РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

ТОМ I

МОСКВА
1999

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
РФФИ

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

ТОМ I

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА
ГЕОС
1999

ББК 26.3
Т 31
УДК 549.903.55(5)

Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Том I. – М.: ГЕОС, 1999. – 412 с.
ISBN 5-89118-061-8

На Совещании приоритет будет отдаваться докладам по следующим проблемам:

- общие вопросы взаимосвязи тектоники, магматизма и метаморфизма; использование данных по магматизму и метаморфизму для решения геодинамических задач;
- особенности взаимодействия тектонических, магматических и метаморфических процессов в разных оболочках литосферы;
- тектонические движения и вызывающие их причины;
- модели эволюции и строения тектонических элементов Земли по совокупности тектонических и петрологических данных;
- тектоно-магматические и метаморфические процессы и геодинамика океана;
- результаты региональных исследований по изучению связи тектоники, магматизма и метаморфизма;
- общие хронологические закономерности проявления тектоно-магматических и метаморфических процессов в истории Земли; глобальные эпохи, рубежи;
- эволюция тектоно-магматической деятельности и метаморфизма в истории Земли, нелинейные геодинамические эффекты;
- геодинамические обстановки современного и позднекайнозойского вулканизма;
- геодинамические обстановки магматизма активных континентальных окраин;
- внутриплитный магматизм и его геодинамическая природа; плюмы, горячие точки и поля; вулканические центры;
- погружение пород на глубину и выведение на поверхность (эксгумация) глубинных пород и минералов;
- решение тектонических и геодинамических задач с использованием методов петрологии, изотопной геохимии, термобарометрии, термобарогеохимии;
- исследование взаимодействия тектоники, магматизма и метаморфизма с использованием физического и численного моделирования.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Нагорный Карабах, Турагачайская зона, оз. Каннытель. Покров базальтов MORB на серпентинитовом меланже.
Фото Ю.В.Карякина

ББК 26.3
Т 31
ISBN 5-89118-061-8

© ГИН РАН, 1999
© ГЕОС, 1999

ПРОГРАММА
XXXII Тектонического совещания
"Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма"

2 февраля

Пленарное заседание

$10^{\underline{00}} - 13^{\underline{30}}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 611)

Леонов Ю.Г. – вступительное слово

Пущаровский Ю.М. – вступительное слово

1. *Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В.* – Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники
2. *Миллер Ю.В.* – Полные тектонометаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит
3. *Сомин М.Л.* – Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты
4. *Скляров Е.В.* – Метаморфические процессы и террейновый анализ
5. *Минц М.В.* – Тектоника плит: базовые модели, эволюция от раннего архея до фанерозоя
6. *Яковлев Л.Е.* – Метаморфогенная инфильтрация воды в базальтовый слой и кратонизация океанической коры

$14^{\underline{30}} - 18^{\underline{00}}$. *Вечернее заседание*

1. *Хаин В.Е.* – Многоуровенная мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики
2. *Грачев А.Ф.* – Мантийные плюмы, рифтогенез и геодинамика
3. *Гончаров М.А.* – От тектоники литосферных плит – снова к тектонике Вегенера?
4. *Глебовицкий В.А.* – Коллизионные орогены архея и палеопротерозоя и эволюция их метаморфизма
5. *Митрофанов Ф.П.* – Внутриплитные плюмовые процессы горячих полей и точек, их эволюция во времени и пространстве и расслоенность литосферы Кольской структуры

6. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н.* – Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники

Обсуждение докладов

3 февраля

Секционные заседания
Секция А.
Тектоника, магматизм, метаморфизм докембрия

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 415)

1. *Божко Н.А.* – Тектоника и магматизм кратона Зимбабве в позднем архее
2. *Волобуев М.И.* – Доархейский этап формирования литосферы Земли: чтение изотопного кода
3. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* – Эволюция тектонических условий проявления анортозитового магматизма Алданского щита
4. *Негруца Т.Ф., Негруца В.З.* – Общие закономерности тектономагматических и метаморфических процессов на рубеже архея и протерозоя
5. *Сыстра Ю.И.* – Магматизм и метаморфизм глубинных разломов восточной части Фенноскандинавского щита
6. *Тевелев Арк.В., Гроховская Т.Л.* – Тектонический режим становления раннепротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита

$14^{30} - 16^{30}$. *Вечернее заседание*

1. *Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.* – Новый взгляд на эволюцию Алдано-Станового региона в раннем докембрии
2. *Куликова В.В., Куликов В.С.* – Докембрийский палеорифтогенез Фенноскандии
3. *Морозов Ю.А, Шолпо В.Н.* – Деформационно-вещественные неоднородности как реперы полистадийной эволюции коры (архей кольской серии)

Обсуждение докладов

Секция Б.
Тектоника и магматизм Альпийского пояса

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 301)

1. *Вигинский В.А.* Два типа орогенов – два типа реализации коллизионных процессов в зонах конвергенции плит
2. *Фролов В.Т. Щербакова М.Н.* – Геодинамика Крыма в мезозое и кайнозое
3. *Емец А.В., Гайдучок В.В.* – Геодинамика территории Крымского полуострова в мезозойское время
4. *Милеев В.С., Розанов С.Б.* – Стресс-метаморфические и гидротермальные процессы при покровообразовании в Горном Крыму
5. *Карякин Ю.В.* – Геохимия и геодинамика вулканических толщ группы Диаризос (о-в Кипр)

$14^{30} - 18^{00}$. *Вечернее заседание*

1. *Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Красивская И.С., Симон А.К.* – Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой
2. *Короновский Н.В., Демина Л.И., Симонов Д.А., К.Сидерис, К.Кирякопулос, А.Маганос* – Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса
3. *Гиоргобиани Т.В.* – Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа
4. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* – Петрогенетическая модель магматитов Дзирульского кристаллического массива в свете тектонической расслоенности земной коры
5. *Шенгелая Г.Ш.* – Комплексное решение вопросов геодинамики южного склона Большого Кавказа

Обсуждение докладов

Секция В.
Тектоника, магматизм и метаморфизм восточной окраины Азии

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 816)

1. *Константиновская Е.А.* – Роль структуры континентальной окраины в геодинамике коллизии дуга–континент

2. *Сычев П.М.* – Магматизм глубинных процессов в островных дугах
3. *Филатова Н.И.* – Геодинамические обстановки формирования и эволюции мезозойских орогенических поясов сопредельных Китайско-Корейских регионов
4. *Фролов В.Т.* – Историческая геодинамика восточной окраины Азии
5. *Авдейко Г.П.*, †*Волынец О.Н.*, *Егоров Ю.О.* – Вулканотектоническое районирование и геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы

$14^{30} - 18^{00}$. *Вечернее заседание*

1. *Сахно В.Г.*, *Чащин А.А.* – Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии.
2. *Ермаков В.А.*, *Гарагаш И.А.*,.*Лобковский Л.И.* – Роль эклогитов в формировании структур активной континентальной окраины
3. *Имаев В.С.*, *Имаева Л.П.*, *Козьмин Б.М.*, *Сурнин А.А.* – Сейсмоактивные сдвиги - генераторы современных впадин pull-apart на Северо-Востоке Азии
4. *Рассказов С.В.* – Геохронологическая систематика позднекайнозойского вулканизма Юго-Восточной Азии и ее геодинамическое приложение
5. *Чехович В.Д.*, *Леднева Г.В.* – Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки

Обсуждение докладов

Секция Г.
Палеозоиды Евразии

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 611)

1. *Буслов М.М.* – Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана и палеотектоника Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатой областей
2. *Гордиенко И.В.* – Структурно-магматическая зональность средне-позднепалеозойских и мезозойских вулканоплутонических поясов на активных континентальных окраинах складчатого обрамления юга Сибирской платформы, ее геодинамическая интерпретация

3. *Бакиров А.Б., Сакиев К.С., Укудеев Т.У., Ивлева Е.А.* – Магматизм и метаморфизм в геодинамической эволюции Тянь-Шаня
4. *Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х.* – Геодинамическая природа зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана
5. *Иванов К.С.* – Палеогеодинамика Урала
6. *Каретин Ю.С.* – Вулканизм и тектогенез палеозоид Уральского подвижного пояса – эквиваленты процессов в активных континентальных окраинах

$14^{30} - 18^{00}$. *Вечернее заседание*

1. *Пучков В.Н.* – Структурные связи доуралид
2. *Мизенс Г.А.* – К геологической истории Урала в среднем палеозое
3. *Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э., Козьменко О.А., Куренков С.А.* – Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала
4. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В, Курковская Л.А.* – Ордовикские и силурийские кремнисто-базальтовые комплексы Южного Урала и их связь с офиолитами
5. *Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н.* – Геология и изотопно-геохимическая систематика гранитоидов Восточного Урала

Обсуждение докладов

Стендовая сессия

(рекреация аудитории 611)
(см. стр. 13)

Секционные заседания

Секция Д.
Тектоника и магматизм платформ

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 415)

1. *Кравченко С.М.* – Особенности магматизма и металлогении древних платформ как следствие плюм- или плейт-тектоники

2. *Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* – Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы
3. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А.* – Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона
4. *Чайкин В.Г.* – Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы
5. *Беэр М.А., Щукин Ю.К.* – Глубинное строение и геодинамика периферии Восточно-Европейской платформы

$14^{30} - 18^{00}$. *Вечернее заседание*

1. *Сиротин В.И., Трегуб А.И., Ненахов В.М.* – Геодинамическая интерпретация перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы
2. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Салтыков О.Г.* – Область внутриконтинентального среднепалеозойского магматизма восточной части Сибирской платформы.
3. *Старосельцев В.С.* – Геодинамика областей интенсивного траппового магматизма на древних платформах
4. *Мусатов Е.Е.* – Рубежи тектономагматической активизации в позднемезозойской – кайнозойской эволюции Арктики
5. *Шарков Е.В.* – Взаимодействие кровли астеносферного диапира и континентальной коры в областях внутриплитного магматизма (на примере Сирии)

Обсуждение докладов

Секция Е.
Общие вопросы геодинамики

$10^{00} - 13^{00}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 301)

1. *Соколов С.Д.* – Эволюция и тектоника
2. *Артюшков Е.В.* – Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия
3. *Авсюк Ю.Н., Александров С.И., Галкин И.Н., Гамбурцев А.Г., Олейник О.В.* – Сопоставление современных тектонических и других природных и социальных процессов. Атласы временных вариаций

4. *Дмитриевский А.Н., Володин И.А.* – Введение в квантовую геодинамику
5. *Муравьев В.В., Видяпин Ю.П.* – Общепланетарная система поясов магмогенерации
6. *Трубицын В.П., Рыков В.В., Соболев С.В.* – Геодинамическая модель современной Земли
7. *Яницкий И.Н.* – О флюидопроводящих термогидромассивах в недрах Земли (научные и прикладные аспекты флюидодинамики)

Обсуждение докладов

5 февраля

Пленарное заседание

$10^{00} - 13^{30}$. *Утреннее заседание*
(аудитория 611)

1. *Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В.* – Влияние глобальных неоднородностей в мантии Земли на формирование асимметричной структуры земной коры
2. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б.* – Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные
3. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И.* – Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные
4. *Никишин А.М., Циглер П.А.* – Внутриплитная тектоника и магматизм на границе перми и триаса как реакция на глобальную реорганизацию кинематики плит и нестабильность мантийной динамики
5. *Андреев С.И., Петухов С.И., Ловчикова Т.Л.* – Геодинамика Мирового океана
6. *Силантьев С.А., Базылев Б.А., Дмитриев Л.В., Плечова А.А.* – Петрологическая оценка геодинамических параметров мантийного диапиризма в Срединно-Атлантическом хребте

$14^{30} - 16^{30}$. *Вечернее заседание*
(аудитория 611)

1. *Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М.* – Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности
2. *Розен О.М.* – Расплавные горизонты в коре коллизионных зон: Гималаи и Кавказ
3. *Лукьянов А.В.* – Нисходящее движение магм (к вопросу о миграции геофизических границ в толще литосферы)
4. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д., Волож Ю.А.* – Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли

Ю.Г.Леонов – Заключительное слово

$16^{30} - 18^{00}$.
ОБЩАЯ ДИСКУССИЯ
(аудитория 611)

ЗАСЕДАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ
(рекреация аудитории 611)

Авдейко Г.П., Широков В.А., Егоров Ю.О., Палуева А.А. – Особенности взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской литосферных плит в районе Камчатки по сейсмологическим данным

Аксаментова Н.В. – Раннепротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности магматизма и геоструктурная позиция

Апрелков С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В. – Структура Уннейваямского вулканического поля юга Корякского нагорья и особенности размещения оруденения по геофизическим данным

Апрелков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. – О единстве структурно-вещественных систем Камчатки и Корякского нагорья

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Глазнев В.Н. – Палеозойская тектономагматическая активизация северо-восточной части Балтийского щита: оценка геодинамической природы

Архипова А.А., Найденков И.В. – Геодинамические обстановки в раннем докембрии Западной Беларуси (по данным изучения гранитоидов)

Бабарина И.И. – Стадии формирования раннепротерозойской коллизионной структуры Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита

Балашов Ю.А. – Динамика развития системы метеориты–Луна–Земля

Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. – Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины

Баскина В.А. – Активность рифтогенных геосинклиналей Приморья в позднем мелу - палеогене

Баскина В.А. – Раннеорогенные андезиты Сихотэ-Алиня – неоднозначность палеотектонических интерпретаций

Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. – Использование геохимических особенностей карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского палеомикроконтинента в решении геодинамических задач

Белоусов В.И. – Металлогеническая тектоностратиграфия Алая и других покровно-складчатых сооружений: новое направление в металлогении с позиций геодинамики

Бембинова Е.Ю. – Количественный анализ внутриплитных вертикальных движений (на примере Московской синеклизы)

Бердников Н.В., Карсаков Л.П. – Термобарогеохимические свидетельства коллизионной природы высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня

Бобров А. М. – Вязкие напряжения на окраинах движущегося континента

Болотов С.Н. – Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины

Борняков С.А. – Механизм сегментации разломов и их фрактальные свойства (по результатам физического моделирования)

Бочкарев В.С. – Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем

Брежнев В.Д. – Среднеазиатский сегмент Прототетиса: геодинамика и геохронология этапов тектонической эволюции

Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П., Мишульский М.И. – Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна

Вадковский В.Н. – Является ли движение континентов броуновским?

