локальные парагенетические взаимоотношения позволяют воссоздать термальный и динамический режим формирования и эволюции докембрийских пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма, включая полиметаморфические комплексы;
- (2) повторный высокотемпературный метаморфизм (НТ полиметаморфизм) осуществляется в пределах ширзон, т.е. зон многочисленных *сдвиговых пластических деформаций*, мощность которых варьирует от первых десятков микрон до сотен метров. Деформации приводят к притоку флюида и субизобарическому нагреву гранулитов, эксгумация и становление которых в средней части докембрийской коры могли происходить задолго (миллионы и даже сотни миллионов лет) до этого события;
- (3) корректный вывод *P-T* тренда – единственный способ различить разновозрастные гранулиты в пределах одного полиметаморфического комплекса, одного обнажения и даже одного образца породы.

Фактическая основа и методы исследований. В основу работы положены образцы метапелитов, собранные проф. Л.Л. Перчуком в ходе полевых работ 1996-2004 гг. на гранулитовом комплексе Лимпопо (Южная Африка) и переданные автору диссертации для петрологических исследований. Кроме того, для сравнительного анализа были привлечены образцы гранулитов из коллекции Л.Л. Перчука, собранные им на Сутамском и Токском блоках Алданского щита и Лапландского комплекса на Кольском полуострове. Эти образцы были изучены с помощью оптического микроскопа. Химические анализы минералов выполнены с помощью электронных микроскопов Cameca (Rand Afrikaans University) and CamScan 4DV (кафедра петрологии МГУ им. М.В.Ломоносова) с приставкой Link N 10000 для энерго-дисперсионного микроанализа. В ходе обработки материалов использовался комплекс петрологических методов, т.е. детальное изучение структурно-текстурных особенностей пород, их парагенетический анализ, изучение зональности сосуществующих минералов на основе микрозондового профилирования, минеральную термобарометрию. Основное внимание уделялось парагенезисам граната, ортопироксена, кордиерита и биотита в присутствии кварца и +/- силлиманита как самым чувствительным к изменениям условий метаморфизма минеральным ансамблям. Вывод *P-T* трендов осуществлялся по методике, разработанной Л.Л.Перчуком и его научной школой, а их геодинамическая интерпретация – на основе структурно-геологических, геохимических, петрологических и численных тестов.

В общей сложности автором диссертации петрографически изучено более 80 образцов, а микрозондовые исследования проведены для 30 из них. При этом было

выполнено более 2000 микроанализов преимущественно методом микрозондового профилирования порфиروبластов и минералов из реакционных структур.

Личный вклад автора. Автором выполнено петрографическое описание шлифов из 80 гранулитов из комплекса Лимпопо, а также представительных образцов из Лапландского комплекса на Кольском п-ве, Сутамского и Токского блоков Алданского щита. В 30 из них сделаны микрозондовые анализы и построены соответствующие химические профили. Автором также проведен парагенетический анализ минералов, осуществлен вывод и дана геологическая интерпретация *P-T* трендов.

Апробация работы. Результаты исследований, положенные в основу диссертации, докладывались на Международной конференции студентов и аспирантов «Ломоносов» по фундаментальным наукам (МГУ, 2005 г.), на Международной конференции «ПЕТРОГРАФИЯ XXI ВЕКА» (г. Апатиты, 20 – 22 июня 2005 г.), на конференции «12th Iranian researches conference in Europe (г. Манчестер, 3-4 июля 2004 г.), на конференции «13th Iranian researches conference in Europe». (г. Лондон, 1-2 июля 2005 г.) и на Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», посвященной 85-летию Московского государственного геологоразведочного университета (г. Москва, 5-12 апреля 2005 г.). По теме диссертации опубликовано 2 статьи, 1 статья находится в печати.

Содержание и объем работы. Диссертация состоит из 4 глав, введения, заключения и приложение. Работа изложена на 184 страницах, включает 57 рисунков, 11 таблиц и список литературы, состоящий из 164 наименований.

Благодарности. Автор глубоко признателен научному руководителю профессору Л.Л.Перчуку, любезно предоставившему каменный материал для работы и принимавшему непосредственное участие в работе над всеми разделами диссертации. О.В.Парфенова оказала огромную помощь в редактировании текста; многие вопросы, затрагиваемые в диссертации, обсуждались с доктором геолого-минералогических наук доцентом В.И.Фельдманом. Всем им автор чрезвычайно благодарен. Помощь в переводах и в аналитической работе была оказана Ш. Ван Калом, др. Э. Хисада и К.Николаевой, доцентом В.О. Япаскуртом. Особую благодарность хочется выразить сотрудникам лаборатории локальных методов исследования вещества при кафедре петрологии геологического факультета МГУ Е.В. Гусевой и Н.Н. Коротаевой, без помощи которых не могла бы состояться аналитическая часть работы.

Условные обозначения, принятые в работе:

В работе использованы следующие условные обозначения и символы:

D2/M2 – неоархейский деформационно (D) – метаморфический (M) цикл (~2,6-2,7 млрд. лет), D3/M3 – раннепротерозойский деформационно-метаморфический цикл (~2 млрд. лет), изобарический нагрев (IH), изотермическая декомпрессия (ID), декомпрессия остывания (DC). *And*-андалузит, *Ap* – апатит; *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит; *Crd* – кордиерит, *Cum*-куммингтонит, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ky* – кианит, *Ms* – мусковит, *OAm* – ортоамфибол; *Opx* – ортопироксен, *Or* – ортоклаз, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз, *Prp* – пироп, *For* – форстерит, *En* – энстатит, *Qtz* – кварц, *Rut* – рутил, *San* – санидин, *Sil* – силлиманит, *Sph* – сфен, *Spl* – шпинель, *Spr*-сапфирин, *Zrn* – циркон. (*Bt*- Mg, *Bt*- Fe), (*Crd*- Mg, *Crd*- Fe), (*Gr*- Mg, *Gr*- Fe), (*Opx*-Mg, *Opx*-Fe)-твердые растворы минералов, *T* – температура, К или °C; *P* – давление, бар или кбар; ΔG° – изменение свободной энергии Гиббса в ходе реакции; $R = 1.987$ кал/град (1 кал = 4,186 Дж) – газовая постоянная; X_i – мольная доля компонента *i* в данной фазе; $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$, $N_i = 100X_i$, $N_{Mg} = 100 X_{Mg}$; $X_{Ca} = Ca/(Ca+Fe+Mn+Mg)$, $N_{Ca} = 100 X_{Ca}$; $X_{Ok} = Al/(Al+2Mg+2Fe)$, $N_{Ok} = 100 X_{Ok}$; $\mu_{H_2O} = \mu_{H_2O}^\circ + RT \ln a_{H_2O}^\beta$; $\mu_{H_2O}^\circ = RT \ln f_{H_2O}^\circ$ – химический потенциал чистой воды, как функция *T* и *P*; $f_{H_2O}^\circ$ – летучесть воды; $a_{H_2O}^\beta = \gamma_{H_2O}^\beta \cdot X_{H_2O}^\beta$ – активность воды во флюиде; $\mu_{H_2O}^\beta$ –

химический потенциал H_2O во флюиде; $G_i^m = RT \ln a_i$ парциальная молярная свободная энергия смешения Гиббса для компонента i в твердом растворе; G_i^e – избыточная парциальная молярная свободная энергия Гиббса для компонента i в твердом растворе; G^e – избыточная интегральная молярная свободная энергия Гиббса для твердого раствора; H – энтальпия; S – энтропия; V – объем.

Глава I. Геологический очерк комплекса Лимпопо

Комплекс Лимпопо, имеющий размер 300x700 км, является классической неоархейской (~2,6 – 2,7 млрд. лет) областью развития высокометаморфизованных гнейсовых толщ. Он отделен от кратона Каапвааль на юге и от кратона Зимбабве на севере (рис.1) мощными синхронными ширзонами: Хоут Ривер на юге (van Reenen & Smit, 1996) и Северный Надвиг на севере (Mkweli *et al.*, 1995).

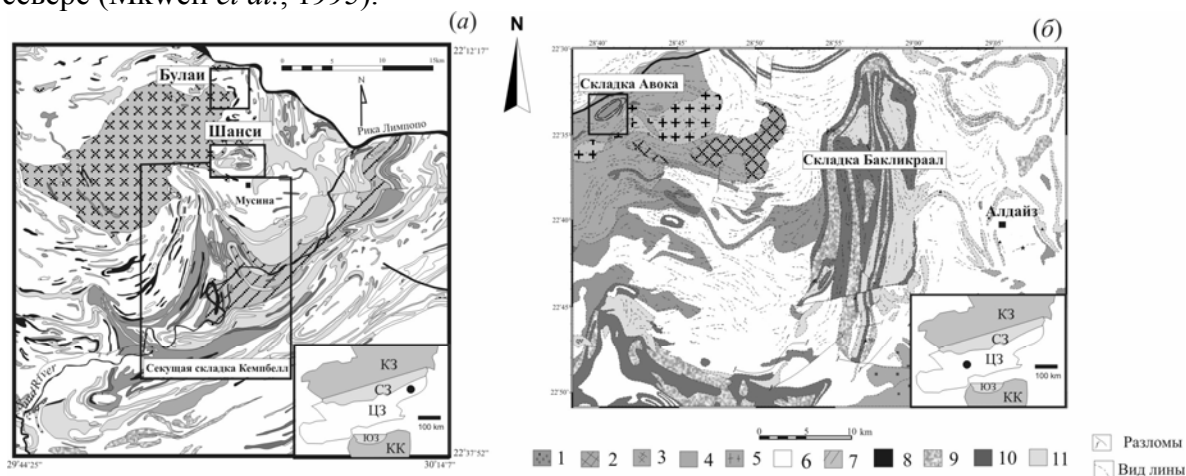


Рис.1. Геологическая карта района Мусина и Бакликраал в ЦЗ гранулитового комплекса Лимпопо. В этом районе закартирована футляровидная складка Шанси и структура Кэмпбелл (а) и поперечная складка Бакликраал (б), сложенные позднеархейскими (~2,65 Мрл) и раннепротерозойскими (~2 Мрл) гнейсами. Условные обозначения: 1 – осадки формации Кару; 2 – сиенитовый массив; 3 – гранитный массив Булаи; 4 – кварц-полевошпатовые гнейсы свиты Сингелеле; 5 – порфиробластовые гнейсы района г. Олдайз; 6 – серые мигматизированные гнейсы района г. Олдайз; 7 – гнейсы района Сэндривер; 8 – анортозитовые и лейкогаббровые гнейсы (свита Мусина); 9 – мраморы и известково-кремнистые породы; 10 – амфиболиты с прослойками метapelитов; 11 – массивные кварциты (van Reenen *et al.*, 2004). На вставке показан комплекс Лимпопо, Центральная Зона (ЦЗ), Южная Краевая Зона (ЮЗ) и Северная краевая зона (СЗ), расположенный между кратонами Зимбабве (КЗ) и Каапвааль (КК).