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. – Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. – Присдвиговый метаморфизм в зоне краевого шва Сибирского кратона

Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Костенко Н.П., Мострюков А.О., Никольская Н.Е., Сим Л.А. – Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье)

Васильева Т.И. – Становление континентальной коры в Северном Приладожье в раннем протерозое

Ващилов Ю.Я. – Закономерность в сочетании слоев и плотностных неоднородностей литосферы в форме блоков (террейнов, плит) и её геолого-геофизическое значение

Вержбицкий В.Е., Левченко О.В. – Особенности структуры зоны внутриплитных деформаций океанической литосферы на севере Центральной котловины Индийского океана по данным детального структурного картирования

Вигинский В.А. – Тектонофациальный анализ – универсальный метод картирования деформаций осадочных комплексов

Войнова В.И., Приходько В.С. – Вулканиты в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь)

Волобуев М.И. – Изотопные ограничения геодинамической природы мантийного резервуара вулканитов горячих точек океана

Володин И.А., Гуфельд И.Л. – Автосолитоны во флюидогеодинамике

Волошин А. В. – Разрывные парагенезисы в магматогенных структурах центрального типа Закарпатья

Вотах О.А., Деев Е.В., Левчук М.А. – Геодинамика фациального и формационного состава тектонических единиц земной коры

Гатинский Ю.Г. – Щелочной магматизм и редкометальное-редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники

Гельман М.Л. – О чем рассказывают дискриминантные и другие петрохимические диаграммы: критика узнавания геодинамических образов

Гельман М.Л. – Позднемезозойские пояса гранитных батолитов и регионального метаморфизма на Северо-Востоке Азии: тектонические и геодинамические обстановки формирования

Генералова Л.В., Гнилко О.М. – К вопросу об обдукции офиолитовых аллохтонов (на примере Северо-Восточной Ферганы и Украинских Карпат)

Гесь М. Д. – Два эпизода субдукции – два типа островодужных систем каледонид Тянь-Шаня

Гиоргобиани Т.В. – Шолевая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья

Гитис В.Г., Ермаков Б.В. – Информационные технологии комплексного анализа пространственно-временных геолого-геофизических данных

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В. – Раннедокембрийские офиолиты в структуре Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы

Голубев В.М. – Астеносферная субдукция и океанизация

Голубев В.М. – Парадигма актуальной геодинамики

Голубева И.И. – Структуры «циркульных глыб» и кислый эксплозивный магматизм на Полярном Урале

Гоникберг В.Е. – Агардагская зона Юго-Восточной Тувы – вулканиты и ассоциирующие породы как показатели эволюции палеотектонических обстановок

Гоникберг В.Е. – Орогенный гранитоидный магматизм в тектонической эволюции северо-западной окраины Сангиленского сиалического массива Тувы

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. – Перколяционные кластеры как главный структурный мотив литосферы

Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. – Раннеюрский базальтовый вулканизм Альпийского пояса и геодинамические обстановки его формирования (на примере Малого Кавказа и других регионов)

Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. – Новый квантовый подход к теории очага землетрясения

Гусев Е.А. – К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины

Демин Ю.И., Промыслова М.Ю. – Взаимосвязь тектоники, теплового режима, кислого магматизма и связанного с ним оруденения Юго-Западного Алтая по данным численного моделирования на ЭВМ.

Демина Л.И, Короновский Н.В. – Геодинамические следствия процессов гидратации–дегидратации в земной коре

Дибнер В.Д. – Ведущая роль астеносферных линз в геодинамике платформенной земной коры

Егоров А.С., Зотова И.Ф., Чистяков Д.Н., Костюченко С.Л. – Глубинное строение и эволюция литосферы по геотраверсу Рубцовск – мыс Невельского

Егоров А.С., Чистяков Д.Н. – Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций

Жуланова И.Л. – К методологии исследования взаимосвязи петрогенетических и тектонических процессов (о предпосылках создания геосинергетики)

Захаров В.С. – Моделирование теплового режима коллизионной зоны

Захаров О.А., Захарова А.А. – Геодинамика и метаморфизм зоны Уралтау (Южный Урал)

Иванов А.И. – Поле напряжений на поверхности и в теле вулканического конуса

Иванов К.С., Быковская Е.А., Федорова Н.В., Бикбаев А.З. – К тектонике Западно-Уральской мегазоны

Изосов Л.А. – Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К., Макки К. – Спорные моменты в выделении Момского рифта (Северо-Восток России)

Каретин Ю.С. – Петрохимический способ приближенных оценок глубин магмогенерации базальтов разных геодинамических обстановок

Клавдиева Н.В. – Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемеловое–кайнозойское время

Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Предовский А.А., Иванов А.А. – Геодинамические обстановки докембрия и фанерозоя – методы реконструкции и сопоставления

Коновалов Ю.И. – Геохимия базальтов и геодинамика глубоководных котловин Японского моря

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. – Признаки существования допалеозойской олистостромы в метаморфитах Урала

Коротаев М.В., Ершов А.В. – Осадочные бассейны с океанической корой в обстановке сжатия - моделирование погружения Южного Каспия, Черного и Баренцева морей

Костенко Н.П., Панина Л.В., Брянцева Г.В. – Структурно-геоморфологическая приуроченность действующих и плейстоценовых вулканов

Кочемасов Г. Г. – Волновая планетарная тектоника Земли и особенности вызванного ею магматизма

Крылов К.А. – Корреляция геологических событий позднего мезозоя Кипра, палинспастические реконструкции и уточнение геодинамической природы офиолитов Троодоса (Кипр)

Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. – Мантийные процессы и новейший орогенез Алтае-Саянской области

Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. – Об ордовикском возрасте и анорогенной природе палеозойских гранитов в эпирифейском Тувино-Монгольском микроконтиненте.

Кулаковский А.Л. – Некоторые аспекты связи метасоматоза и тектогенеза

Левицкий В.И. – Типизация и принципы выделения структурных элементов континентальной коры

Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г. – Хемостратиграфия карбонатных толщ как дополнительный метод решения геодинамических задач (на

примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы)

Литасов К.Д., Иванов А.В., Мальковец В.Г. – Источники обогащения рифтовых вулканитов несовместимыми элементами по данным изучения ксенолитов из базальтов Восточного Забайкалья

Литасов К.Д., Литасов Ю.Л., Шарыгин В.В. – Сравнение мантийных ксенолитов из базальтов осевой и окраинной частей Байкальской рифтовой системы

Лучицкая М.В. – Гранитоидный интрузивный магматизм южной части п-ова Тайгонос как показатель становления структуры

Лялина Л.М. – Микровключения кварца (Рамановская спектроскопия) в минералах Лапландского гранулитового пояса

Макаренко Г.Ф. – Глобальная структурная симметрия Земли и тепловые линзы под покровными базальтами

Макаров В.П. – О геотектонической позиции и об экзогенном источнике вещества карбонатитов (по изотопно-геохимическим данным)

Мигурский А.В. – Связь траппового магматизма и тектоники на юге Сибирской платформы

Минц М.В. – Параметры состояния архейской литосферы (к правомерности актуалистического подхода при исследовании геодинамических процессов в архейской тектоносфере Земли)

Митрохин А.Н., Саядян Г.Р. – Криничный сдвиговый рудно-магматический дуплекс растяжения (Южное Приморье)

Морозов Ю.А., Смульская А.И. – Тектонические причины объемной неоднородности метаморфизма в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины

Наливкина Э.Б. – Развитие тектоники, магматизма, метаморфизма, оруденения в раннедокемб-рийской континентальной коре

Неволин П.Л., Митрохин А.Н. – Структуры Сергеевского блока древних метаморфических пород как отражение регионального сжатия (Южный Сихотэ-Алинь)

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. – Четыре криптозойских мегацикла взаимосвязанного развития тектоники, магматизма и метаморфизма

Никишин А.М., Ершов А.В., Брунэ М.-Ф. – Деламинация субдуцированного литосферного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма

Николаев В.Г. – Эволюция континентальных деструктивных осадочных бассейнов

Осипенко А.Б., Стефанов Ю.М. – Структурный контроль и границы распространения массивов альпинотипных ультрамафитов Восточной Камчатки

Павлов А.В., Лазуркин Д.В. – Земная кора Баренцева моря и особенности ее формирования

Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г. – Перидотиты Прибрежного пояса Тайгоноса: химический состав минералов как показатель геодинамической обстановки формирования офиолитов

Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л. – Черноморская впадина как естественный автоклав

Петухова Л.Л., Приходько В.С. – Позднекайнозойский вулканизм на континентальной окраине Дальнего Востока России: региональные особенности

Полетаев А.И. – Узловые структуры земной коры: тектоника, геодинамика, магматизм

Пчелинцев С.В. – Деформационные и метаморфические структуры северной части Чашковского гранито-гнейсового массива (Южный Урал).

Рихтер Я.А. – Геодинамика формирования структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины

Родкин М.В. – Геодинамика Южного Каспия и проблемы невязок водного баланса и нефтегазоносности Каспийского региона

Розен О.М. – Миграция очагов мантийного магматизма в фанерозое Сибирского кратона: многослойная мантийная конвекция ?

Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. – Кайнозойская субдукция срединно-океанического хребта под западную окраину Северной Америки

Рудаков С.Г. – Многообразие геодинамических связей салаирских тектонических перемен

Рудаков С.Г. – Прототетис как целостный элемент планетарной системы байкальских океанов

Рыков В.В., Трубицын В.П., Трубицын А.П. – Компьютерные трехмерные модели дрейфа континентов, формирования и распада Пангей

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. – Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства)

Ряховский В.М., Ильин И.А., Лебедев И.О. – Геоинформационные системы в геологии

Савельева В.Б. – Метаморфизм, метасоматоз и гранитоидный магматизм в пограничных структурах (на примере юго-восточной части Главного Саянского разлома, Южное Прибайкалье)

Савко К.А. – Петрология и метаморфическая эволюция гранулитов КМА

Сафонова И. Ю. – Позднекембрийско-раннеордовикская океаническая кора в северо-западной части Горного Алтая (засурьинская свита)

Сахно В.Г., Матюнин А.П. – Восточно-Азиатская система континентальных поясов. Магматизм и геодинамика

Свешников К.И., Красовский С.С., Пащенко В.Г., Куприенко П.Я., Красовский А.С. – Генетические типы земной коры Украинского щита

Семенов И.В. – Габбро-гипербазитовые массивы в палеоспрединговой структуре Урала – тектонически совмещенные при ее формировании блоки океанической и континентальной литосфер

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Меньшагин Ю.В. – Геодинамика становления структуры северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Сибирская платформа)

Скринник Л. И. – К геодинамике Юго-Восточного Казахстана

Слабунов А.И. – Магматические и метаморфические комплексы позднего архея – индикаторы субдукционной и коллизионной геодинамических обстановок в восточной части Балтийского щита

Славинский В.В. – Внутриплитное образование плато Онтог-Джава

Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А. – Структурно-тектоническая природа некоторых волноводов земной коры континентального типа в разрезе Кольской сверхглубокой скважины

Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А., Горбацевич Ф.Ф., Кузнецов Ю.И. – Некоторые вопросы палеогеодинамики континентальной земной коры в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (элементы симметрии, анизотропии и дисимметрии)

Смирнова Л.В., Буслов М.М., Тейниссен К., Дельво Д., Травин А.В, Дехандшуттер Б. – Кинематический и динамический анализ разломов в зоне сочленения Горно-Алтайских и Западно-Саянских структур

Смирнова М.Н. – Минераловодская тектономагматическая кольцевая структура

Соколов В.Б. – Строение зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской плитой и проблема землетрясений этого региона

Соколов В.Б. – Строение и характер сочленения крупных геотектонических структур Восточно-Европейской платформы по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе ГРАНИТ

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Лучицкая М.В. – Эволюция мезозойской конвергентной границы между Евразией и Пацификой

Сорока Е.И., Рябинин В.Ф. – Трансформация пород Малдинского комплекса в период коллизионного этапа развития Уральской складчатой системы

Старосельцев В.С. – Маркирующие покровы – основа корреляции и тектонических реконструкций платобазальтов

Старосельцев К.В. – Петрологические и геохронометрические предпосылки уточнения строения погребенного фундамента Сибирского кратона

Стогний Г.А., Стогний В.В. – Тектоническая расслоенность и магматизм Юго-Востока Сибирского континента

Талицкий В.Г. – К проблеме «коллизионного» магматизма (тектонофизический аспект)

Тверитинова Т.Ю. – Некоторые особенности размещения узлов позднеальпийского магматизма в структуре Центрального Кавказа и влияние магматизма на стиль позднеальпийской тектоники в разновозрастных комплексах

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. – Сдвиговые магматические дуплексы

Терехов Е.Н. – Структурно-вещественная эволюция глубинных пород при их выдвижении в верхние уровни земной коры (на примере Лапландско-Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит)

Тибилов И.В. – Позднемезозойские проградационные прогибы Чукотки

Тибилов И.В. – Системный анализ позднемезозойских эндогенных образований Центральной Чукотки

Тихомиров П.Л. – Гранитоиды Центральной Чукотки как индикаторы геодинамической обстановки

Тишкин Б.М. – Результаты моделирования пространственно-временных параметров структур в Солнечной системе в связи с геологическими процессами.

Травин В.В., Коншин В.А. – К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита

Удоратина О.В., Андреичев В.Л., Кузнецов Н.Б. – Гранитоиды Протоурала: новые данные о составе и геодинамическая интерпретация

Уфимцев Г.Ф. – Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии

Фатеев Г.Д. – Шнековый механизм формирования разноранговых структурных каркасов литосферы

Федоров П.И., Филатова Н.И. – Позднемеловые – кайнозойские зоны растяжения северо-восточной континентальной окраины Азии (Россия) и сопутствующий магматизм

Федоров Т.О., Тихомиров П.Л. – Геодинамические комплексы магматитов района Миасского синтаксиса (Южный Урал)

Федоровский В.С. – Интерференция деформаций и коллизионный тектогенез

Филимонов А.В. – Типы метаморфизма Юго-Западного Забайкалья

Фокин П.А. – Провинции и геодинамические особенности девонского вулканизма Восточно-Европейской платформы

Фридовский В.Ю. – Позднемезозойские динамические режимы, тектонометаморфические и тектономагматические процессы в рудных районах Верхояно-Колымской орогенной области

Фролова Т.И. – Магматизм как индикатор деструктивных структур континентов

Фролова Т.И., Бурикова И.А. – Являются ли известково-щелочные серии трассерами субдукционных обстановок?

Хераскова Т.Н. – Проблемы строения докембрийских массивов Центрального Казахстана

Холин В.М., Стрик Ю.Н. – Модель геодинамического развития Алексеевско-Воронецкой синклинорной зоны КМА в нижнем протерозое

Худолей А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р., Кропачев А.П., Химан Л., Занин А.М., Подковыров В.Н., Сухоруков В.И. – Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России

Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. – Геодинамические условия проявления гипербазит-базитового магматизма Северного Прибайкалья (Восточная Сибирь)

Черкасов Г.Н. – Решение геодинамических задач деструктивных стадий эволюции земной коры на основе пространственной рудной зональности осадочных комплексов подвижных областей

Черкасов Г.Н. – Решение динамических задач бокситообразования с использованием методов термобарогеохимии и барометрии

Черкасов Р.Ф. – О гиперболическом характере эволюции Земли в неогее

Чиков Б.М. – Коллизионные механизмы структурирования и коллизионный метаморфизм окраинно-континентальных областей Восточной Азии

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. – Внутриконтинентальные коллизионные структуры и коллизионный метаморфизм Алтая

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. – Структура и эволюция зоны Лесновского надвига (Северная Камчатка)

Шатров В.П. – Особенности структурной эволюции Тагильского прогиба в палеозое – мезозое

Шевчук В.В., Кузь И.С., Кузь О.Н. – Давление как фактор метаморфизма и влияние на него тектонических сил

Шеремет О.Г. – Исследование глубинной структуры Байкала на основе моделирования грави-магнитных полей

Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. – Происхождение и карта докембрийских комплексов Алданского щита в свете данных о глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии развития Земли

Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. – Структура фрагмента меловой палеоостровной дуги Черного моря

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. – Супрасубдукционный офиолитовый комплекс Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии: первая находка метабонинитов в архее

Эз В.В. – Структурообразование в условиях метаморфизма

Яныгин В.В. – Геодинамический доминант закономерного тектонического контроля повышенно-алмазоносных трубок в семиранговой структуре поля кимберлитовых внедрений

Г.П.Авдейко, О.Н.Волынец†, Ю.О.Егоров[1]

Вулкано-тектоническое районирование и геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы

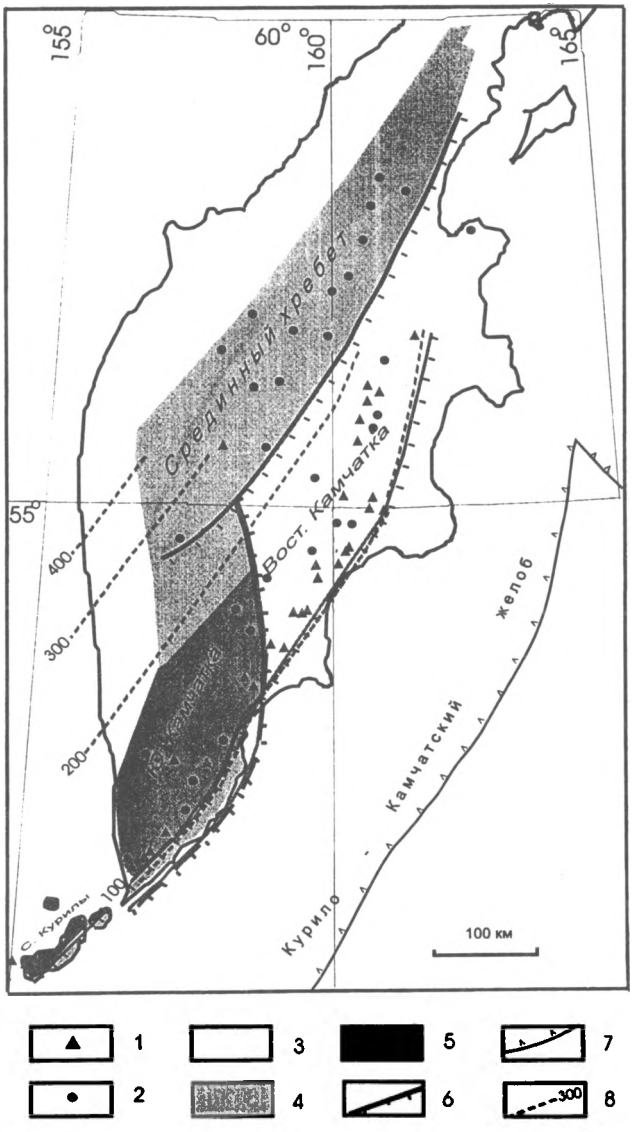
1. Тектоническая структура Курило-Камчатской островодужной системы сформировалась в результате длительного взаимодействия крупных литосферных плит – Кула, Тихоокеанской, Евразиатской и Северо-Американской, а также более мелких плит окраинных морей – Беринговоморской и Охотоморской. Современную жесткую тектоническую раму определяют разновозрастные вулканические пояса, представляющие собой фрагменты вулканических дуг над зонами субдукции. Западно-Камчатская вулканическая дуга была активной в палеогене. Система вулканических дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов Срединного хребта, Южной Камчатки и Курильских островов начала формироваться в конце олигоцена – начале миоцена.

Возможны два типа сочленения вулканических дуг Срединного хребта и Южной Камчатки: либо это было обычное сочленение двух дуг под углом около 130°, как показано на прилагаемой карте (рис.), либо это было сочленение по системе трансформных разломов типа дуга–дуга, которые в современной структуре маркируются Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций. Курило-Камчатская система приобрела современный вид в конце миоцена – начале плиоцена, когда заложилась новая зона субдукции под Восточную Камчатку и прекратила свое существование субдукция под Срединный хребет. Под Южной Камчаткой и Курильскими островами наблюдается унаследованный с миоцена характер субдукции.

2. В соответствии с тектонической историей и геодинамическими параметрами взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской плит выделяются следующие районы (сегменты) Курило-Камчатской островодужной системы (см. карту): Восточно-Камчатский, Южно-Камчатский, Курильский.

Восточно-Камчатский сегмент, представляет собой начальный этап (5–7 млн лет) развития прямой субдукции, причем время опускания края Тихоокеанской плиты на глубину 100 км, где возможны первые выплавки, составляет около 3 млн лет. В пределах этого сегмента выделяются участки: пододвигания литосферной плиты с нормальной корой океанического типа а также зона сочленения с Алеутской дугой, где возможно вспарывание и раздвигание субдуцируемой Тихоокеанской плиты с внедрением горячего материала астеносферы [3].

[1] Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, Петрпавловск-Камчатский, Россия



Карта вулканотектонического районирования Курило-Камчатской островодужной системы

1,2 – вулканы: 1 – активные, 2 – потухшие; 3,4 – вулканические дуги: 3 – Восточной Камчатки, 4 – Срединного хребта; 5 – унаследованная вулканическая дуга Южной Камчатки и Курил; 6 – вулканический фронт; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны, км

В пределах Южно-Камчатского сегмента примерно за 25 млн лет (конец олигоцена) сформировался практически стационарный режим субдукции почти под прямым углом. Здесь также выделяется аномальный участок в зоне сочленения с вулканической дугой Срединного хребта, маркируемый Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций.

Курильский сегмент, как и Южная Камчатка, характеризуется стационарным режимом субдукции. В его пределах выделяются Северные, Средние и Южные Курилы с различными геодинамическими параметрами зоны субдукции и связанного с ней вулканизма [1, 2]. С севера на юг субдукция из почти прямой (85°) переходит в косую (45°), а угол падения зоны поддвига является максимальным в Центральных Курилах (60°), уменьшаясь на севере, в районе Парамушира, до 50° и на юге, в районе Симушира, – до 38°. Отличительной чертой вулканической дуги Срединного хребта является прекращение субдукции и затухание вулканизма в голоцене.

3. В каждом сегменте вулканических дуг отчетливо проявлены фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними. На всем протяжении Курило-Камчатской системы широко распространены островодужные ассоциации вулканических пород, а на некоторых участках в пределах Восточной Камчатки и Срединного хребта – внутриплитные ассоциации [4]. В островодужных вулканических ассоциациях в каждом из сегментов хорошо проявлена поперечная петрологогеохимическая зональность и значительно менее отчетливо – продольная зональность. От фронта к тылу здесь уменьшается степень дифференцированности вулканитов. Лавы фронтальных вулканических зон характеризуются, в основном, двухпироксеновыми ассоциациями фенокристов, тогда как в базальтах тыловых зон вкрапленники ортопироксена редки, а в лавах среднего и кислого составов, а иногда даже и в базальтах, распространены вкрапленники амфибола и биотита. Одноименные минералы разных зон различаются также и по химическому составу.

Поперечная геохимическая зональность выражается в повышении от фронтальных к тыловым зонам концентраций в лавах многих некогерентных редких элементов (K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo), величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ca, Th/U отношений и содержаний большинства летучих компонентов – H_2O, F, Cl, S. В этом же направлении уменьшаются содержания в лавах Fe, V, величин Fe/(Fe+Mg) и Fe^{2+}/Fe^{3+} отношений [2, 4]. В лавах Курильского сегмента установлена хорошо выраженная поперечная изотопная зональность: величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ заметно уменьшаются от фронта к тылу.

Продольная петрогеохимическая зональность выражена менее контрастно. Наиболее отчетливо она проявлена по изотопному составу Sr. Минимальные величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ характерны для Средних Курил, а в сторону Камчатки и в сторону Хоккайдо они заметно возрастают.

Лавы вулканических серий внутриплитного геохимического типа относятся к субщелочным и щелочным разностям и распространены в пределах участков с аномальными геодинамическими параметрами в пределах особых линейных структур, косо секущих современные вулканические пояса. Для них не характерна латеральная зональность вещественного состава. Кроме того, в последнее время в зоне сочленения Восточно-Камчатского сегмента с Алеутской дугой обнаружены магнезиальные андезиты и андезито-базальты А-типа (адакиты), образование которых связывают с участием компоненты частичного плавления океанической коры [5].

4. Для стационарного режима субдукции Курильского сегмента обоснована концептуальная модель магмообразования в мантийном клине, в которой использованы: 1) экспериментальные данные по плавлению перидотита и эклогита при различных PT-параметрах в сухих условиях и при разном содержании H_2O и CO_2 ;2) экспериментальные данные по дегидратации водосодержащих минералов; 3)модельные расчеты структуры поля температур; 4) полученные авторами данные по особенностям петрогеохимической зональности и пространственно-структурному распределению вулканов [1]. Две вулканические зоны – фронтальная и тыловая – связываются с очаговыми зонами плавления в мантийном клине над двумя уровнями дегидратации в поддвигаемой плите: для фронтальной зоны – это, в основном, дегидратация амфибола, тремолита, 7А клинохлора, 14А клинохлора в ассоциации с мусковитом из 1-го и 2-го слоев поддвигаемой океанической коры, а для тыловой зоны – дегидратация серпентина и талька в ассоциации с форстеритом из 3А-слоя океанической коры.

Эта модель применима и для других островных дуг и их сегментов со стационарным режимом субдукции с некоторыми вариациями за счет изменения геодинамических параметров субдукции (скорость поддвигания, угол между направлением поддвига и простиранием островной дуги, угол падения плоскости поддвига и др.) и структуры поля температур.