В комплексе Лимпопо принято выделять три синхронные структурно-геологические зоны (Mason, 1972): ЦЗ, ЮЗ, СЗ (рис.1). На основе анализа линейных структур показано (например, van Reenen & Smit, 1996), что движение материала в контактовых ширзонах направлено под комплекс, при противонаправленном, но синхронном (Perchuk *et al.*, 1999, 2001) перемещении гранулитов в сторону поверхности. (Van Reenen *et al.*, 1987, 1995; Roering *et al.*, 1992; Van Reenen & Smit, 1996; Перчук *и др.*, 1996). Кроме того, гранулиты краевых зон схожи по литологии и геохимии со слабо метаморфизованными породами кратонов, что указывает на их метаморфизм на более глубоких уровнях континентальной коры (Van Reenen & Smit, 1996; Kreissig *et al.*, 2000; Перчук, 2004). Наиболее типичные геологические структуры для всех трех зон комплекса – развитые в гнейсах футляровидные складки с почти вертикальным падением осей. Вблизи контактов с кратонами направление этих осей, а также линейности минералов сменяется наклонным, вплоть до горизонтального (исключительные случаи, – van Reenen & Smit, 1996). В Центральной зоне широко распространены кулисообразные складчатые структуры с почти горизонтальным направлением линейности минералов и широким проявлением пластических деформаций. Эти структуры секут футляровидные складки и имеют возраст ~2 млрд. лет, одинаковый с ширзоной Чепизе, отделяющей ЦЗ от ЮЗ, и Триангл, отделяющей ЦЗ от СЗ.

Глава II. Петрография и химия минералов

Общими для гнейсов всех трех зон неоархейского возраста является преобладание гранобластового типа микроструктур в недеформированных породах и бластомилонитового типа – в деформированных. Последние встречаются как в ширзонах, синхронных с архейским периодом эволюции комплекса, так и в раннепротерозойских ширзонах. Этот петрографический признак очень важен особенно для пород ЦЗ, где встречаются ширзоны обоих возрастов, и отделить одну от другой без специальных исследований невозможно. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика только метапелитовых гнейсов из всех трех зон, на основе которых была воссоздана термальная и динамическая эволюция всего комплекса Лимпопо.

II.1. Гранулиты Северной Краевой Зоны

Здесь выделяется 5 групп пород. Все они в основном обладают массивной текстурой и лепидогранобластовой структурой. (1) *Ортопироксен-гранатовые гнейсы* ($Kfs + Qtz + Opx + Pl + Bt + Grt$); от 5 до 45% общего объема этих пород приходится на гранат. (2) *Биотит-кордиерит-гранатовые кристаллосланцы* ($Kfs + Qtz + Sil + Crd + Pl + Bt + Grt$); кордиерит в шлифах этих пород обычно сдвойникован и часто сопутствует *Grt*, *Sil* и *Qtz*; (3) *Флогопит-сапфириновый-кордиерит-ортопироксеновые кристаллосланцы* ($Opx + Sil + Bt + Spr + Crd + Spl$); в них встречаются две генерации *Opx* и *Spr*: *Opx*₁ – в ассоциации с *Crd*, а *Opx*₂ – в сростаниях со *Spl*, *Spr* и *Phl*. Эти генерации различаются и по составу (Табатабаиманеш, 2005); (4) *ортопироксен-кордиерит-гранат-кварцевый кристаллосланцы*, в которых четко выделяются две основные структурно-парагенетические ассоциации минералов – матрица и реакционные структуры вокруг зерен граната. Матрица сложена *Grt* и *Qtz*, а реакционные структуры окружают зерна *Grt* на контакте с *Qtz*. Они сложены *Opx-Crd* симплектитом и *Opx* короной. Кордиерит представлен двумя генерациями: *Crd*₁, образующий крупные (3-4 мм) изометричные зерна-порфиобласты и *Crd*₂, слагающий матрицу реакционных структур. Ортопироксен в породе встречается в трех генерациях: *Opx*₁ образует изометричные порфиобласты или же кластеры в порфиобластах кордиерита; *Opx*₂, формирующий тонкие, вытянутые (в среднем до 0,1 мм) симплектиты в кордиеритовой матрице реакционной структуры и *Opx*₃, слагающий её внешние короны. (5) *Двуслюдяные метапелиты*, сложенные в основном *Grt*, *Bt* и *Ms*. В отличие от метапелитов группы 4, в них преобладает относительно слабо зональный гранат с низким N_{Mg}^{Grt} (32-30). Мусковит занимает примерно 10-15% объема породы; он явно вторичный и сильно изменен. Во всех перечисленных группах пород можно встретить *Pl*, *Qtz*, *Zrn*, *Ap*, *Ilm* и *Sph*.

II.2. Гранулиты Южной Краевой Зоны

Недеформированные породы этой Зоны представлены разнообразными гранобластовыми гнейсами тоналитового состава с подчиненным количеством метабазитов, ультраметабазитов и метапелитов. Они прорываются гранитоидами и небольшими телами эндербитов и чарнокитов. В метапелитах достаточно широко распространены реакционные структуры типа



Однако вблизи контакта с породами кратона Каапвааль в гранулитах местами возникают тончайшие каймы *Grt*₂-*Qtz*-*Sil* по порфиобластам *Crd*, т.е. реакция (2) смещается влево. Кроме того, реакционная структура (2) иногда накладывается на структуру (1), что наряду с регрессивной зональностью порфиобластов граната (*Grt*₁) предполагает декомпрессионное остывание пород (Перчук и др., 1996). В ширзонах, пересекающих гранобластовые гнейсы, распространены бластомилониты, в которых можно обнаружить деформацию реакционных структур (1) и/или (2). По ним нередко развиваются типичные милониты. Это предполагает перетирание пород этих зон в верхней части коры, где достигается их предельная вязкость (Smit et al., 2001)

II. 3. Гранулиты Центральной Зоны

Как и для ЮЗ и СЗ, основное внимание при петрографическом изучении образцов из ЦЗ уделялось метапелитовым гнейсам, в минеральных равновесиях которых наилучшим образом записана термальная и динамическая эволюция комплекса Лимпопо вообще и ЦЗ, в частности. Кроме того, для равновесий (1) и (2) имеется термодинамически согласованная база данных и термобарометрическая программа ГЕОПАС (Геря и Перчук, 2004). Однако в отличие от остальных двух зон (D2/M2) комплекса Лимпопо, в ЦЗ широко представлены «деформированные», так называемые «прямые гнейсы» (Smit et al., 1992), обладающие бластомилонитовой структурой (D3/M3). Они встречаются исключительно в пределах зон высокотемпературных пластических деформаций, отличить которые от обычных гнейсов в поле практически невозможно. Если это удастся сделать посредством детального петрологического анализа, то исчезнет проблема синхронности-ассинхронности этих зон с «вмещающими» их гнейсами. Использование для этой цели равновесия типа (1) и (2) для вывода *P-T* трендов позволит воссоздать общую картину эволюции гранулитового пояса Лимпопо, да и других докембрийских гранулитовых комплексов.

II. 3.1. Гранулиты «поперечной» складки Баккликраал

Термин «поперечная складка» традиционно применяется к крупным складчатым структурам ЦЗ гранулитового комплекса Лимпопо, поскольку они залегают меридианально, т.е. вкрест простирания плоскостных структурных элементов самой ЦЗ (см. рис.1). Однако совсем недавно (Boshoff et al., 2006) выяснилось, что это не обычные пологозалегающие изоклинальные складки, а мощные кулисообразные зоны высокотемпературных пластических деформаций (D3/M3). Их возраст не ~2,6-2,7 млрд. лет, как у гранобластовых гнейсов, а ~2 млрд. лет, и они представлены бластомилонитами с огромным количеством реликтов более древних гнейсов (D2/M2). Породы, слагающие «поперечную» складку Баккликраал (12x40 км), по минеральному составу могут быть подразделены на 4 группы: (1) обогащенные магнием гнейсы с ортоамфиболом, (2) биотит-гранатовые гнейсы, (3) мраморы и известково-силикатные породы и (4) метапелиты.

По минеральному составу выделяются две подгруппы метапелитов: а) *Crd-Bt-Sil-Qtz-Grt* гнейсы и б) *Crd -Opx-Qtz-Grt-Bt* кристаллосланцы. Первые встречаются в виде линз, будин и тонких прослоев в биотит-гранатовых гнейсах, метабазитах и мраморах, а также в виде включений в кварцитах. Они характеризуются бластомилонитовой микроструктурой (D3/M3). Вторые (б) встречаются там же, но обладают гранобластовой структурой (D2/M2). Изотопный возраст циркона из вмещающих тоналитовых гнейсов составляет ~ 2.68 млрд. лет (Kröner et al., 1999). Между тем для одного из метапелитов подгруппы (а) изотопный (U-Pb) возраст граната оказался равным 2023 ± 7 млн. лет (Boshoff et al., 2006), причем в них широко распространены *Bt-Sil-Qtz* микроширзоны, которые всегда приурочены к сланцеватости, которые отсутствуют в метапелитах подгруппы (б).