В аномальных участках к плавлению мантийного клина могут добавляться другие компоненты. В начальный период субдукции, как, например, в плиоцене, на Восточной Камчатке возможно плавление фронтального края пододвигаемой плиты на контакте с горячей мантией с образованием магнезиальных андезитов бонинитового типа в преддуговой зоне, т.е. к востоку от современного вулканического фронта. Аналогичные условия подплавления пододвигаемой плиты, по-видимому, возникают в зоне сочленения Восточной Камчатки с Алеутской дугой в результате вспарывания и раздвигания Тихоокеанской плиты с внедрением горячего астеносферного материала. Кроме того, здесь может происходить частичное декомпрессионное плавление поднимающегося материала астеносферы по типу магмообразования рифтовых зон, создавая своеобразную геохимическую специфику магм и условия изменения их характеристик на незначительных расстояниях.

Литература

1. *Авдейко Г.П.* Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. №2. С.19–32.

2. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги // М.:Наука, 1992. 528 с.

3. *Lees J.M., Davaille A.* Heet transport in the torn edge of the Pacific slab in Kamchatka // Abstracts of International seismic volcanic workshop on Kamchatka-Aleutian subduction processes. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1998. P.65–66.

4. *Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geology Review. 1994. Vol.36. P.373–405.

5. *Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N. et al.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implication for slab melting and processes in the mantle wedge // GSA Bulletin. 1995.Vol.107, №5. P.505–519.

Г.П.Авдейко, В.А.Широков, Ю.О.Егоров, А.А.Палуева[1]

Особенности взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской литосферных плит в районе Камчатки по сейсмологическим данным

Сильное Кроноцкое землетрясение магнитудой M=7,7, произошедшее в декабре 1997 г., и сравнение его характеристик с другими землетрясениями, которые произошли на Камчатке за период инструментальных наблюдений, начиная с 1962 г., позволило рассмотреть некоторые аспекты динамики взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской литосферных плит. Падающий под Камчатку сейсмофокальный слой (зона Вадати–Заварицкого–Беньофа) представляет собой зону субдукции, по которой происходит пододвигание Тихоокеанской плиты под Евразиатскую со скоростью 8,5–9 см/год [5].

Характер пространственно-временного распределения форшоков и афтершоков шести наиболее сильных землетрясений (M≥6,5), произошедших в пределах Восточной Камчатки за указанный период, находится в соответствии с клавишной моделью Л.И.Лобковского, Б.В.Баранова [1]. Суть ее заключается в том, что фронтальный край надвигаемой, в данном случае Евразиатской плиты, разбит продольными и поперечными разломами на отдельные блоки-клавиши. При сильных землетрясениях блок, достигший предела напряженного состояния, скачкообразно перемещается в сторону глубоководного желоба, какое-то время продолжает двигаться по инерции, а затем останавливается и начинает пассивно перемещаться в противоположную сторону вместе с пододвигаемой плитой до следующего накопления сейсмической энергии. Выдвигающийся в противоположную относительно

[1] Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

направления движения субдуцируемой плиты блок маркируется очаговой зоной афтершоков. При сильных землетрясениях движениями могут быть охвачены два и более соседних блоков.

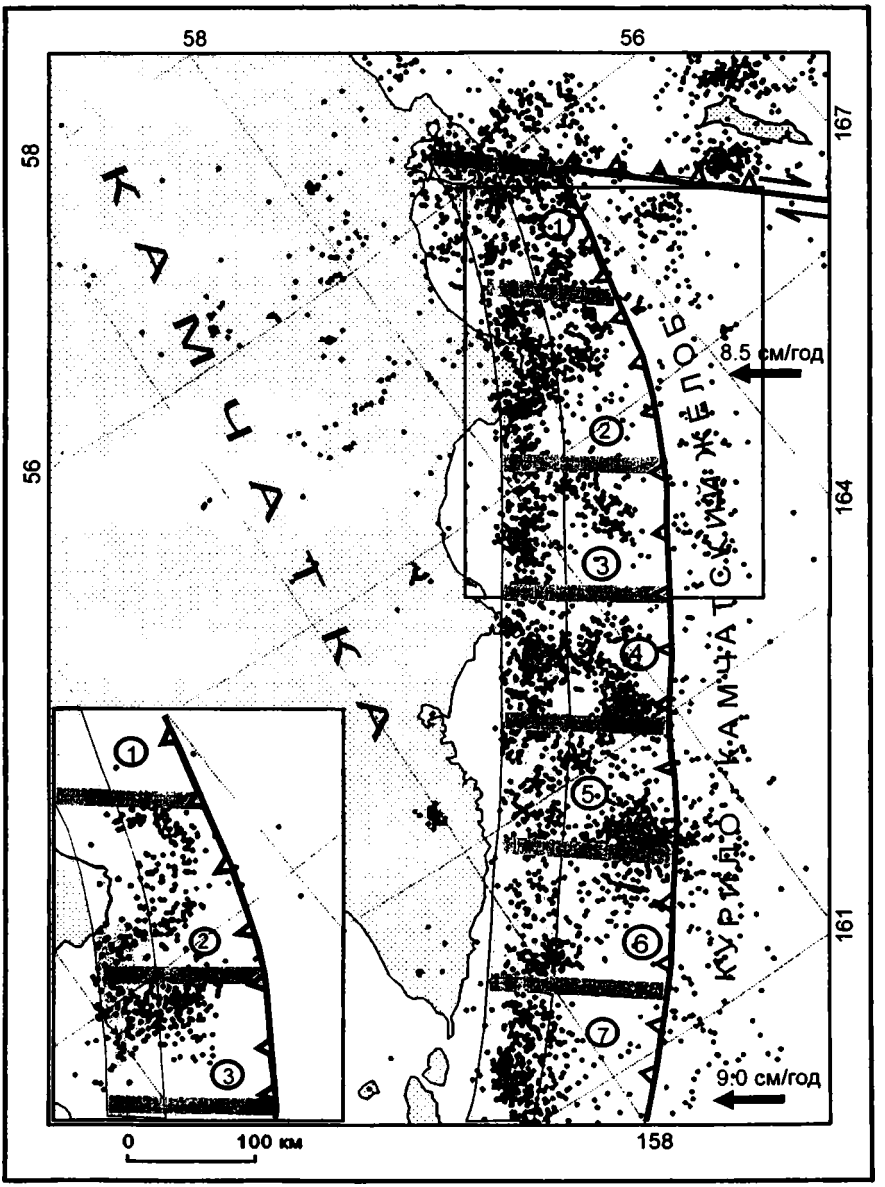
В пределах края Евразиатской плиты от п-ова Камчатский мыс до мыса Лопатка (Восточная Камчатка) по очаговым зонам землетрясений магнитудой >6,5 нами выделено 7 блоков-клавиш шириной 100–120 км (карта). Очаговая зона Кроноцкого землетрясения 1997 г. охватила два блока (блоки 2 и 3 на карте), т.е. в этих блоках произошла разрядка напряжений и они были выдвинуты в сторону, противоположную движению Тихоокеанской плиты. Предварительный анализ данных о механизмах основного толчка (M=7,7) в блоке 2 и наиболее сильного афтершока (M=6,8) в блоке 3 находятся в соответствии с этим предположением.

Две основные особенности пространственного распределения землетрясений проявлены на прилагаемой карте эпицентров представительного энергетического класса K≥10 (M≥3,6).

1. Большинство землетрясений приурочено к полосе шириной 30–35 км, протягивающейся в северо-восточном направлении, субпараллельно оси глубоководного желоба на расстоянии 90–110 км от него. Эта полоса соответствует резкому увеличению угла наклона пододвигаемой Тихоокеанской плиты и совпадает в плане с линейным максимумом положительных гравитационных аномалий в свободном воздухе .

2. Между полосой сгущения землетрясений и глубоководным желобом отчетливо проявлено пятнистое расположение эпицентров землетрясений с участками относительного молчания, или асейсмичными участками, в которых число землетрясений заметно ниже, чем на соседних участках.
Участки относительного молчания, проявленные на карте эпицентров землетрясений за 1962–1996 гг., оказались незаполненными и во время Кроноцкого землетрясения 1997 г. В отличие от сейсмических брешей, которые располагаются между очаговыми зонами сильных землетрясений магнитудой обычно 7,7 и более, маркируют блоки-клавиши, пассивно движущиеся а субдуцируемой Тихоокеанской плите, эти участки молчания располагаются внутри очаговой зоны землетрясения. Относительно природы этих участков молчания возможны два альтернативных объяснения: либо это участки сильного сцепления между Тихоокеанской литосферной плитой и блоками-клавишами Евразиатской плиты, либо это, наоборот, участки очень слабого сцепления плит, при котором смещение их относительно друг друга происходит без заметных толчков. Как сильное, так и слабое сцепление могут быть обусловлены неровностями рельефа пододвигаемой Тихоокеанской плиты.

Характерной особенностью рассматриваемого участка взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской плит является пододвигание поднятия Обручева, являющегося продолжением Гавайско-Императорской цепи вулканов, сильные неровности рельефа которой сглажены перекрывающими осадками



Карта эпицентров землетрясений M ≥ 3,6 за 1962–1996 гг. с предполагаемой сегментацией на блоки-клавиши

Стрелки – направление движения Тихоокеанской плиты; серый фон – зона резкого изгиба (пояснения см. в тексте). На врезке – эпицентры форшоков и афтершоков очаговой зоны Кроноцкого землетрясения 1997 г. M= 7,7

[4]. Трение привершинных частей вулканических построек на продолжении этого поднятия с подошвой нависающего блока Евразиатской плиты должно быть значительно выше, чем в вогнутых частях подножий вулканов. На участках относительного молчания, обусловленных сильным сцеплением, должны происходить накопление энергии и последующая ее разрядка, так что эти участки должны стать в будущем гипоцентрами сильных землетрясений.

Таким образом, по своей природе и последствиям участки относительного молчания, обусловленные сильным сцеплением, аналогичны сейсмическим брешам, но имеют меньшие размеры. Как правило, такие участки находятся на границе сейсмических блоков-клавиш и способствуют накоплению касательных напряжений, некоторому повороту блоков и усложнению разломной тектоники.

Вогнутые подножия вулканических гор, особенно, если они покрыты глинистыми осадками, могут быть участками слабого сцепления, где практически не происходит накопления энергии. Процесс затягивания осадков рассмотрен в ряде публикаций [2 и др.], а затягивание их под Курило-Камчатскую дугу подтверждено данными по ^{10}Be [3].

Пододвигание поднятия Обручева влияет также и на геометрию зоны субдукции. К югу от поднятия Обручева Тихоокеанская плита сначала погружается под углом 10–15°, затем в интервале 20–35 км угол наклона увеличивается до 40–45°. В пределах зоны пододвигания поднятия Обручева угол наклона сначала почти такой же (10–15°), а после изгиба на глубине 20–30 км он увеличивается лишь до 30–35°, но на глубине около 80 км отмечается второй изгиб с увеличением угла падения до 40–45°.

Выполаживание угла наклона Тихоокеанской плиты в зоне поддвига поднятия Обручева является причиной отодвигания современного вулканического фронта к западу с увеличением расстояния между осью глубоководного желоба и вулканическим фронтом. На наш взгляд, такое изменение геометрии зоны поддвига обусловлено повышением плавучести, вернее уменьшением отрицательной плавучести пододвигаемой Тихоокеанской плиты за счет увеличения мощности коры, удельный вес которой легче, чем литосферной части мантии. Смещение же вулканического фронта обусловлено тем, что P–T-условия дегидратации в пододвигаемой коре и P–T-условия плавления в мантийном клине под воздействием летучих, отделяющихся от пододвигаемой плиты, достигаются на большем удалении от глубоководного желоба, чем при более крутых углах поддвига.

Литература

1. *Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН СССР. 1984. Т.275, №4. С.843–847.

2. *Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И.* Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1976. №3. С.3–14.

3. *Цветков А.А., Гладков П.Г., Волынец О.Н.* Проблема субдукции осадков и изотоп ^{10}Be в лавах Курильских островов и Камчатки // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1220–1225.

4. *Avdeiko G.P.* On possible continuation of the Hawaiian-Emperor Chain in Kamchatka // Initial Reports. of the DSDP. 1980. Vol.55. P.851–854.

5. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions//J.Geoph. Res. 1978. Vol.83, № B11. P.5331–5354.

Ю.Н.Авсюк, С.И.Александров, И.Н.Галкин, А.Г.Гамбурцев, О.В.Олейник[1]

Сопоставление современных тектонических и других природных и социальных процессов. Атласы временных вариаций

Известно, что геологическая среда является открытой диссипативной геодинамической системой, которая обладает вещественными, структурными, геофизическими и геодинамическими разномасштабными неоднородностями. Они нерегулярны, изменяются во времени. Геологическая среда обладает нелинейными свойствами, способностью к самоорганизации и превращению в хаотическое состояние. Нелинейность проявляется в зависимости пространственного и временного распределения параметров среды от ее напряженного состояния, в наличии сильного отклика среды на слабые внешние воздействия и т.д.

Изменчивость состояния среды во времени может быть ритмической, трендовой, импульсной, случайной. С течением времени режимы изменений в среде изменяются; изменяются амплитуды ритмов, одни ритмы сменяются другими, а некоторые вообще перестают существовать. Причины ритмических вариаций связывают с тектоническими факторами, орбитальными движениями Земли, Луны и Солнца, солнечной активностью, сменой сезонов. Эти свойства выявляются при анализе временных рядов, соответствующих различным процессам в горных породах в интервалах времени от суток и менее до сотен миллионов лет.

Анализ многочисленных данных дал возможность выявить некоторые закономерности во временных вариациях природных процессов в различных пространственных и временных масштабах, определить их общие и частные черты, очертить особенности реакции земных объектов на внешние воздействия. На земные объекты воздействует широкий спектр природных и антропогенных источников. Они имеют глобальный и локальный характер.

[1] Объединенный Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

К природным воздействиям относятся эндогенные (тектонические) процессы, гравитационные вариации, экзогенные процессы, происходящие на поверхности (вариации температуры, влажности, давления) и связанные с космическими факторами (приливные эффекты, вариации скорости вращения Земли и солнечной активности). Реакция объектов на воздействия может характеризоваться плавными изменениями (трендом), ритмическими изменениями, импульсными изменениями, например, быстро наступающими стихийными явлениями), катастрофами, шумовыми изменениями.

Реакция на внешние воздействия зависит от свойств самой системы. Реакция может быть неадекватно слабой или, наоборот, очень сильной. Последнее характерно для систем, находящихся в неустойчивом и критическом состоянии и сильно реагирующих на слабое триггерное воздействие, играющее роль спускового крючка. Разные однородные объекты в одно и то же время реагируют на одни и те же внешние воздействия по-разному. Один и тот же объект среды в разные интервалы времени реагирует на одинаковые воздействия по-разному, проходя через те или иные из перечисленных выше вариантов или их комбинаций.

Причины перестроек заключаются не только в изменениях характера воздействий, но и в свойствах самих объектов – их стремлении к порядку и хаосу. Важно отметить, что смены относительно упорядоченных и хаотических состояний также происходят то ритмично, то беспорядочно, а иногда имеют плавный тренд. При достижении некоего критического состояния воздействие даже слабого одиночного импульса может перевести такую систему к другому динамическому режиму или к неожиданному быстро протекающему событию.

Величины временных ритмов варьируют в очень широких пределах. Одновременно существует множество ритмов в определенных иерархических соотношениях. Некоторые из них сильно выражены, мы к ним привыкли и считаемся с ними. Это – суточный ритм, смены дня и ночи, сезонный – чередование времен года; у биологических систем, например, частота сердечных сокращений и т.д. Достаточно сильно выражены ритмы, связанные с земными приливами и солнечной активностью. Однако многие из ритмов в природных и социальных сферах выражены слабо и обнаруживаются лишь при специальном анализе. Некоторые из существующих ритмов настолько слабы, что многие оспаривают их существование. Из-за существования множества источников, нелинейности свойств природных объектов много неясностей остается и в вопросе о причинно-следственных связях между процессами. При перестройках процессов могут возникать новые доминирующие ритмы, которых не было прежде.

Суперпозиция ритмов обусловливает сложную форму временных рядов. Нелинейные системы могут характеризоваться неадекватной реакцией на воздействия, в частности, наличием сильного (парадоксального) отклика среды на слабые внешние воздействия. Это проявляется в сравнительно

сильных изменениях напряженно-деформированного состояния горных пород, в изменении скорости пробега сейсмических волн в зависимости от напряженного состояния среды, в высокоамплитудных сейсмоэмиссионных шумах, наконец, как крайний случай, – в провоцировании землетрясений или других быстро протекающих событий.

Аналогично проходят процессы в гидросфере, атмосфере, живой природе. Одно из проявлений нелинейности – приливная сейсмичность – когда слабое воздействие (прилив) приводит к сильной реакции среды (землетрясению, оползню и т. д.) Приводятся примеры, показывающие вариации реакции среды на приливные воздействия.

Мы исследовали наиболее полный каталог глубокофокусных лунотрясений (каталог НАСА), зарегистрированных четырьмя станциями сети "Аполлон". Станции находятся в разных структурно-тектонических регионах: "морском", "континентальном" и "переходном". Исходные данные (временные ряды количества глубокофокусных лунотрясений) включают около 8 тыс. сейсмических событий, зарегистрированных в течение 8 лет. Доказано, что этот тип лунотрясений обусловлен приливными воздействиями, его особенностью является временной режим – ритмические вариации сейсмических параметров. Выявленные ритмические составляющие – полмесяцы, месяц, семь месяцев – соответствуют теоретически рассчитанным.

Нами установлено, что характер вариаций сейсмических параметров на Луне изменяется во времени. В разные промежутки времени лунная среда либо реагирует на приливные воздействия, либо не реагируют. Оба вида реакции справедливы для одного и того же объема, но в разное время. Это позволяет говорить о проявлениях самоорганизации и хаотизации. Имеет место то упорядоченное протекание процессов и их соответствие приливным гармоникам, то, наоборот, их хаотизация (бифуркация ритмов, сползание и флуктуирование по периоду и т. д.).

Характеристики ритмов лунной сейсмичности различны для разных частей Луны, т. е. имеет место неоднородность сейсмического режима в пространстве. Обнаружены различия в характере временных вариаций для станций, расположенных в разных структурно-тектонических регионах Луны (морском, переходном, континентальном), причем в морской зоне наиболее полно и выразительно представлены все спектральные особенности лунного сейсмического процесса, а континентальная зона является наиболее спокойной.

Это свидетельствует о неоднородности внутреннего строения Луны и продолжающихся тектонических процессах, различной реакцией неоднородных тектонических блоков лунного тела на воздействия. Причины изменения состояния лунной среды заключаются в изменении характера воздействий и в свойствах самих объектов – зависимости от внутреннего напряженного состояния и стремлении к порядку и хаосу.

Особая роль космических факторов в режиме лунотрясений позволяет использовать отмеченные закономерности при исследовании наведенной сейсмичности Земли. Есть аналогичные, но менее яркие примеры, касающиеся реакции земной геологической среды на лунно-солнечные приливы. Приводятся примеры вариаций количества извержений вулканов в разных регионах мира с 1800 по 1960 гг. Наблюдаются как общие, так и индивидуальные черты протекания вулканических процессов в разных регионах. Показано, что они характеризуются нестационарными динамическими режимами, различными для разных регионов. Среди них есть режимы, имеющие более или менее упорядоченный характер. Превалирует ритм с периодом 18–20 лет. Возможно, что он связан с известным приливным ритмом, равным 18,6 года. Следует отметить, что отдельно взятый регион может обладать большей упорядоченностью, чем совокупность регионов.

Мы также приводим некоторые результаты, помещенные в двух томах Атласов временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. В Атласах, как это следует из названия, имеются данные, касающиеся не только геологических процессов. Все материалы представлены в унифицированной форме – временные ряды и спектрально-временные диаграммы. Это позволяет описывать нестационарные процессы и показать начало и окончание наблюдаемого ритмического процесса, моменты изменения его интенсивности.

Выяснено, что все процессы, как геологические так и другие, обладают общими и частными чертами. К общим чертам относятся: нестационарность и нелинейность процессов, наличие ритмов, смены одних ритмов другими, смена ритмических и неритмических процессов, обусловленность структуры временных рядов суперпозицией доминирующих гармоник и негармонических составляющих. К частным чертам относятся: индивидуальность временных и пространственных масштабов, интенсивности, продолжительности и степени упорядоченности процессов в разных объемах геологической среды.

Р.Е.Айзберг, Р.Г.Гарецкий, Т.А.Старчик[1]

Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона

Проявления вендского и девонского магматизма в южной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) отражают корреляцию внутри- и окраинно-

[1] Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

плитных геодинамических событий, особенности структур, контролирующие магматические формации.

Волынская трапповая серия верхнего венда, мощностью до 600 м, развита вдоль юго-западного края ВЕК субпараллельно линии Тейссейра-Торнквиста (ТТ) и протягивается при ширине 150–200 км на 770 км с северо-запада на юго-восток от Белостока (Польша) до Котовска (Молдавия). Эта трапповая область формировалась в пределах поздневендско-раннекембрийской Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий [1].

Особенностью серии является ее бимодальный состав. Вулканиты основного состава (базальты) преобладают в нижней части серии, а породы среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты) залегают в средней и верхней частях и развиты на незначительной площади в северной части трапповой области. Характер размещения формаций трапповой серии и изменение их мощности свидетельствуют о миграции процессов магматизма с юга на север. В южной части трапповой области выявлен гипабиссальный комплекс габбро-долеритов, представленный полого залегающим силлом протяженностью в сотни километров и мощностью до 108 м. Выявлены также единичные дайки пикритовых долеритов.

Сравнение петрохимических особенностей эффузивного и гипабиссального комплексов волынской трапповой серии [2,3] и толеитовых базальтов континентов и срединно-океанических хребтов (СОХ) [4] свидетельствует о том, что неизмененные разности волынских магматических пород по большинству показателей соответствуют в основном низкокалиевым, а также умеренно- и высококалиевым толеитам трапповых провинций мира с содержанием K_2O, соответственно: менее 0,4; 0,4–0,72; более 0,72%. Низкокалиевые базальты континентов рассматриваются как аналоги толеитовых базальтов СОХ, отличаясь от последних повышенным содержанием железа, ванадия, стронция, бария [4].

Геодинамические условия формирования трапповых провинций соответствуют перерастанию континентального рифтогенеза в океанский. Широкое же развитие низкокалиевых толеитов далеко за пределами приокеанских зон, по-видимому, может отражать или начальную стадию раскола земной коры и новообразование океанских бассейнов или рассеянный спрединг.

Отдельные образцы вендских эффузивного и гипабиссального комплексов вполне отвечают характеристике низкокалиевых толеитов СОХ (K_2O < 0,4%; SiO_2 = 49–50%), маркируя начало развития вдоль западной окраины ВЕК дивергентных процессов с образованием океанской коры. А.М.Никишин и др. [5] считают, что волынские базальты формировались во время рифтовой стадии, предшествовавшей раскрытию океана Тейссейра-Торнквиста в позднем венде – раннем кембрии.

Волынскую трапповую серию и залегающие на ней нормально-осадочные отложения валдайской серии и нижнего кембрия, образующие верхнебайкальский структурный комплекс, перекрывают образования ниж-

некембрийско-нижнедевонского (каледонского) комплекса. Фациальные особенности последнего вполне определенно отражают смену шельфовых обстановок глубоководными в направлении с востока на запад.

Таким образом, состав вендских трапповых формаций и их положение в разрезе платформенного чехла соответствуют модели формирования пассивных окраин над расходящимися бортами прежних континентальных рифтов, испытавших спрединг земной коры [6]. В идеальном случае в основании каждой из пассивных окраин находится "полуграбен". Можно полагать, что вендская область платобазальтов маркирует восточное плечо палеорифта, "полуграбен" которого глубоко погребен под мощными аккумулятивными образованиями пассивной окраины ВЕК (Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий).

Проявление позднедевонского вулканизма на юге ВЕК приурочено к Припятско-Донецкому палеорифту – ПДП (включающему Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы и складчатый Донбасс) и к юго-восточному склону Воронежской антеклизы. Вулканиты этого пояса представлены несколькими формациями, выделенными по соотношению и преобладанию однотипных породных групп [7]. Их распределение по вертикали и латерали, петрохимические различия однотипных пород использованы как показатели геодинамического развития ПДП в позднем девоне. Наиболее информативны в этом отношении базальты толеитовой серии, входящие в парагенезы нескольких магматических формаций, а также показатель щелочности различных породных групп.

Толеитовые базальты развиты на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы в виде покровов позднефранского возраста, такие же эффузивы нижнего франа установлены в переходной зоне от Донбасса к Днепровско-Донецкому прогибу (ДДП) и в виде даек и малых тел диабазов, долеритов и габбро-диабазов в девонских отложениях ДДП. Выявленные в пределах названных структур базальты толеитовой серии характерны постоянством химического и минерального составов, но содержание K_2O заметно увеличивается в западном направлении. В дайковом комплексе ДДП оно в 2,5 раза превосходит показатель по базальтам Воронежской антеклизы с необычайно низким содержанием K_2O (0,09–0,24 мас.%). Платобазальты юго-востока Воронежской антеклизы, синхронные с начальной стадией развития Припятско-Донецкого палеорифта, удалены от него и Прикаспийской впадины примерно на одинаковое расстояние – около 200 км.

По-видимому, магматиты юго-востока антеклизы и восточного звена палеорифта генетически связаны со средне- и позднепалеозойской пассивной окраиной океанского бассейна. Здесь расположен центр трехлучевой рифтовой системы, в которой Припятско-Донецкий луч является отмершим. Девонские вулканиты Донбасса, включают толеит-базальтовую группу, а также ряд щелочных базальтоидов от умеренно щелочных базальтоидов до ультраосновных пород повышенной калиево-натриевой щелочности. При этом

поздние дифференциаты умеренно щелочной ассоциации представлены кислой породной группой – риолитами [7], составляя бимодальную вулканическую серию. Этот комплекс пород можно рассматривать в качестве определенного индикатора геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза [6]

О затухании к западу процессов, связанных с формированием дивергентных границ плит в глубь ВЕК по системе Припятско-Донецкого палеорифта, свидетельствует и увеличение в том же направлении показателя щелочности вулканитов. Подобная зависимость была выявлена К.К.Сейфертом и показана на примере миграции ареалов развития во времени и пространстве щелочности вулканических серий вдоль Восточно-Африканской рифтовой системы по направлению от плюма – точки ее сочленения с Красноморским рифтом. Это следующий ряд формаций: толеит-риолитовая – щелочных базальтов — базанит-фонолитов – нефелинитов.

По аналогии с этой схемой в латеральном ряду Припятско-Донецкого палеорифта крайним его членом на востоке является толеит-риолитовая формация, а наиболее удаленным западным (Припятским) — щелочная ультраосновная-базальтоидная, формация, которая соответствует нефелиновой ассоциации. Значительная часть вулканитов Припятского прогиба (главным образом нефелинитов и щелочных трахитов) пересыщена щелочами при обедненности их кремнеземом. Стратиграфическое положение вулканогенных образований Припятского прогиба определяет основные фазы рифтинга.