Мелкозернистая матрица гнейсов подгруппы (а) сложена мелкими изометричными зернами с правильными очертаниями, средний размер зерен 0,1-0,2 мм. Гранат представлен вытянутыми зернами размером от 0,5 до 6 мм. Он содержит мелкие включения кварца и часто окаймлен, но не срезается *Bt-Sil-Qtz* микроширзонами – свидетельство их синхронности стадии D3/M3. Иногда эта ассоциация минералов почти полностью замещает зерно граната, от которого могут оставаться только реликты (рис.3,з) по реакции $Grt + Sil_1 + Qtz \Rightarrow Crd$ (van Reenen et al., 2004). Микровключения *Sil₁* встречаются в порфиробластах кварца, граната и кордиерита. *Sil₂* присутствуют в коронарной структуре вместе с биотитом и кварцем, *Sil₃* (до 90 модалных %) содержится в микроширзонах. Кордиерит встречается в слегка измененных, четко выраженных реакционных структурах типа (2).

(б) *Crd-Opx-Qtz-Grt-Bt* гнейсы не содержат лейкосомы и представляют собой породу темного цвета с низким содержанием кремнезема. В шлифах они могут быть разделены на реакционную структуру и гранобластовую матрицу. Первая состоит из типичного $Opx_2 + Crd_2$ симплектита, развивающегося вокруг порфиробластов граната и окруженного

каймой ортопироксена (Opx_2), бедного алюминием (Opx_3) (рис. 3б). Гранобластовая матрица состоит из Bt , Pl , Opx_1 , Crd_1 и Qtz с небольшим количеством ильменита, циркона и рутила. В некоторых местах Opx_1 непрерывно переходит в Opx_2 , отличаясь более высоким содержанием алюминия. Гранат в породе зонален. Его ядра и центральные части переполнены мельчайшими (несколько микронов) включениями Crd , Bt , Qtz , Pl , Opx_1 , Pl , Spr , Spl , Rut и Sil , в то время как тонкий, от 30 до 200 мкм шириной, край свободен от них. Силлиманит и сапфирин в ядрах граната хорошо ориентированы, предполагая пик региональной деформации D2/M2 (Vernon, 1989). Включения Crd и Qtz в гранате достигают 100 микронов. В ядрах коронарных структур граната, размером 7-8 мм, образуют слегка удлиненные зерна, но местами наблюдаются атоллово-подобные формы. Включения граната в других минералах не отмечаются. Ортопироксен гранобластовой матрицы (Opx_1) представлен удлиненными зернами, содержащими включения Qtz , Spr , Bt и Sil . Симплектитовый ортопироксен (Opx_2) представлен тонкими червеобразными зернами.

II.3.2. Породы района Булаи

Среди них по минеральному составу можно выделить 5 групп: (1) $Bt-Grt-Qtz-Crd-Sil-Pl-Kfs$ метапелитовые гнейсы; (2) $Cum-Opx-Qtz-Bt-Qtz$ породы; (3) $Pl-Kfs-Bt-Grt-Qtz$ кристаллосланцы; (4) $Bt-Grt-Qtz-Crd$ гнейсы и (5) гигантозернистые порфировидные биотитовые граниты плутона Булаи, возраст которого ~2,54 млрд. лет (Barton et al, 1994). $Bt-Grt-Qtz-Crd-Sil-Pl-Kfs$ метапелитовые гнейсы обладают лепидонематогранобластовой структурой с элементами пойкилобластовой (D2/M2). Текстура массивная, иногда гнейсовидная или полосчатая. Вокруг граната обычны $Crd-Sil$ каймы, иногда почти полностью замещающие первичные зерна граната.

II.3.3. Метапелиты окрестностей г. Мусина

Эти породы имеют одинаковый минеральный и химический состав, но слагают две разновозрастные структуры и отличаются по составам минералов и микроструктуре. Главные породообразующие минералы представлены Bt , Grt , Qtz , Crd , Sil , Pl и Kfs . В футляровидной складке Шанзи (рис. 1) резко преобладают гнейсы с типичной гранобластовой структурой (D2/M2), но множеством $Bt-Qtz-Sil$ микроширзон, секущим порфиробласты всех минералов, включая гранат (им породе переполнена, - до 70 %). Он образует как изометричные, так и вытянутые зерна с неправильными очертаниями. Существование второй генерации граната проблематично. Но в геологической структуре Кэмпбелл преобладают метапелиты с ярко выраженной бластомилонитовой микроструктурой, относящиеся к более молодому деформационно-метаморфическому этапу (D3/M3). Здесь развит Grt_2 ($X_{Mg}^{Grt} = 0,32-0,2$), но на его грани нарастают своеобразные «усы» очень железистого граната ($X_{Mg}^{Grt} = 0,12$). Crd встречается в сростаниях с силлиманитом и кварцем вокруг Grt , тогда как вторая генерация образует изометричные зерна и агрегаты в сростаниях с неориентированным Sil . По форме и размеру зерен можно выделить три генерации биотита. Первая (Bt_1) вместе с Sil и Qtz содержится в ядрах граната. Вторая (Bt_2) всегда находится в матрице породы в сростаниях с Sil_2 и Qtz . Видимо она возникает по реакции:



Ориентированные чешуйки третьей генерации (Bt_3) присутствуют в мелкозернистой массе $Bt_3-Qtz-Sil_3$ микроширзон. Во всех изученных метапелитах редкий Kfs (Or₇₉₋₉₀) встречается вместе с Bt , Sil_2 и Qtz .

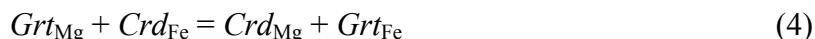
II.3.4. Реакционные структуры и химический состав минералов в метапелитах

Петрографическое изучение пород показало, что взаимоотношения минералов метапелитов из структур Баккликраал, Мусина и Булаи характеризуются широким развитием по крайней мере трех главных типов реакционных структур: (а) замещение

граната ($\pm Sil_1 + Qtz$) кордиеритом по реакции (2); (б) замещение ассоциации $Grt + Kfs$ парагенезисом $Bt + Qtz + Sil$ по реакции (3); (в) замещение ассоциации $Grt + Qtz$ кордиеритом и ортопироксеном по реакции (1). Они дают ключ к оценке $P-T-a_{H_2O}^f$ параметров эксгумации гранулитов. В породах цикла D2/M2 эти реакционные структуры отражают декомпрессионное остывание (DC), т.е. ретроградную стадию метаморфизма (Perchuk, 1985, 1989; Harley, 1989), но в бластомилонитовых метapelитах D3/M3 они возникают при повторном высокотемпературном метаморфизме на стадии субизобарического нагрева (Перчук, 2005; Perchuk *et al.*, 2006).

II.3.4.1. Геологическая структура Баккликраал.

В $Grt-Crd-Sil-Qtz-Bt$ метapelитах «поперечной» складки Баккликраал (рис. 1) реакционная структура характеризуется двумя генерациями Crd . Местами Crd_1 почти полностью замещает гранат, нередко образуя по нему псевдоморфозы в которых сохраняются вроски перекристаллизованного Qtz , реже Sil_1 . При этом $X_{Mg}^{Crd_1}$ уменьшается к контакту с деформированным Grt . Кордиерит Crd_2 отличить от Crd_1 под микроскопом не возможно, и лишь слабое возрастание $X_{Mg}^{Crd_2}$ в сторону Grt позволяет это сделать. Можно предположить, что Crd_1 возникает на стадии ИН, Crd_2 – на стадии DC. Однако это предположение справедливо лишь при условии, что в первичном гнейсе (D2/M2) вообще отсутствовал кордиерит. Если же он был и его можно как-то идентифицировать, то вполне реально определить протолит, по которому развивался процесс D3/M3. Мы анализировали порфиобласты Grt и Crd из Sil_1-Qtz кварцевой основной массы. Профили поперек химической зональности контактирующих Grt , Bt и Crd свидетельствуют о смещении вправо обменных реакций



т.е. отражают понижение T (Перчук, 1970). Причем форма этих профилей не соответствует диффузионному обмену Fe и Mg (Lasaga, 1983), а скорее отражает перекристаллизацию минералов в поле стабильности четырех фаз ($Grt + Sil_1 + Qtz + Crd$) при протекании реакций (2) и (3). Это в, частности, выражается в уменьшении содержания Kfs (Or_{100-95}).

В недеформированных $Grt-Crd-Opx-Qtz-Bt$ гнейсах N_{Mg}^{Grt} систематически уменьшается от ядра к краю при $N_{Ca}^{Grt} = 4-5$ мол. %. Но изменение это не однородно: N_{Mg}^{Grt} изменяется от 60 в ядрах порфиобластов (стадия 1) до 53 % вблизи свободных от включений краев, в самих краях N_{Mg}^{Grt} резко снижается от 52 до 46 мол. %. N_{Mg}^{Opx} уменьшается от ядра к краю при сложном изменении N_{OK}^{Opx} . Во многом это определяется составом контактирующего минерала. Так например, если Opx_1 находится между Crd_1 и каймой Qtz , отделяющей Opx от Crd , то N_{OK}^{Opx} в контакте с Qtz уменьшается, а в направлении Crd_1 увеличивается. Не исключено, что кайма Qtz появилась на поздней стадии роста Opx_1 , возможно даже при образовании реакционной структуры. Гистограмма для Opx_1 , рассчитанная на основе 125 микрозондовых анализов, показывает нормальное распределение N_{Mg}^{Opx} . Т.е. состав крупных порфиобластов Opx_1 устойчив ($N_{Mg}^{Opx} = 74-75$), при росте N_{Mg}^{Opx} к контактам с Crd_1 , что отражает систематическое снижение T (Perchuk, 1977). Химические профили вскрыли необычную зональность биотита (Bt_1): поперек спайности, от ядра зерна к его краю намечается слабая корреляция между Al^Σ и X_{Mg}^{Bt} ($Al_{(f.u.)}^{Bt} = 0,383 + 1,429 X_{Mg}^{Bt}$, $r_2 = 0,519$), а вдоль спайности она тоже слабая, но отрицательная; причем в обоих случаях X_{Mg}^{Bt} изменяется от 0,755 до 0,775.