Ранний щелочно-ультраосновной магматизм связан здесь со специфическими его проявлениями в виде диатрем на северном плече Припятского прогиба и совпадает с самым началом формирования рифтового грабена. Образования большинства диатрем представлены преимущественно калиевыми щелочно-ультраосновными породами, которые, по мнению Н.В.Веретенникова, соответствуют семействам меланофоидитов-фельдшпатоидных пикритов. В самом грабене магматическая деятельность началась несколько позже и коррелируется с позднефранским соленакоплением. Начало и завершение эпизодов щелочно-ультраосновного магматизма соответствует "пику" развития высокоамплитудных краевых и внутренних антитетических разломов Припятского прогиба, образующих симметричную систему тектонических ступеней и приосевых выступов.

Изложенные данные показывают, что поздневендские платобазальты в основании аккумулятивной призмы пассивно-континентальной окраины юго-запада ВЕК свидетельствуют о более "продвинутой" стадии дивергентного процесса по сравнению с геодинамическими условиями формирования позднедевонских вулканитов Припятско-Донецкого палеорифта.

Литература

1. *Зиновенко Г.В.* Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск: Наука и техника, 1986. 215 с.

2. *Махнач А.С., Веретенников Н.В.* Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 236 с.
3. *Воловник Б.Я.* Терригенно-вулканогенная формация: Нижний венд // Геотектоника Волыно-Подолии. Киев: Наук. думка, 1990. С.76–84.
4. *Гладких В.С., Гусев Г.С.* Низкокалиевые толеиты континентов: Геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Геотектоника. 1993. № 5. С.44–60.
5. *Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П.* Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 4. С.12–22.
6. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
7. *Ляшкевич З.М.* Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Киев: Наук. думка, 1987. 176 с.

Н.В.Аксаментова[1]

Раннепротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности магматизма и геоструктурная позиция.

В кристаллическом фундаменте запада Восточно-Европейской платформы Осницко-Микашевичский пояс выделяется по преобладающему развитию сравнительно молодых (поздний палеопротерозой) и разнообразных по составу и происхождению магматических пород, в большинстве случаев не подвергшихся региональному метаморфизму. Пояс протягивается в юго-западном направлении от восточной границы Беларуси на крайний северо-запад Украинского щита, где срезается зоной Тейссере-Торнквиста. Видимая длина пояса 650 км, ширина – 120–160 км. Субстратом его являются: в восточной части – глиноземистые гнейсы архея (2950–2560 млн лет), в западной – гнейсо-сланцевые толщи нижнего протерозоя (>2400 млн лет).

Магматические образования подразделяются на девять формаций, возникших в интервале времени от 2200 до 1700 млн лет назад (таблица). В объемном отношении преобладают гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитной формации, слагающие крупные пространственно сближенные массивы "пестрого" состава, образовавшиеся на месте в результате процессов "магматического замещения", вызванных повышением теплового потока и активности флюидов вдоль зоны глубинного разлома северо-восточного простирания.

Область распространения гранитоидов, по существу, и определяет контуры самого пояса. Комагматичные им вулканиты латит-риолитового ряда, а

[1] Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

также магматические породы других формаций имеют подчиненное развитие, однако несут важную информацию о характере тектономагматических процессов в регионе. Геолого-петрологические сопоставления показывают, что среди магматических образований пояса могут быть выделены аналоги формаций, свойственных различным палеотектоническим обстановкам – невадийской, сопряженной активизации, континентального рифтогенеза (см. таблицу). Возрастная последовательность формаций отражает длительную и многоэтапную историю его развития в сложной геодинамической обстановке, которая характеризуется сменой во времени режимов растяжения и сжатия земной коры, разделенных этапами относительной тектонической стабильности и накопления высокодифференцированных терригенных осадков.

Формации и предполагаемые палеотектонические обстановки формирования Осницко-Микашевичского пояса

Время, млн лет назад	Формация (ассоциация)	Предполагаемая палеогеодинамическая обстановка
1700–1600	Молассоидная олигомиктовых песчаников	Тектоническая стабилизация
>1700	Щелочная габбро-сиенитовая и трахиандезитовая (щелочно-базитовая)	Континентальный рифтогенез, медленное растяжение земной коры
1770–1740	Субщелочная габбро-долеритовая и риолит-аляскитовая (бимодальная)	Предрифтовая стадия континентального палеорифтогенеза; растяжение земной коры
1800 ± 30	Долеритовая	Рассеянный континентальный рифтогенез; кратковременное интенсивное растяжение (>1,0 см/год)
1850–1800	Кварц-сиенит-гранитная	Сопряженная активизация консолидированных областей, позднеорогенная стадия; сжатие земной коры
1900–1850	Кварцито-песчаниковая	Тектоническая стабилизация
2000–1900	Латит-риолитовая и диорит-гранодиорит-гранитная	Обстановка невадийского типа; сжатие земной коры
	Конгломерат-песчано-сланцевая	Воздымание территории, размыв кор выветривания
2200–2000	Лептитовая; метагаббро-диабазовая	Рассеянный рифтогенез консолидированных областей; медленное растяжение земной коры
2400–2200	Предполагаемые зрелые коры выветривания	Пенепленизация территории; стабильный тектонический режим геократической эпохи

По доминирующей роли продуктов кислого ко́рового магматизма, сменяющихся на поздних этапах развития контрастными по составу формациями – производными разноглубинных магматических очагов, а также по нарастанию общей щелочности и железистости пород Осницко-Микашевичский пояс сходен с вулканоплутоническими поясами, формирующимися в условиях зрелой коры континентального типа независимо от их геоструктурной позиции.

Относительно структурного положения Осницко-Микашевичского пояса существуют две альтернативные точки зрения. Согласно одной из них, пояс занимает окраинно-континентальное положение, трассируя край архейского Сарматского континента и отделяя последний от расположенных севернее более молодых складчатых поясов протерозойской Фенноскандинавской области (сегмента), и в этом отношении он сопоставляется с активными поясами андийского типа [1, 2]. По другой точке зрения, Осницко-Микашевичский пояс – внутриконтинентальное образование, что вытекает как из соотношений его с гнейсовыми комплексами, так и из петрогеохимической специфики слагающих его магматических формаций [3].

Представленный практически неметаморфизованными породами Осницко-Микашевичский пояс занимает секущее положение по отношению к структурам, образованным гнейсовыми толщами, регионально метаморфизованными в условиях от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации и испытавшими плагиобластез и гранитизацию синхронно с образованием гранитов внутри пояса (изотопный возраст гранитов 1980±20, порфиробластовых пород к северу от пояса – 1982±20 млн лет).

Становлению пояса, по-видимому, предшествовала длительная геократическая эпоха, характеризующаяся пенепленизацией территории, развитием зрелых кор химического выветривания и последующим их размывом, о чем свидетельствует разновозрастный состав субстрата пояса, а также присутствие в основании латит-риолитовой толщи перемытых кор выветривания, содержащих обломочные зерна циркона с изотопным возрастом 2750–2600 млн лет.

По разнообразию магматических проявлений, их последовательности и петрогеохимическим особенностям пород Осницко-Микашевичский пояс имеет наибольшее сходство с активными поясами внутриконтинентального типа (позднепалеозойский Джунгаро-Балхашский, мезозойский Монголо-Охотский), протягивающимися в глубь континентов вдоль зон глубинных разломов. От активных окраинно-континентальных поясов он отличается длительностью геологического развития, повышенной калиевой щелочностью магматических пород, отсутствием поперечной петрохимической зональности, которая указывала бы на связь магматизма с наклонной сейсмофокальной зоной – непременным атрибутом поясов андийского типа. Специфической особенностью пояса является его значительный эрозионный срез, в результате которого на поверхность были выведены глубинные уровни гранитоидных плутонов.

Объективная оценка структурной позиции Осницко-Микашевичского пояса имеет принципиальное значение как для расшифровки внутренней структуры кристаллического фундамента, так и в металлогеническом отношении, поскольку магматические пояса, занимающие разное геоструктурное положение, несут и различную металлогеническую нагрузку. Сходство Осницко-Микашевичского пояса с магматическими поясами внутриконтинен-

тального типа позволяет говорить о его преимущественно редкометальной специализации, подтверждением чему служат уже выявленные в его пределах рудопроявления и месторождения Mo, РЗЭ, Be, Sn, W, связанные с наиболее поздними проявлениями риолит-аляскитового и щелочно-базальтового магматизма.

Литература

1. *Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R.* Palaeproterozoic U-Pb zircon age from Belorussia: New geodynamic implications for the East European Craton // Precam. Res. 1994. № 68. P.231–240.

2. *Sveshnikov K.I.* The Voronezh-Volhynian volcano-plutonic superbelt: Geological-geophysical features and position in the East-European Platform basement: Abstracts. Oskarshamm, Sweden, 1996. P. 41.

3. *Аксаментова Н.В.* Магматизм и тектоническая позиция раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса // ДАН Беларуси. 1996. Т.40, №1. С.102–107.

С.И. Андреев, С.И. Петухов, Т.Л. Ловчикова[1]

Геодинамика Мирового океана

1. В связи с изучением металлогении Мирового океана приобретает особую важность геодинамика его формирования как единой планетарной мегаструктуры. При рассмотрении этого вопроса представляются важными следующие элементы геодинамического развития: скорость раздвижения (от первых проявлений спрединга – 170 млн лет тому назад – до современного времени); трансформные разломы; блоковая неоднородность; тепловой режим; феномен "горячих точек".

2. В развитие сказанного впервые составлена "Карта скоростей формирования океанского фундамента Мирового океана" (1:25000000), позволяющая в плане проследить характер стадийного развития Мировой таласогенной системы в течение последних 170 млн лет. Отмечены стадии развития океана, моменты экстремально высокого спрединга и его затухания.

3. Среди трансформных разломов выделены группы, составляющие разновозрастные семейства. Время их заложения отвечает определенным вехам в развитии океана, вероятно, сопоставимым с эпохами складчатости на континентах.

4. Проведено блоковое расчленение дна океана с выделением теневых структур, связанных с доокеаническими разломными зонами на суше.

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

5. Районирование теплового поля океанского дна позволило наметить гидротермальные системы и локальные участки интенсивной теплоотдачи, представляющие непосредственный интерес для выявления рудных объектов.

6. Дано описание "горячих точек" и охарактеризована динамика их перемещения, определена рудно-геохимическая специализация развитых в их пределах вулканитов.

7. В итоге синтеза полученных геодинамических данных построен макет Геодинамической карты Мирового океана, составляющий основу для расширения его минерально-сырьевой базы и выявления новых видов полезных ископаемых. Рассмотрен комплекс вопросов, позволяющих связать металлогению океана и континентов, проследить унаследованность развития океанических структур по отношению к более древнему структурному плану с позиции нелинейной геодинамики и металлогении.

С.Е. Апрелков[1], П.С.Богдан[2], С.В.Попруженко[1]

Структура Уннейваямского вулканического поля юга Корякского нагорья и особенности размещения оруденения по геофизическим данным

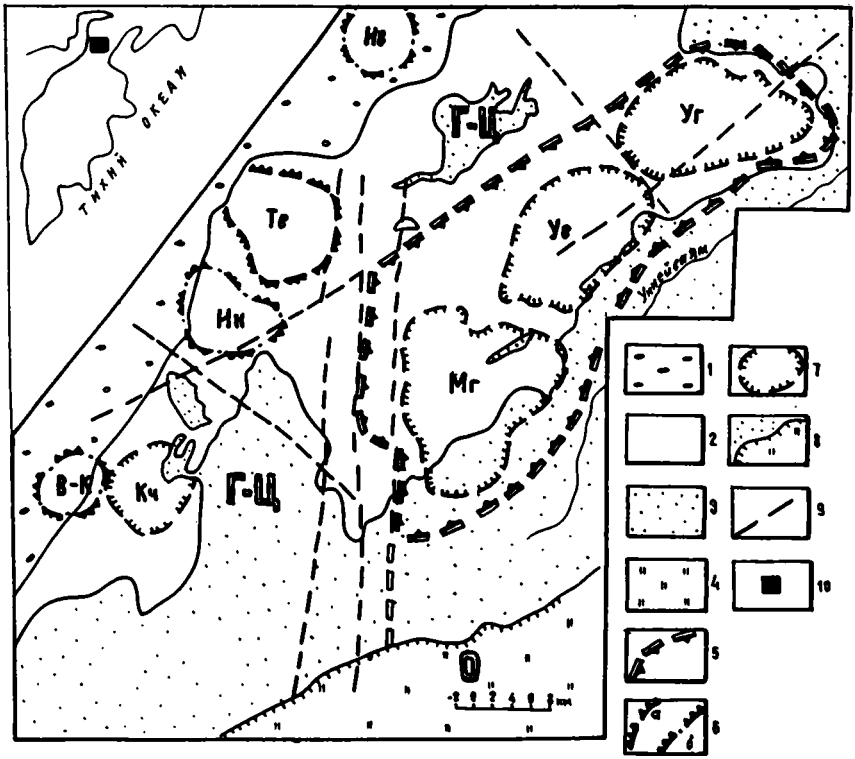
Уннейваямское вулканическое поле находится в междуречье Уннейваяма и Куюла, притоков р. Таловка, на юге Корякского нагорья и сложено олигоценовыми вулканитами преимущественно кислого состава (велолныкская серия), прорванных телами гранитов, гранит-порфиров. По составу слагающих его пород оно резко отличается от других полей близких по возрасту палеогеновых вулканитов, относимых к единому Западно-Камчатско-Корякскому вулканическому поясу.