II.3.4.2. Район гранитного плутона Булаи.

В частично деформированных *Grt-Crd-Sil-Qtz-Bt* метapelитах района Булаи N_{Mg}^{Grt} систематически снижается от 43 в ядрах до 28,8 краях зерен. Судя по составу, *Crd* представлен двумя генерациями – высокомагнезиальной и относительно железистой. Чаще всего Crd_1 встречается вокруг зерен *Grt* в виде изометричных зерен и агрегатов с неориентированным *Sil*, тогда как Crd_2 в основном образует сростания с ориентированными зернами *Sil* и *Qtz*. N_{Mg}^{Crd1} изменяется от 82,1 в ядре до 85,6 у контакта с *Grt*, а N_{Mg}^{Crd2} – от 76 до 80,8 мол. % в непосредственном контакте с *Grt*. Однако два кордиерита далеко не всегда встречаются в изученных образцах. Чаще они приурочены к микродеформациям (микроширзонам).

II.3.4.3. Район г. Мусина.

В метapelитах структуры Шанзи и Кэмпбелл хорошо определяются две генерации *Grt*, *Crd*. Они четко выделяются и по магнезиальности. Вместе с тем вокруг обеих генераций граната наблюдается сростания силлиманита с кварцем, погруженные в кордиеритовую матрицу. Вне зависимости от генерации в сторону контактов с *Grt* и *Bt* разных генераций N_{Mg}^{Crd} возрастает, что согласно принципу фазового соответствия (Перчук, 1970) отражает снижение температуры, т.е. наложение регрессивной стадии метаморфизма на все минеральные ассоциации. Изучен химизм минералов в двух образцах одинакового валового состава, один из структуры Шанзи, а второй – из Кэмпбелла.

Метapelиты TOV13 (футляровидная складка Шанзи) и 06-19 (структура Кэмпбелл) резко различаются между собой по магнезиальности сосуществующих минералов. Это предполагает нагрев породы при почти постоянном давлении. Однако проверить это предположение можно лишь путем вывода *P-T* трендов для этих образцов.

Глава III. Термодинамические условия локальных равновесий минералов

P-T режимы декомпрессии и остывания пород гранулитовой фации отражаются в их *P-T* трендах (Perchuk, 1973, 1977). Для их вывода использовались химические анализы локально равновесных минералов, что позволило выявить термальную и динамическую историю пород Центральной Зоны комплекса Лимпопо. Однако мы не первые, кто предпринимал такую попытку. Так в работах (Holzer et al., 1998, Schaller et al., 1999) на основании оценок изотопного возраста пород Центральной Зоны предлагалось два тренда: первый, отражающий позднеархейский (~2,6 – 2,55 млрд. лет) низкобарный метаморфизм гранулитовой фации, связанный с обширным гранитным и чарнокитовым магматизмом, и второй – раннепротерозойский (~2,0 млрд. лет) высокобарный ID тренд. Основанием для первого *P-T* тренда служили главным образом неопубликованные данные по тем же метapelитовым гнейсам вблизи плутона Булаи, которые описаны выше.

III.1. Методы расчета параметров равновесий

Для расчета термодинамических параметров мы использовали термодинамически взаимосогласованную базу данных, полученную исследовательской группой Л.Л.Перчука. Обменные равновесия (4) и (5) были использованы для расчета температур, тогда как реакции (1), (2) и (3) – для расчета давления и $a_{H_2O}^f$, соответственно.

III.1.1. Метод расчета $a_{H_2O}^f$ и изоплет для дивариантных равновесий Fe-Mg минералов

Большинство изученных метapelитов Центральной Зоны комплекса Лимпопо содержат ассоциацию *Bt+Sil+Qtz+Kfs+Grt*. Именно поэтому реакцию $Grt+Kfs+H_2O = Bt+Sil_2+Qtz$ можно использовать для расчета активности воды во флюиде по уравнению

$$a_{H_2O}^f = \exp[\Delta G_{(2)}/RT]$$

где

$$\Delta G_{(2)} = \Delta H_{(2)}^{\circ} - T\Delta S_{(2)}^{\circ} + P\Delta V^{\circ} + RT\ln f_{\text{H}_2\text{O}}^f - G_{\text{Phl}}^m + G_{\text{Prp}}^m + G_{\text{San}}^m,$$

При равновесных условиях свободная энергия Гиббса для реакции (2) равна $\Delta G_{(1)} = \Delta H_{(1)}^{\circ} - T\Delta S_{(1)}^{\circ} + P\Delta V_{(1)}^{\circ} + (G_{\text{Mg}}^m)^{\text{Crd}} + G_{\text{Prp}}^m = 0$. Изоплеты для минералов метapelитовых ассоциаций (*Grt*, *Opx*, *Crd* и *Bt*) были рассчитаны методом решения системы независимых термодинамических уравнений для сопряженных реакций с использованием полученных для каждого данного образца зависимостей $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ от температуры.

III.2. Результаты расчета термодинамических параметров минеральных равновесий

III.2.1. Северная Краевая Зона

Образование *Opx-Crd* реакционных структур вокруг зерен граната на контакте с кварцем из Северной Краевой Зоны Комплекса Лимпопо происходит по реакции (1). Она может смещаться вправо (i) при повышении температуры и постоянном давлении, (ii) при понижении давления, но при постоянной температуре, а также (iii) при снижении *P* и *T* (Smit et al., 2001; Walter et al., 1984).

По *Bt-Opx* термометру при *P* = 8 кбар температура составляет всего 720 °C. Вместе с тем пиковые параметры метаморфизма пород ЮЗ комплекса Лимпопо (van Reenen, 1983) и ЦЗ определены как 900 °C и 9 кбар (Перчук и др., 1996). Для СЗ надежных оценок нет: опубликованы приблизительные сведения о *P-T* параметрах минеральных равновесий. В нашем распоряжении была коллекция метapelитов из ЦЗ. Наряду с *Sil-Opx-Qtz* ансамблями среди них обнаружены бескварцевые парагенезисы, *Crd+Spl+Spr+Sil+Opx+Phl*. На диаграмме *P-T* моновариантная линия равновесия *Crd+Spl = Opx+Spr+Sil* находится в области стабильности парагенезиса *Sil+Opx+Qtz* и почти параллельна оси температуры. При 900 °C этой линии соответствует давление 9 кбар, что совпадает с оценкой названных выше пиковых параметров метаморфизма.

III.2.2. Южная Краевая Зона

По данным (Perchuk et al., 1996) гранулиты Южной Краевой Зоны характеризуются разнообразными реакционными структурами, которые отвечают разным стадиям термодинамической эволюции пород вдоль регрессивного *P-T* тренда. Реакция (1), приводящая к формированию *Crd-Opx* коронарных структур, смещается вправо при декомпрессионном охлаждении. Закономерные изменения составов сосуществующих минералов свидетельствуют о росте *Crd-Opx* корон на регрессивном этапе метаморфизма. Этот вывод подтверждается расчетами *P-T* параметров с использованием *Grt-Crd-Opx-Qtz* геотермобарометра (Aranovich, Podlesskii, 1989; Perchuk et al., 1985). Так, например, метаморфическая история метapelита DV101 из ЮЗ записана в последовательном росте различных минеральных ассоциаций вдоль *P-T* тренда. Этот тренд отражает соответствующие изменения в составе контактирующих минералов. Верхняя часть *P-T* тренда отвечает условиям пика метаморфизма (8 кбар и 850°C), рассчитанным по составам ядер крупных зерен граната. Нижняя, субизобарическая часть *P-T* тренда соответствует всплыванию ЮЗ гранулитового комплекса Лимпопо в верхнюю часть континентальной земной коры в неогарее .

III.2.3. Центральная Зона

III.2.3.1. Гранулиты структуры Баккликраал

***P-T* тренд для деформированных гнейсов (D3/M3).** Как отмечено при петрографическом описании деформированных (D3/M3) гнейсов, наряду с парагенезисом *Crd+Grt+Sil+Qtz+Bt+Kfs*, в них присутствует *Ms*. Встречается он исключительно редко и всегда как вторичный минерал, развитый по *Kfs* и *Sil*₂ (реакция *Or+Sil+H₂O=> Ms+Qtz*). Тем не менее, он определяет нижний температурный предел ретроградной стадии метаморфизма. Верхняя температурная граница при *P* ≈ 9 кбар не превышает ~900°C

(Spear *et al.*, 1999). В общем случае частичное плавление не характерно для деформированных метапелитов. Отсутствует и *Opx*. Поэтому реакция (3) протекает в относительно узком диапазоне P - T - $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$. Этот температурный интервал был использован для корректировки изоплет *Crd* и *Grt* и определения $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ для каждого локального равновесия при T , рассчитанной по *Bt-Grt* термометру. Расчет осуществлялся для трех представительных образцов (обр. T73, T18, T20). Для обр. T73 температурная зависимость $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ аппроксимирована (van Reenen *et al.*, 2004) линейной функцией $a_{\text{H}_2\text{O}}^f = 0,5017 - 0,0002247 \cdot T(^{\circ}\text{C})$. Такая же операция проделана по расчету $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ для образца T20: $a_{\text{H}_2\text{O}}^f = 0,4643 - 0,0002966 \cdot T(^{\circ}\text{C})$. В отличие от образцов T73 и T20, данные для образца T18 не характеризуются систематическими изменениями $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ (в пределах 0,294 – 0,260) как функции T . Поэтому мы определили среднее значение $a_{\text{H}_2\text{O}}^f = 0,282$. На основе индивидуальных P - T оценок выведены P - T тренды для трех образцов. Для образцов T20 и T73 они оказались идентичными, а для обр. 18 тренд проходит чуть выше по давлению (рис.2).

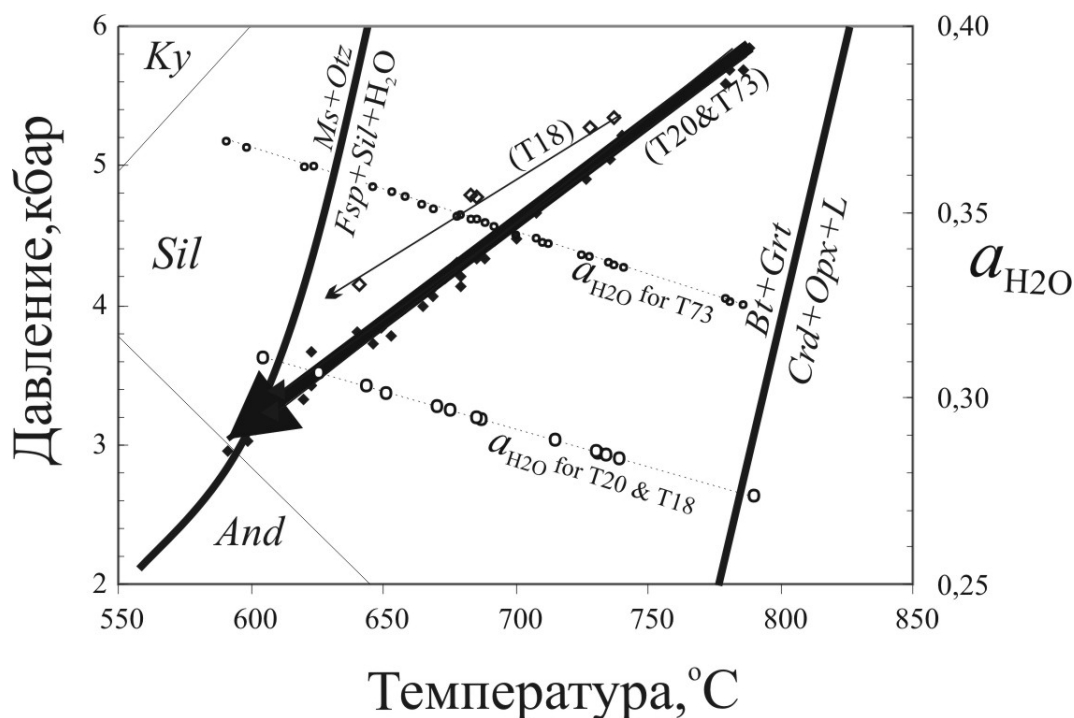


Рис. 2. P - T тренды для деформированных метапелитов из геологической структуры Баккликраал (район г. Оллейдз, рис. 1; van Reenen *et al.*, 2004), выведенные для образцов T18, T20 и T23.

В недеформированных метапелитах наблюдаются четыре типа реакционных структур:

- (1) *Opx-Crd* симплектиты, которые широко развиты вокруг граната и окружены плагиоклазовыми и ортопироксеновыми каймами. Эта структура связана с повсеместным развитием симплектита *Opx+Crd* вокруг граната по реакции (1) (рис.3б).
- (2) Замещение биотита ортопироксеном. В этом образце *Bt* всегда блокирован *Opx*, что отражает виртуальную реакцию $Bt + Qtz \rightarrow Opx + \text{гранитный расплов}$, потому что *Kfs* в этих породах отсутствует. Более того, нет и лейкосомы. Экстрагированный гранитный расплав на этапе D2/M2 (~ 2,65 млрд. лет) привел к образованию больших масс синхронных лейкократовых гранитов Сингелелле, а недеформированные метапелиты типа обр. JC1 могут рассматриваться как реститы, которые были перекристаллизованы при высоких P - T параметрах.
- 3) Развитие куммингтонита между *Opx* и *Qtz* по реакции $Opx + Qtz + H_2O = Cum$

(4) Наконец, в порфиробластах ортопироксена наряду с включениями кварца наблюдаются ламеллы силлиманита, что предполагает равновесие $Opx + Sil + Qtz = > Crd + Grt$ и, тем самым, подтверждает наше предварительное заключение, что метапелит JC1 на самых ранних стадиях метаморфического процесса был сформирован в условиях фации $Opx + Sil + Qtz$ (Маракушев, 1964). Это заключение основано на присутствии включений Sil и Qtz в Opx .

***P-T* тренд для недеформированных гнейсов (D2/M2).** В породах полиметаморфических комплексов всегда скрыта ранняя *P-T* история, так как каждый последующий этап метаморфизма стирает предыдущий. К счастью, в некоторых недеформированных образцах сохранились фазовые отношения этапа D2/M2 (~2,65 млрд. лет) и лишь реакционная структура (1) возможно была образована на этапе D3/M3 (~2 млрд. лет). Один из таких образцов (JC1) изучен очень детально. В нем установлены следующие основные ступени эволюции: (а) породой срезаны границы минеральных фации; (б) систематическая химическая зональность Fe-Mg минералов (см. рис. 3) отражают снижение *P-T* параметров; (в) биотит замещается ортопироксеном, что предполагает частичное плавление и экстракцию гранитного расплава из породы (отсутствует лейкосом); (г) хорошо развита коронарная структура (1), отражающая последнюю стадию формирования породы. Все эти наблюдения должны быть отражены в *P-T* тренде, потому что они связаны с различными стадиями метаморфической эволюции породы JC1. Мы рассчитали *P-T* параметры для определения границы между $Sil + Opx + Qtz$ и $Crd + Grt$ фациями. Параметры изменяются в пределах: $800 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 900$ и $8,5 < P, \text{ кбар} < 9$. Эти оценки предполагают пик метаморфического события D2/M2.

Мы также рассчитали температуру и давление на основе изменения химических составов Fe-Mg минералов в дивариантной реакции (1). Вместе с данными по равновесию (1), использованы минералогические термометры (4) и (5), а также обменные равновесия $Grt_{Mg} + Opx_{Fe} = Opx_{Mg} + Grt_{Fe}$ и $Crd_{Mg} + Fo = Crd_{Fe} + En$ для расчета верхней части *P-T* тренда на рис. 3а. В нижней его части хорошо виден «разрыв» (отсутствуют точки) между температурами 675 °C и 740 °C. Этот «разрыв» предполагает отмеченное выше частичное плавление гнейса с образованием свиты лейкократовых гранитов Сингелеле. Это предположение основано на двух сингенетических событиях: (1) образование гранатовой каймы, не содержащей включений и (2) замещение биотита ортопироксеном. Используя составы всех трех минералов, показания *Opx-Grт* и *Bt-Grт* термометров, а также *P-T* тренды на рис. 3а, мы установили параметры, при которых могло произойти частичное плавление породы:

Термометр	<i>Bt-Grт</i>	<i>Opx-Grт</i>
$T \text{ } ^\circ\text{C}$	680 – 712	715 – 730
$P, \text{ кбар}$	6,3 – 6,6	6,6 – 6,8

Геологическое изучение Центральной Зоны комплекса Лимпопо показывает, что лейкократовые граниты Сингелеле действительно могли образоваться при анатексисе гнейсов типа Оллдайз, поскольку они интродуцируют как частично расплавленные породы, так и другие чуть более древние неоархейские толщи (Söhne, 1946; Bahnemann, 1973).