Так, близко расположенные на Охотском побережье Камчатки вулканиты кинкильской свиты и вулканиты Гайчавеемского поля (Парапольский дол) обладают некоторой дифференцированностью, но в их составе доминируют породы основного и среднего состава. Образования Манильского вулканического поля, расположенного на северном побережье Пенжинской губы, дифференцированы крайне слабо – это, в основном, базальты и, в меньшей степени, андезиты. Отличается Уннейваямское поле и обилием рудопроявлений (золото, серебро, олово, ртуть, сурьма и др.).

Определенная уникальность Уннуйваямского вулканического поля обусловлена его геотектоническим положением: оно находится в пределах Цен-

[1] Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, Петропавловск - Камчатский, Россия

[2] Елизовская геофизическая экспедиция "Камчатгеология", Елизово, Россия



Структурная схема Уннейваямского вулканического поля

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – велолныкские вулканиты; 3,4 – верхнемеловые отложения: 3 – терригенные флишоидные , 4 – вулканогенно-кремнистые; 5 – границы Уннейваямской ВТД; 6 – купольно-кольцевые ВТС: а – установленые, б – предполагаемые; 7 – границы кальдер; 8 – надвиг; 9 – некоторые разломы по гравиметрическим данным; 10 – район работ (на врезке).

Буквенные обозначения. Г-Ц – Гидянско-Цнаваямское поднятие, У – Уннейваямская ВТД, О – Отовенский аллохтон. Кальдеры: Уг – Утпшайская, Ув – Утваямская, Мг – Мигитунупская, Кч – Кучьаваямская. Купольно-кольцевые ВТС: Ив – Ивтывкульская, Тв – Тклаваямская, Ин – Интересная, В-К – Верхне-Куюльская.

трально-Корякской (Укэлаятской) тектонической зоны, характеризующейся земной корой континентального типа мощностью не менее 30 км, что обеспечило глубокую дифференциацию первичных магматических расплавов. Остальные палеогеновые вулканиты размещаются в Пенжинской зоне чешуйчато-складчатого строения, отличающейся меньшей мощностью коры и базит-гипербазитовым составом наиболее древних ее образований.

В связи с обильной насыщенностью рудопроявлениями Уннейваямское вулканическое поле оказалось наиболее изученным как геологическими, таки

геофизическими методами. В силу различных обстоятельств весьма информативная гравиметрическая съемка (1:50 000) отставала от геологической и обобщение гравиметрических материалов проводилось позднее. Результаты гравиметрической съемки позволяют существенно пересмотреть и уточнить структуру рассматриваемого вулканического поля и особенности распределения оруденения, известные по геологическим данным.

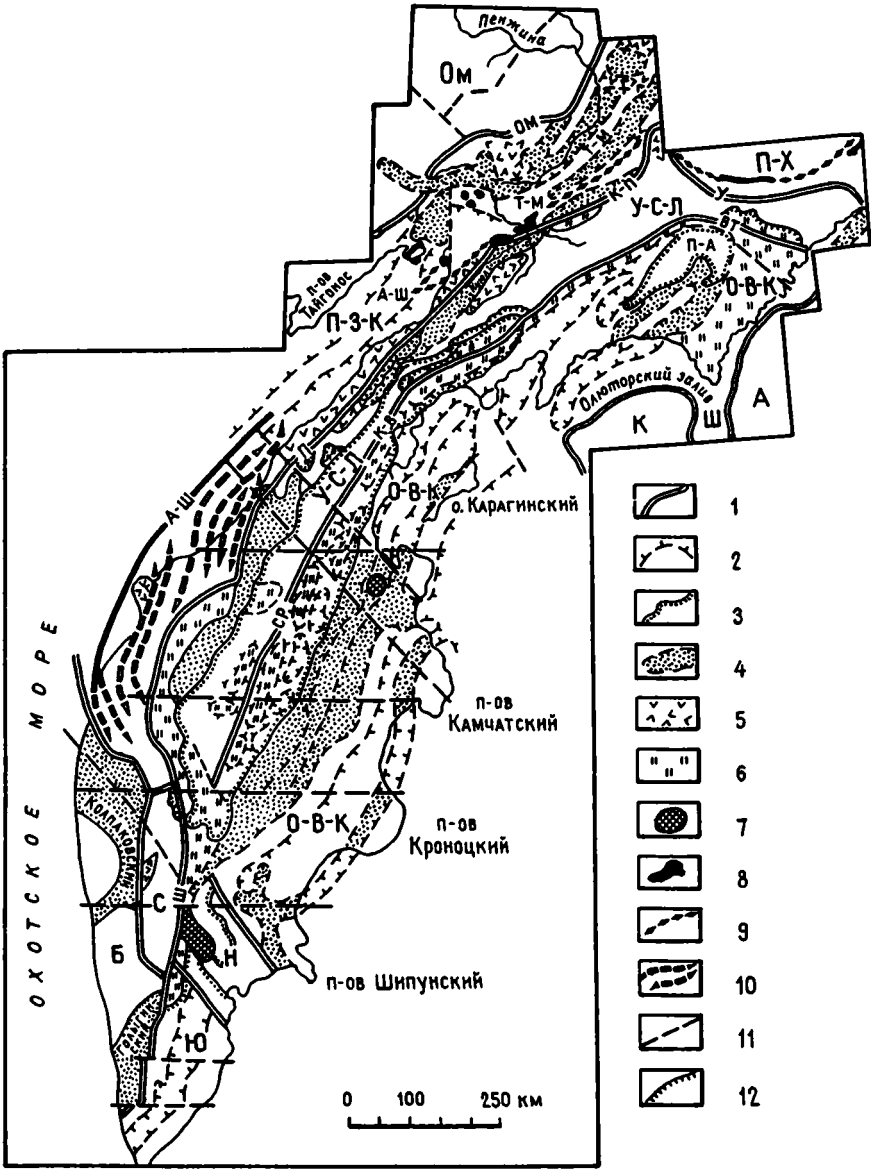
По представлениям геологов В.Н. Васина и А.А. Семенова (1989 г.), вулканиты слагают исключительно кальдеры. По гравиметрическим данным, нами в пределах вулканического поля выделяются Уннейваямская вулканотектоническая депрессия (ВТД) и Гилянско-Цнаваямское магмотектоническое поднятие (схема). ВТД (65х24 км) длинной своей осью вытянута в северо-восточном направлении и включает кальдеры проседания диаметром до 15км: Утгинайскую, Утваямскую и Мигатунупскую. Гилянско-Цнаваямское поднятие характеризуется более высоким уровнем поля силы тяжести, представлено цепочкой купольно-кольцевых вулканотектонических структур (ВТС) и выходами фундамента, образованного верхнемеловыми терригенными флишоидными отложениями, которые насыщены телами гранитов, гранит-порфиров и др. Последние несомненно представляют собой систему подводящих каналов, магматические очаги, давшие кислые вулканиты, но на этих участках уничтоженные эрозией. Цепь ВТС имеет также северо-восточное простирание и состоит из Цнаваямской, Тклаваямской, Интересной и Верхне-Куюльской структур. Структуры диаметром 8–10 км фиксируются сложнопостроенными изометричными гравитационными максимумами. Восточнее Верхне-Куюльской ВТС по гравитационному минимуму изометричной формы, отражающему увеличение мощности вулканитов, нами выделяется Кучьаваямская кальдера диаметром порядка 10 км. Для купольно-кольцевых ВТС характерно золото-серебряное, для кальдер – существенно серебряное и для магмотектонического поднятия – золото-серебряно-оловянное рудопроявления.

С.Е.Апрелков, Б.В.Иванов, С.В.Попруженко[1]

О единстве структурно-вещественных систем Камчатки и Корякского нагорья

Во время буйного расцвета теории и практики выделения террейнов везде и всюду нам представляется полезным привести факты, противоречащие

[1] Институт вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия


Пенжина
Ом
Ом
Т-м
К-П
У-С-Л
П-Х
П-А
О-В-К
П-ов Тайгонос
А-Ш
П-З-К
Олюторский залив
К
Ш
А
У-С-Л
О-В-К
о. Карагинский
А-Ш
ОХОТСКОЕ МОРЕ
П-ов Камчатский
О-В-К
П-ов Кроноцкий
С
Б
Н
П-ов Шипунский
Ю
0 100 250 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

⇐ Структурная схема Камчатки и Корякского нагорья по геолого-геофизическим данным

I – глубинные разломы – границы главных тектонических элементов (ОМ – Орловско-Микинский, Ш – Шаромский, УП – Уйвэм-Пусторецкий, КП – Куюльско-Парапольский, Ср – Срединный, КВ – Кангалатско-Вывенский, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский); 2 – границы (разломы) поднятий, горстов, прогибов, впадин; 3 – граница Центрально-Камчатского вулканического пояса; 4 – прогибы с преимущественно кайнозойским выполнением; 5 – вулканиты Корякско-Западно-Камчатского пояса; 6 – вулканогенно-кремнистые образования ватынской и ирунейской серий; 7 – метаморфиды Ганальского хребта и Хавывенской возвышенности; 8 – базиты, ультрабазиты в Пенжинской и Пикасьваям-Хатырской зонах; 9 – выходы тех же образований, фиксируемых в магнитном поле; 10 – антиклинальные и синклинальные зоны Амбонско-Шелиховского антиклинорного поднятия (А-Ш); 11 – некоторые разломы по гравиметрическим данным; 12 – границы надвиговых покровов.

Буквенные обозначения. ОМ – Омолонский массив; сложно складчатые зоны: ПЗК – Пенжинско-Западно-Камчатская, ПХ – Пикасьваям-Хатырская, УСЛ – Укэлаятско-Срединно-Лесновская, ОВК – Олюторско-Восточно-Камчатская, Ю – Южно-Камчатская; Б – Большерецкая плита Охотской эпимезозойской платформы, С – Срединный выступ метаморфических пород, Н – Начикинская глыба, К и А – Командорская и Алеутская глубоководные котловины, Ш – поднятие Ширшова

этому направлению в тектонике на примере Корякско-Камчатской области. Если следовать строгому и четкому определению термина «террейн» [3], обязательными признаками которого надо считать доказанную чужеродность и его ограничение глубинными разломами, то к этой категории на рассматриваемой территории можно отнести Омолонский массив, Срединный, Ганальский выступы метаморфических пород и, возможно, восточные полуострова Камчатки.

Между тем, ряд исследователей [4] выделяют в регионе более десятка террейнов и субтеррейнов различного типа: островодужные, турбидитовые, метаморфические и т.д.Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что территория региона образована рядом параллельно простирающихся структурно-фациальных зон, приведенных в тектонические взаимоотношения в различные фазы альпийской складчатости: Пенжинско-Западно-Камчатская, Укэлаятско-Срединно-Лесновская, Олюторско-Восточно-Камчатская. Кроме того, на юго-западе полуострова выделяются Большерецкая плита Охотской эпимезозойской платформы с огибающими ее краевыми прогибами – Колпаковским, Ичинским и Голыгинским, Срединный выступ метаморфических пород, Начикинская древняя глыба и Южно-Камчатская складчатая зона. На севере области структуры Корякского нагорья граничат с Командорской и Алеутской глубоководными впадинами (схема).

Центральной для полуострова Камчатка и Корякского нагорья является Укэлаятско-Срединно-Лесновская чешуйчато-складчатая зона, прослеживающаяся от северных бухт Олюторского полуострова (Дежнева, Анастасии) до северной границы Срединного выступа метаморфид. Она состоит из сложно дислоцированных флишоидных песчано-сланцевых пород верхне-

мелового возраста, однако, судя по выходам валанжинских отложений в Учичхильском поднятии, зона, возможно, представлена полным разрезом мела. Зона характеризуется низким уровнем гравитационного поля и значительной мощностью земной коры континентального типа, сопоставимой с мощностью коры Омолонского массива (до 38 км).

Возможное продолжение зона имеет а Начикинской глыбе, где песчано-сланцевые толщи прослеживаются на северо-восточном фланге выхода ганальских метаморфид. Зона, вероятно, имела фациальные переходы с фронтальной частью Олюторской зоны, о чем свидетельствуют горизонты базальтов и радиоляритов среди флишевого разреза [2]. Пенжинская зона разделяет Омолонский массив и Укэлаятско-Срединно-Лесновскую зону с континентальной корой и прослеживается на юге до Срединного выступа метаморфид. Зона характеризуется сложным покровно-складчатым строением, осложненным кайнозойскими прогибами.

Характерной особенностью зоны является наличие двух разновозрастных офиолитовых комплексов: венд-раннепалеозойского (Ганычаланский комплекс) и позднеюрско-раннемелового (кингивеемская свита, куюльские гипербазиты). Зона прослеживается через п-ов Елистратова в заливе Шелихова, где она выражена интенсивной положительной аномалией силы тяжести полосового строения (Амбонско-Шелиховское поднятие антиклинорного типа).