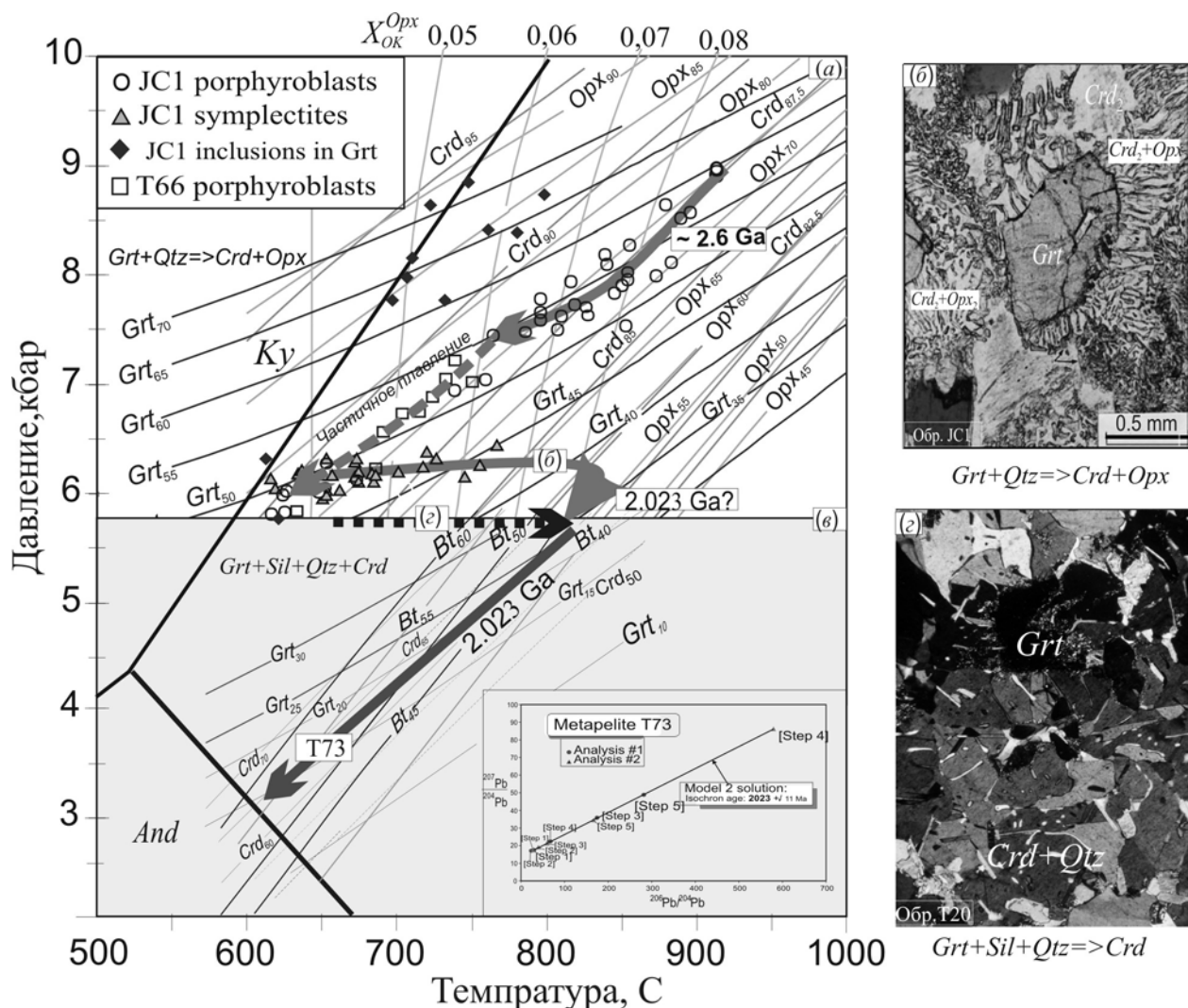


Рис. 3. Совмещенная P - T диаграмма трендов эксгумации недеформированных (а) и деформированных (в) гранулитов в разное геологическое время, но в одной и той же геологической структуре Баккликраал, на расстоянии ~100 м (Perchuk et al., 2006).

На диаграмме (а) видно, что минимуму температуры на верхнем тренде (D2/M2) соответствует максимум температуры на нижнем тренде (D3/M3). Это значит, что преобразование породы в ходе события D3/M3 произошло в результате изобарического нагрева на $\sim 120^\circ$ предположительно ~ 600 млн. лет спустя после первого деформационно-метаморфического (D2/M2) события в условиях гранулитовой фации метаморфизма; б – коронарная структура по реакции $\text{Grt}_1 + \text{Qtz} = \text{Crd}_2 + \text{Opx}_2$ (1) в метапелите JC1; в – P - T тренд метапелита T73 из структуры Баккликраал; з – микрофотография (никили скрещены) шлифа метапелита T20 иллюстрирует почти полную псевдоморфозу кордиерита ($\text{Crd}_2 + \text{Qtz}$) по первичному гранату ($\text{Grt}_1 + \text{Sil} + \text{Qtz}$) как продукт реакции $\text{Grt}_1 + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Crd}_2$ (2) в ходе изобарического нагрева породы. Вставка в нижней части рис. в иллюстрирует изохрону по гранату из обр. T73. Для обр. JC1 получен смешанный возраст граната, что объясняется образованием реакционной структуры (б) на этапе D3/M3.

Положение включений Qtz и Sil в порфиробластах является одной из наиболее интересных особенностей породы JC1. Ориентировка силлиманита в порфиробластах граната и ортопироксена указывает на влияние деформации D2 при пиковых метаморфических условиях. С другой стороны, описанное выше присутствие Sil и Qtz в порфиробластах ортопироксена предполагает, что пик P - T параметров метаморфизма приходится на Opx-Sil-Qtz минеральную фацию (Маракушев, 1964), то есть изначально порода сформировалась вне поля стабильности $\text{Crd} + \text{Grt}$.

III.2.3.2. Гранулиты района г. Мусина

Пик метаморфических событий наиболее полно отражен в некоторых образцах метапелитов из района г. Мусина и, прежде всего, в образце TOV13. Зональностью гранатов практически зафиксированы все стадии метаморфизма. В изученных породах по

реакции $Grt + Kfs + H_2O = Bt + Sil_2 + Qtz$ можно определить $a_{H_2O}^f$. Для образца TOV13 $a_{H_2O}^f = 0,0004 T (^{\circ}C) - 0,1759$, что справедливо в интервале 580 - 850 $^{\circ}C$ вне зависимости от давления. Для образца 06-19 $a_{H_2O}^f = 0,0007 T (^{\circ}C) - 0,2955$, что справедливо в интервале 580 - 750 $^{\circ}C$ вне зависимости от давления.

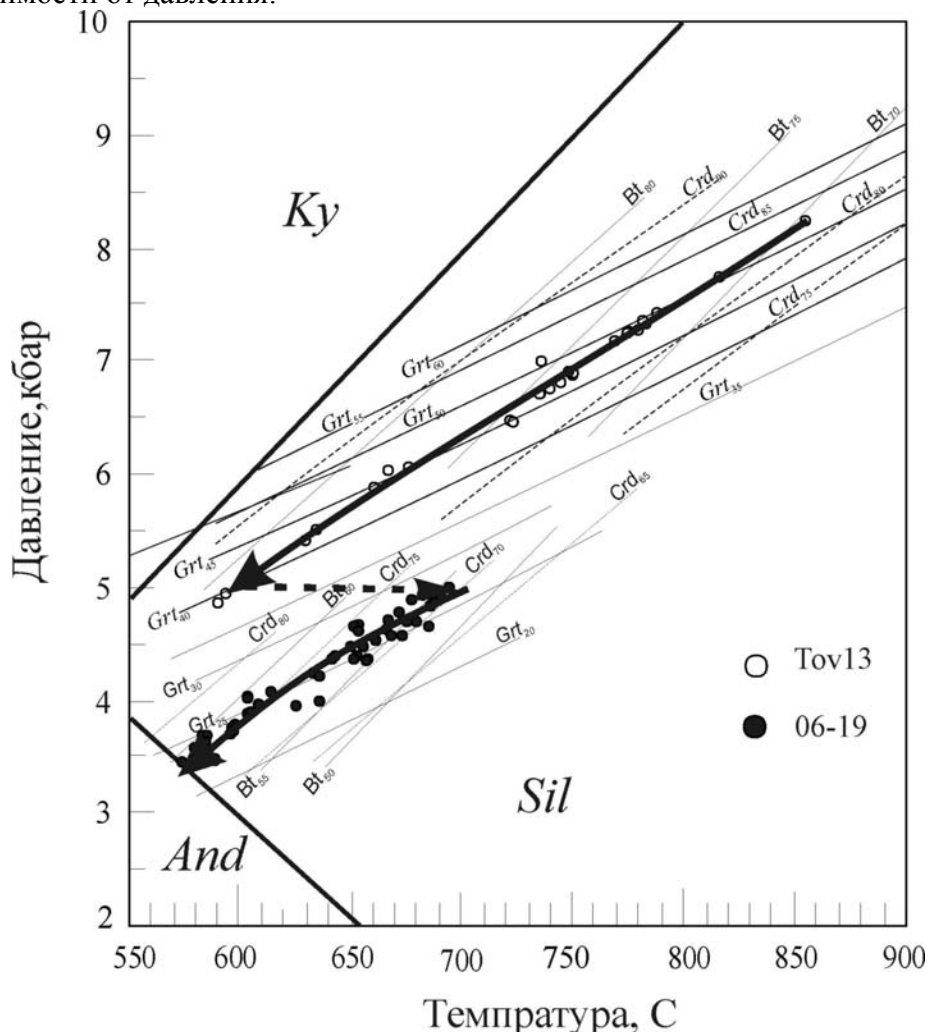


Рис. 4. P - T тренды для метапелитов из футляровидной складки Шанзи (обр. TOV13) и «поперечной складки» Кемпбелл (обр. 06-19) в окрестностях г. Мусина. Изоплеты для каждого образца рассчитаны при $a_{H_2O}^f$, заданном соответствующими уравнения (см. текст)

На рис. 4 видно, что тренд пересекает изоплеты N_{Mg}^{Grt} , но почти параллелен изоплете N_{Mg}^{Crd} . Рассчитанный диапазон давления для недеформированного обр. TOV13 (D2/M2) составил $P_{max} = 8,24$ кбар при $T_{max} = 856^{\circ}C$ и $P_{min} = 4,85$ кбар при $T_{min} = 592^{\circ}C$, а для деформированного метапелита 06-19 (D3/M3) $P_{max} = 4,99$ кбар при $T_{max} = 697^{\circ}C$ и $P_{min} = 3,45$ кбар при $T_{min} = 575^{\circ}C$. Сравнение трендов на рис. 4 показывает, что при $P \sim 5$ кбар максимальному значению температуры (T_{max}) тренда для деформированного гнейса 06-19 соответствует минимальное значение (T_{min}) для тренда недеформированного обр. TOV13. Переход от первого тренда (TOV13) ко второму (06-19) происходит путем изобарического нагрева (И).

III.2.3.3. Гнейсы района Булаи

В породах района Булаи вообще нет пород с возрастом менее 2,5 млрд. лет (Barton et al, 1994). Следовательно, они образовались на этапе D2/M2 и их тренды должны быть

близкими к P - T трендам, выведенным для образцов TOV13 и JC1 (см. рис. 3 и рис. 4). Действительно, по данным Т.В.Гери (1999) верхняя часть обобщенного P - T тренда для структуры Булаи имеет такие координаты: $P_{max} \approx 8$ кбар, $T_{max} \approx 850$ °С, и $P_{min} \approx 5$ кбар, $T_{min} \approx 600$ °С.

III.2.3.4. Сравнение P - T трендов полиметаморфизма для изученных участков Центральной Зоны комплекса Лимпопо

Для метapelитов из геологических структур районов г. Олдейз (Бакликраал) и г. Мусина (Шанзи и Кэмпбелл) характерны два P - T тренда, отражающие метаморфическую эволюцию пород, сформировавшихся на стадиях D2/M2 (недеформированные) и (деформированные) (D3/M3) пород на разных стадиях метаморфизма, что было показано на рис. 3 и рис. 4, соответственно. Легко заметить, что переход от деформационно-метаморфического цикла D2/M2 (~ 2,65 млрд. лет) к циклу D3/M3 (2 млрд. лет) осуществляется при изобарическом нагреве (горизонтальные участки на трендах рис. 5), т.е. без какого-либо геодинамического события. Этот вывод совпадает с результатами структурного и изотопно-геохронологического исследования этих пород (Kröner et al., 1999; Boshoff et al., 2004, 2006). Все породы с возрастом 2 млрд. лет обладают бластомилонитовыми структурами. Это предполагает, что повторный высокотемпературный метаморфизм гранулитов Центральной зоны явился следствием одноактного тектонического события, проявившегося в формировании зон пластических деформаций, мощность которых колеблется от микронных размеров до сотен метров. Предполагается также, что эффект вязкого трения в пределах этих зон явился источником термической энергии, вызвавшей повторный высокотемпературный метаморфизм 650 млн. лет спустя после первого метаморфизма гранулитовой фации.

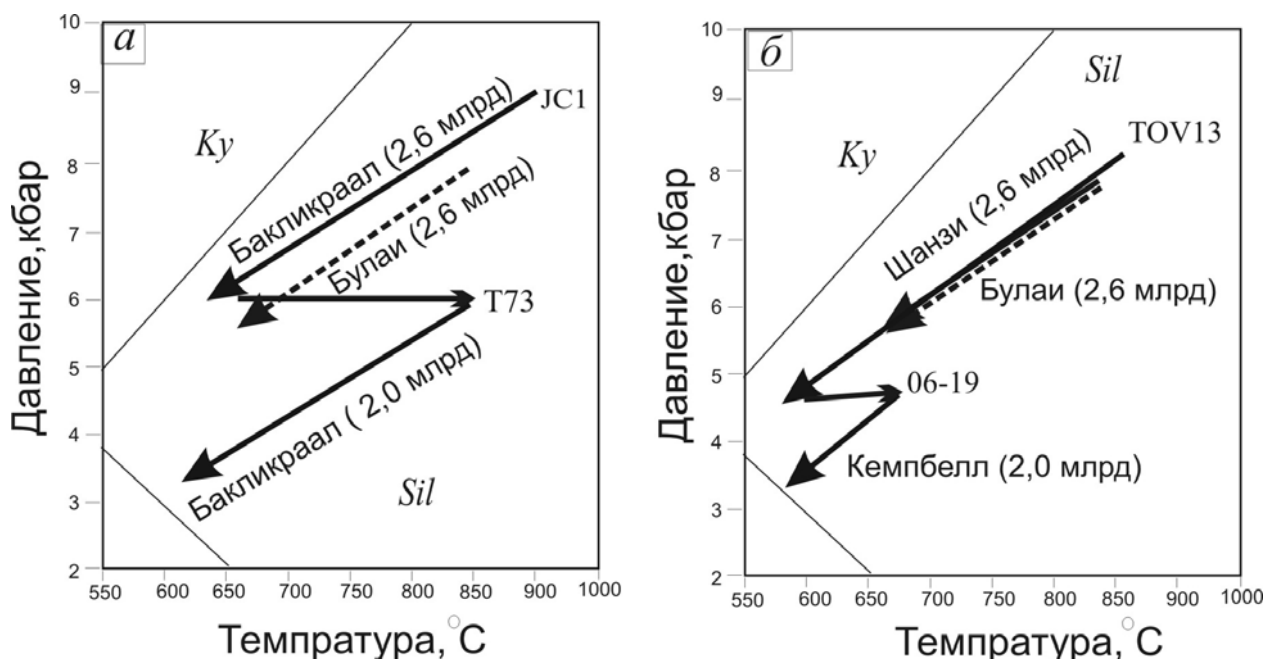


Рис.5. Термальная и динамическая история метаморфизма пород Центральной Зоны комплекса Лимпопо, Южная Африка, записанная в локальных минеральных равновесиях *а* – в районе г.Олдейз (структура Бакликраал, обр. JC1, стадия D2/M2 и обр. T73, стадия D3/M3 и *б*- в районе г. Мусина (структура Шанзи, стадия D2/M2, обр. TOV13 и структура Кампбелл, стадия D3/M3 обр. 06-19).

На обоих P - T трендах видны участки изобарического нагрева пород, на этапе D3/M3 (2 млрд. лет). Для сравнения на диаграммы нанесен гнейсовый комплекс Булаи, расположенный вблизи г. Мусина, но не затронутый повторным высокотемпературным метаморфизмом 2,6 млрд. лет.

III.3. Сравнение термодинамических условий метаморфизма пород ЦЗ с краевыми зонами комплекса Лимпопо и некоторыми другими гранулитовыми комплексами

III.3.1. Краевые зоны комплекса Лимпопо

Напомним, что как в Южной, так и Северной Зонах комплекса Лимпопо изотопно датируется лишь один этап гранулитового метаморфизма (D2/M2), ~ 2,68 млрд. лет (например, Kamber, Biino, 1995; Kreissig et al., 2001). По характеру P - T трендов среди метapelитов из Южной Зоны комплекса Лимпопо выделяются две группы (Perchuk et al., 1996, 2000): P - T тренды декомпрессионного остывания (все три Зоны) и P - T тренды субизобарического остывания (пока установлены только в Южной Зоне). Пик гранулитового метаморфизма в Южной Зоне характеризуется такими параметрами: $T = 850 - 870$ °C и $P = 7,2 - 8,2$ кбар, а пик метаморфизма пород Северной Краевой Зоны комплекса Лимпопо приходится приблизительно на $P = 8$ кбар при $T = 720$ °C (Табатабаиманеш, 2005). Как видно на рис. 3, наивысшие параметры пика метаморфизма пока установлены только в породах Центральной Зоны комплекса Лимпопо (стадия D2/M2): $T = 900$ °C и $P = 9$ кбар.

III.3.2. Токский блок Алданского щита

Ортопироксен-силлиманитовые гранулиты Алданского щита сложены ассоциацией $Opx + Sil + Grt + Bt + Pl + Kf + Qtz$. Структурные взаимоотношения Opx и Sil свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. Для определения P - T условий образования Opx - Sil гранулитов из Токского блока использован двуполевошпатовый термометр (Elkins et al., 1990). Поскольку отсутствуют надежные барометры для указанной выше ассоциации, использовалась P - T диаграмма минеральных фаций высокотемпературных и высокобарных метapelитов (Spear, 1993). Давление с ее помощью устанавливалось по нижнему пределу стабильности парагенезиса Opx - Sil - Qtz . Определено, что минимальное давление устойчивости парагенезиса этого парагенезиса при расчетной температуре $880 - 1040$ °C (водонасыщенная система) составляет ~ 11-12 кбар (Табатабаиманеш, 2005). Это существенно выше пиковых P - T параметров, установленных для пород Центральной Зоны комплекса Лимпопо.

III.3.2.3. Лапландский гранулитовый комплекс

Лапландский комплекс представляет собой дугообразную структуру, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 300 км – от скандинавских каледонид на северо-западе до Сальных тундр на юго-востоке. Мы изучили несколько образцов метapelитов из этого комплекса. Наиболее интересным и информативным оказался обр. 16-6. Ортопироксен-кордиерит-силлиманит-гранат-кварцевый кристаллосланец 16-6 имеет нематолепидогранобластовую структуру с элементами пойкилобластовой и полосчатую текстуру. В ряде участков шлифа между гранатами и кварцем наблюдается Opx - Crd симплектит. Гранат имеет регрессивную зональность. Ортопироксен встречается в двух генерациях: Opx_1 образующий тонкие, вытянутые червеобразные выделения в симплектите, а изометричные кристаллы Opx_2 встречаются во внешней мономинеральной кайме реакционных структур. Ортопироксен каймы (Opx_2) всегда менее глиноземистый по сравнению с Opx_1 . Для расчета P - T параметров использован гранат-кордиеритовый термометр и барометр $Grt + Qtz = Crd + Opx$ (Perchuk, 1990). В Лапландском комплексе, где вокруг зерен граната на контакте с кварцем встречаются Crd - Opx симплектиты, пиковые параметры метаморфизма такие: $T = 670$ °C и $P = 7,17$ кбар.

Глава IV. Интерпретация P - T трендов, выведенных для гранулитов комплекса Лимпопо

IV.1. Обзор существующих моделей формирования и эксгумации гранулитовых комплексов

В основе большинства известных гипотез лежит представление о внешних по отношению к земной коре движущих силах. К числу этих гипотез относятся (i) континентальная коллизия, (ii) растяжение земной коры, (iii) массовое внедрение магм мантийного происхождения в нижнюю часть коры (magmatic underplating), (iv) отделение холодной мантийной литосферы (crustal delamination), (v) тектонический подъем блоков земной коры и (vi) эрозия. Долгое время они оставались наиболее популярными геодинамическими гипотезами генезиса и эксгумации гранулитовых комплексов (например, England, Thompson, 1984; Harley, 1989; Thompson, 1990; Spear, 1993; Henry et al., 1997). В общем случае подъем гранулитовых комплексов к поверхности – «эксгумацию» – (England et al., 1984) эти гипотезы связывают с коллизионными или субдукционными процессами. Однако такие представления наталкиваются как минимум на две общеизвестные проблемы: 1) отсутствие осадков, которые должны накопиться в результате частичной эрозии гранулитовых комплексов и 2) отсутствие их ультравысокобарных аналогов ($P > 15$ кбар).

IV.1.1. Модель гравитационного перераспределения

Согласно модели гравитационного перераспределения (Перчук, 1993; Perchuk, 1989), докембрийская континентальная кора, сложенная в основном гранит-зеленокаменными областями и гранулитовыми комплексами, сформировалась как продукт систематического гравитационного упорядочения слоистых вулканогенно-осадочных комплексов под воздействием мантийных флюидно-тепловых потоков («плюмов»). Это заключение следует из всестороннего геолого-петрологического и геохимического тестирования модели гравитационного перераспределения. Численный тест показал (Gerya et al., 2004), что всплывание гранулитовых комплексов среди зеленокаменных областей под воздействием мантийных флюидно-тепловых потоков – единственный из возможных механизмов, который находит взаимосогласованные решения при анализе докембрийских объектов (Перчук, 2004). Процесс гравитационного перераспределения ведет к значительным неоднородностям теплового поля, как в пространстве, так и во времени и характеризуется широкими вариациями P - T трендов гранулитов, отражающих траектории их остывания и движения к поверхности. Как следствие, контрастные ID и DC тренды могут быть характерны для разных частей одного и того же комплекса. Однако проблему, типичного для таких комплексов высокотемпературного полиметаморфизма, эта модель не решала.

IV.1.2. Высокотемпературный полиметаморфизм и зоны пластических деформаций

В недавней работе (Перчук, 2005) показано, что конфигурация P - T тренда в интеграции с изотопной геохронологией позволяет решить не только задачу о природе полиметаморфизма, но и определить механизм эксгумации.

В главе «Петрография» показано, что микроширзоны присущи всем типам пород не только комплекса Лимпопо, но и для многих других гранулитовых комплексов мира. Эти микроширзоны, мощность которых составляет не более 200 микрон, сложены силлиманитом (SiI_3), кварцем и биотитом. Их взаимоотношение с недеформированными реакционными структурами остается неясным. Деформационно-метаморфический процесс D2/M2 начался 2.67 млрд. лет тому назад и продолжался более 100 млн. лет, в течение которых обширно проявился гранитный магматизм, захвативший всю площадь комплекса Лимпопо (Kröner et al., 1999). Обоснование этапа D3/M3, охватившего лишь Центральную Зону, приведено путем детальных структурных и геохронологических исследований вблизи г. Мусина (Hofmann et al., 1998; Kröner et al., 1998, 1999), где широко развиты зоны пластических деформаций, секущиеся недеформированными жилами гранитного состава. Похожие соотношения наблюдаются в плутоне Булаи (Watkeys, 1983). Нашими исследованиями полиметаморфических гранулитов из Центральной зоны комплекса Лимпопо доказано, что гранулиты деформационно-метаморфического этапа D2/M2 остыли в средней части коры ~ 2,65 млрд. лет тому назад (например, Kröner et al., 1999; Boshoff et al., 2004) и не были способны к дальнейшему перемещению в сторону поверхности из-за высокой

вязкости. Однако при повторном нагреве, т.е. на этапе D3/M3, их вязкость вновь снизилась, и эксгумация продолжилась спустя 650 млн. лет (van Reenen *et al.*, 2004; Boshoff *et al.*, 2004). Это доказывается конфигурацией интегральных P - T трендов, выведенных для всех трех структур в ЦЗ, петрология которых является предметом нашей диссертации. Во всех случаях P_{min} для события D2/M2 приблизительно равно P_{max} для события D3/M3 при $T_2 \gg T_1$, на P - T диаграмме наблюдается участок изобарического нагрева (Perchuk, 2005).

Заключение (краткая история формирования комплекса Лимпопо, записанная в локальных минеральных равновесиях)

В результате изучения истории пород Центральной Зоны и краевых зон комплекса Лимпопо были сделаны следующие выводы:

1. Подъем гранулитового комплекса Лимпопо с уровня нижней коры ($T = 900$ °C, $P = 9$ кбар) в сторону поверхности представлял собой сложный и длительный процесс и происходил по механизму гравитационного перераспределения. Пик неоархейского метаморфизма в условиях гранулитовой фации в комплексе Лимпопо достигался в разных его частях 2,69 – 2,57 млрд. лет (van Reenen *et al.*, 2004; Boshoff *et al.*, 2004). Дальнейшая эволюция комплекса связана с всплыванием гранулитов в континентальную кору при синхронном погружении более плотных metabasites и komatiites, слагающих мощные разрезы сопряженных зеленокаменных поясов в кратоне Каапвааль. Петрологические данные, приведенные в диссертации, подтверждают теорию гравитационного перераспределения пород различной плотности под влиянием мантийных флюидных потоков (Perchuk, 1989; Перчук, 1993).
2. Впервые описанные *Sil-Opx-Qtz* и *Crd-Spl-Spr-Sil-Opx-Phl* породы из Северной Краевой Зоны комплекса Лимпопо позволили оценить параметры пика метаморфизма (900 °C и 9 кбар), близкие к архейскому периоду пика метаморфизма в ЦЗ и ЮЗ комплекса Лимпопо (Табатабаиманеш, 2005).
3. Полиметаморфическая Центральная Зона комплекса Лимпопо характеризуется двумя типами геологических структур (Boshoff *et al.*, 2006): (а) неоархейских футляровидных складок (D2/M2), т.е. складок с субвертикальными осями, и (б) раннепротерозойских кулисообразных зон пластических деформаций (D3/M3), секущих складчатые структуры (D2/M2). Петрологическое исследование гнейсов из структур Баккликраал, Мусина и Булаи отражают декомпрессионное остывание (стадия D2/M2), и стадию пластических деформаций (D3), включая постпиковый рост минералов в ходе метаморфической эволюции (M3). Показано, что повторный метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации осуществляется при *субизобарическом нагреве* в средней части докембрийской коры. Предположительно этот нагрев обусловлен формированием зон пластических деформаций – их размер варьирует от десятка микрон до сотен метров – при участии просачивающегося высокотемпературного флюида. Малая мощность и неисчислимое множество таких ширзон способствуют быстрому нагреву, кислотному выщелачиванию (Кориковский, 1967) и протеканию метаморфических реакций с последующим достаточно быстрым декомпрессионным остыванием. В местах наиболее интенсивного проявления пластических деформаций этот повторный метаморфизм приводит к полному «затиранию» предыдущей истории породы (например, D3/M3 метapelites района Баккликраал) и возникновению чересполосицы изотопных возрастов. Поэтому для полиметаморфических комплексов необходимо не только знание геологических структур, но и конфигурации P - T тренда (Перчук, 2005). В интеграции с изотопной геохронологией, эти сведения позволяют решить не только задачу о природе полиметаморфизма, но и определить механизм вывода пород на поверхность. Если они остыли в средней части коры и не способны к перемещению без разогрева, то P_{min} для первого метаморфического/деформационного события (D1/M1) должно быть приблизительно равно

$P_{\max}$ для второго события (M2/D2) при $T_2 > T_1$. Иными словами, на P - T -диаграмме должен наблюдаться участок субизобарического нагрева.

Таким образом, новые эмпирические результаты нашей работы сводятся к доказательству *изобарического нагрева* при повторном метаморфизме Центральной Зоны комплекса Лимпопо. Этот нагрев синхронен образованию неисчислимого количества ширзон разной мощности, вдоль которых развиваются новые минеральные ассоциации. Интегральные P - T тренды, выведенные для полиметаморфических пород Центральной Зоны, имеют Z -образную конфигурацию (Перчук, 2005), позволяющую однозначно отличать один деформационно-метаморфический цикл от другого.

Список опубликованных работ по теме диссертации

1. *Табатабаиманеш С.М.* Петрография и условия образования гранат-ортопироксен-кордиеритовых реакционных структур в метапелитах Северной Краевой Зоны гранулитового пояса Лимпопо (Южная Африка) // Вестник Моск. ун-та. 2005.сер. 4. Геология. № 4. С. 26-36.
2. *Табатабаиманеш С.М.* Гиперстен-силлиманитовые ассоциации: примеры с алданского щита и из комплекса Лимпопо(Южная Африка) // Вестник Моск. ун-та. 2005. # 5.
3. *Perchuk L. L., van Reenen D. D., Smit C. A., Vankal D. A., Boshoff R., Varlamonov S.M., Tabatabaeimanesh S.M.* Isobaric heating recorded in polymetamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain, South Africa. *Jornal of Petrology*.2006 (to be submitted).
4. *Табатабаиманеш С.М.* P - T условия образования ортопироксен – кордиеритовых коронарных структур в гранулитах из Зоны Палала в поясе Лимпопо (Южная Африка) Тез. докл. На Междунар. Конфер. «Новые идеи в науках о Земле» Москва.2005.С. 300.
5. *Tabatabaeimanesh S.M.* Petrology of silimanite-quartz-cordierite crown structures formation in metapelites from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain, South Africa .«12th Iranian researches conference in Europe». Manchester. United Kingdom . 2004.
6. *Tabatabaeimanesh S.M.* Reaction textures in metapelites Northern Zone of limpopo (South Africa).« 13th Iranian researches conference in Europe».Leeds.United Kingdom .2005.
7. *Табатабаиманеш С.М.* Гранат-силлиманитовые реакционные структуры в метапелитах Центральной Зоны Лимпопо (Южная Африка) Тез. докл. На Междунар. Конфер. студентов и аспирантов «Ломоносов» по фундаментальным наукам. Москва. МГУ. 2005. С. 78-70.