По нашему мнению, зона имеет рифтовое происхождение (наличие вулканитов типа СОХ) и, возможно, пересекала Срединный выступ метаморфид, где наблюдаются выходы одновозрастных офиолитов (квахонская свита). Характерным элементом Олюторско-Восточно-Камчатской зоны является полоса вулканогенно-кремнистых образований с телами базит-гипербазитового состава, прослеживающихся вдоль всей ее границы с Укэлаятско-Срединно-Лесновской зоной. Зона сформировалась в конце верхнего мела при обдукции океанической коры на континентальный склон, что привело к скучиванию флишевых отложений, и образованию надвиговых покровов [1]. Отдельные тектонические пластины океанической коры внедрились в подошву флишевых отложений и выходят вблизи границы Пенжинско-Западно-Камчатской зоны. Структурная общность региона подчеркивается вулканическими поясами.

Литература

1. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–74.

2. *Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В.* Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р.Пенжины // Тихоокеан.геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 46–57.

3. *Борукаев Ч.Б.* О понятии «террейн» // Тихоокеан.геология. 1993. № 1. С. 149–153.

4. *Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д.* и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

А.А.Арзамасцев[1], Ф.Беа[2], П.Монтеро[2], В.Н.Глазнев[1]

Палеозойская тектономагматическая активизация северо-восточной части Балтийского щита: оценка геодинамической природы

Исследования последнего десятилетия приносят новые доказательства того, что главным фактором, обусловившим проявление континентального магматизма в областях развития древних щитов и их обрамления, явилась активизация верхней мантии в результате плюм-литосферного взаимодействия и/или рифтинга [1-3]. Результаты глубинного сейсмического зондирования, в сочетании с прецизионными изотопно-геохимическими исследованиями производных мантийного магматизма и гипоксенолитов, позволили построить количественные модели магмогенерации в мантии и определить геодинамическую природу процессов тектономагматической активизации [4, 5]. Базирующиеся на последних экспериментальных данных, эти модели позволяют количественно оценить состав продуктов плавления мантийных субстратов. Наряду с этим, весьма актуальна разработка моделей, использующих альтернативные подходы не только в определении состава мантийных расплавов, но и в оценке их объема, что имеет важное значение для палеогеодинамических реконструкций.

Объекты и методы исследований. В качестве объекта рассмотрена Кольская щелочная провинция, располагающаяся в северо-восточной части Балтийского щита и включающая крупнейшие в мире плутоны агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера, а также многочисленные интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Важнейшие особенности провинции, определяющие применимость предлагаемой методики, таковы:

- Высокий уровень геологической изученности территории, что позволяет, во-первых, предполагать минимальную вероятность обнаружения новых, а тем более крупных проявлений магматизма, и, во-вторых, с высокой степенью детальности реконструировать внутреннее строение и оценить объемы щелочных интрузий.

- Проявления палеозойского магматизма в пределах провинции сформировались в относительно узком временном интервале 380–360 млн лет [6], что указывает на их формирование в течение единого, четко обособленного во времени этапа тектономагматической активизации. Палеозойскому этапу предшествовал длительный амагматичный период развития Балтийского щита, продолжавшийся более 1,3 млрд лет. Проявления молодого магма-

[1] Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия
[2] Университет Гранады, Испания

тизма постдевонского времени в северо-восточной части Фенноскандии не установлены.

- Изотопные и геохимические характеристики пород провинции свидетельствуют о происхождении палеозойских магм в результате прямого плавления мантийного субстрата [6].

Мы попытались количественно оценить химический состав и объем той части мантии, активизация которой привела к формированию в палеозое в северо-восточной части Балтийского щита Кольской щелочной провинции. В отличие от упомянутых моделей, для определения объемов щелочного магматизма в пределах провинции и, соответственно, объема мантийных расплавов, продуцированных в течение палеозойского цикла активизации, был использован метод трехмерного плотностного моделирования, базирующийся на гравиметрических данных.

Первый этап исследований, наряду с геолого-геохимическим опробованием проявлений щелочного магматизма региона, включал изучение глубинного строения и построение трехмерных плотностных моделей всех щелочных интрузий провинции до уровня 22,5 км [7]. На втором этапе в породах были выполнены прецизионные определения концентраций микроэлементов методом ICP-MS, что явилось основой для расчета средневзвешенных концентраций микроэлементов в породах провинции, моделирования плавления мантийных субстратов и оценки геодинамических последствий этих мантийных процессов.

Полученные результаты. Проведенные расчеты показывают, что суммарный объем палеозойских выплавок в северо-восточной части Фенноскандии (включающий объемы интрузий, их эродированных частей, подводящих каналов) составляет 15100±1500 км^3. Содержащиеся в этом объеме гигантские концентрации микроэлементов и, прежде всего, редкоземельных элементов (РЗЭ), Nb, Zr, Hf, Th, Rb, Sr, а также P, значительно превышают средние содержания их как в мантии, так и в породах докембрийского основания региона. Очевидно, что палеозойские породы могли быть получены лишь в результате парциального плавления мантийного субстрата, отвечающего уровню фации гранатовых лерцолитов.

Расчет составов мантийных выплавок, которые могла продуцировать средняя по составу мантия, обнаруживает необходимость значительного привноса некогерентных элементов в исходный мантийный субстрат. В частности, средние содержания РЗЭ в общем объеме палеозойских выплавок Кольского региона более чем на порядок превышают предельные концентрации в выплавках – производных средней мантии. Это является дополнительным свидетельством в пользу значительной роли процессов метасоматоза архейской мантии, сопровождавшегося привносом некогерентных элементов в зоны палеозойской магмогенерации.

Геодинамические последствия процессов плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита определяются, прежде

всего, объемами мантии, которая была активизирована в палеозойское время. Проведенные оценки показывают, что, в зависимости от степени парциального плавления мантийного субстрата, значительная часть литосферы Северо-Восточной Фенноскандии площадью (диаметром) 500 км была вовлечена в процессы магмогенерации, достигавшей глубины 125 км, т.е. распространявшейся на всю глубину мантийной фации гранатовых лерцолитов. Эта оценка по площади соответствует области распространения проявлений палеозойского магматизма в регионе, а по глубине коррелируется с определениями P–T-условий формирования мантийных ксенолитов, обнаруженных в дайках и трубках взрыва региона.

Таким образом, впервые для областей внутриплитного магматизма оценены масштабы развития плюм-литосферных процессов и определены объемы зон магмогенерации в мантии, с которыми были связаны процессы палеозойской тектономагматической активизации в северо-восточной части Балтийского щита.

Литература

1. *Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T., Tarney J., Nivia A., Saunders A.D., Duncan R.A.* The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts – new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. 1996. Vol.37, №2-3. P.245–260.

2. *Niu Y.* Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites // Journal of Petrology. 1997. Vol.38. №8. P.1047–1074.

3. *Thompson R.N., Gibson S.A.* Magmatic Expression of Lithospheric Thinning Across Continental Rifts // Tectonophysics. 1994. Vol.233. №1–2. P.41–68.

4. *White R.S., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts. Journ // Geophys. Res. 1995. Vol.100. №B9. P.17543–17586.

5. *Williamson M.-C., Courtney R.C., Keen C.E., Dehler S.A.* The volume and rare earth concentrations of magmas generated during finite stretching of the lithosphere // Journal of Petrology. 1995. Vol.36. №5. P.1433–1454.

6. *Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. Vol.30. P.33–44.

7. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №2. С.211–221.

Е.В. Артюшков[1]

Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия

Под действием поверхностных нагрузок и глубинных аномальных масс литосфера испытывает упругий изгиб. Ширина области изгиба L возрастает

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

с эффективной упругой толщиной литосферы T_e как $L \sim T_e^{3/4}$. Соотношения такого типа обычно используют для оценок T_e по распределению на площади аномалий силы тяжести и по ширине передовых прогибов складчатых поясов [1]. В холодных платформенных областях изгибание литосферы происходит на больших расстояниях $L \sim 100$–300 км, что соответствует $T_e \sim 20$–100 км. В передовых прогибах некоторых складчатых поясов (Памир, Апеннины, Анды) L сокращается до ≤ 50 км, что соответствует $T_e \leq 10$ км. Резкое падение T_e имеет место и в рифтовых впадинах. Сильное уменьшение T_e в указанных структурах обычно связывают с крутым изгибом литосферы вблизи от конвергентных и дивергентных границ между плитами, что приводит к появлению в ней больших упругих напряжений, превышающих прочность пород [2].

Крутые флексуры фундамента шириной 20–40 км и высотой 3–10 км существуют, однако, и во внутриплитных областях, например, в Прикаспийской впадине и на Туранской плите. Эффективная упругая толщина литосферы под ними не превышает $T_e \sim 3$–7 км, что много меньше значений, типичных для континентальной литосферы. Такие деформации малого горизонтального масштаба L указывают на то, что резкое падение T_e и сопровождающее его размягчение литосферы может происходить и вне зависимости от сил, действующих вблизи активных границ между плитами. Более того, некоторые крутые флексуры в передовых прогибах вблизи от конвергентных границ в складчатых поясах в действительности сформировались в те эпохи, когда столкновения плит на этих границах не происходило. Они наблюдаются, например, в Предкарпатском прогибе [3, 4], в Черноморской впадине и в западной части Предкавказского прогиба [5].

Многими исследователями (например, [2], предполагается резкое понижение вязкости в нижней части гранитного слоя, а возможно, также и в нижней части континентальной коры. При этом литосфера должна расщепляться на несколько упругих слоев – один или два слоя в коре и слой в верхней части мантии, разделенные слоями с пониженной вязкостью. В холодных областях наибольшую мощность должен иметь упругий слой в верхней части мантийной литосферы. В таких условиях можно допустить, что крутые флексуры фундамента образуются за счет оттока вещества коры вдоль внутрикорового слоя с пониженной вязкостью в прилегающие области. При этом крутой изгиб может происходить только в тонком упругом слое в верхней коре или даже лишь в верхней части гранитного слоя, а мантийная литосфера и раздел Мохо останутся плоскими. В таком случае приведенные выше оценки T_e под крутыми флексурами будут характеризовать эффективную упругую толщину только тонкого слоя в верхней коре, но не всего литосферного слоя, который при этом может иметь высокие значения T_e.

Течение вещества во внутрикоровых слоях с пониженной вязкостью всегда направлено от областей с повышенным рельефом к областям с пони-

женным рельефом, где давление в этих слоях ниже. Крутые флексуры обычно возникают по краям глубоких впадин, которые вначале бывают заполнены водой и граничат с сушей или шельфом, как, например, в Прикаспийской впадине в позднем девоне и карбоне. Если возможно течение вещества во внутрикоровых слоях, то оно будет направлено не от впадины к прилегающим областям, а в противоположную сторону, что приведет не в погружению, а к поднятию коры во впадине. Таким образом, формирование крутых флексур по краям глубоких впадин не могло быть связано с течениями во внутрикоровых слоях с пониженной вязкостью. Более того, в рассмотренных примерах нигде не удалось обнаружить расширения флексур во времени, которое свидетельствовало бы о таких течениях.

Большинство крутых флексур и ограниченных ими глубоких впадин не осложнены крупными сбросами. Следовательно, образование этих структур не было связано с растяжением и погружение коры происходило за счет уплотнения пород в литосфере.

Начальное погружение было обычно быстрым и сопровождалось образованием впадин с глубиной воды ≥ 1 км за время ~ 1 млн лет, как это имело место в Индоло-Кубанском прогибе в раннем олигоцене. В отсутствие значительного растяжения литосферы во впадинах и столкновения плит в прилегающих областях, такие погружения можно объяснить фазовым переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты или в эклогит [6]. Для осуществления быстрого фазового перехода требуется приток в породу малого объема водосодержащего флюида, который служит катализатором реакции. Его можно связать с подходом в отдельные эпохи к подошве литосферы небольших объемов флюидосодержащей аномальной мантии. Об этом свидетельствуют слабые поднятия коры (~ 100 м) и слабый базальтовый вулканизм, которые часто предшествовали быстрому образованию глубоководных прогибов (например, в Прикаспийской и Тимано-Печорской впадинах в начале позднего девона).

Как видно на полевых обнажениях, быстрый метаморфизм в породах основного состав сопровождается резким падением их вязкости. Появление тонких пленок флюида по граням зерен может сопровождаться падением вязкости коры и мантийной литосферы на много порядков величины. В результате инфильтрация флюида из астеносферы способна временно вызвать сильное размягчение всего литосферного слоя или его нижней части. В обычных условиях литосферные плиты имеют очень большую вязкость и высокую прочность. Поэтому они дрейфуют на тысячи километров, не испытывая на основной своей части значительных деформаций.

В отдельные эпохи в некоторых областях в литосферу поступает флюид из мантии, что приводит к ее резкому размягчению. В результате становятся возможными быстрые деформации литосферного слоя под влиянием тех напряжений, которые уже действовали в нем до размягчения. Если разде-

ляемые ослабленной областью литосферные блоки могут смещаться на значительное расстояние, то такая область будет сильно сжата с образованием складчатого пояса либо растянута с образованием рифтовой впадины. Сильному сжатию на древних форландах Восточных Карпат и Южного Урала действительно предшествовало размягчение литосферы в этих областях, фиксируемое по появлению крутых флексур [3, 4, 7]. Растяжение литосферы на Байкале и в Паннонском бассейне также происходило в эпохи, когда в других местах в тех же областях формировались крутые флексуры.

С эоцена–олигоцена на континентах широко проявились неотектонические поднятия коры. Они были особенно интенсивными в плиоцен-четвертичное время и сформировали основную часть современных крупных положительных форм рельефа. В большинстве областей поднятия не сопровождались значительным сжатием коры. В таких условиях для их осуществления при сохранении изостатического равновесия требовалось частичное или полное замещение мантийной литосферы менее плотной астеносферой, которое в ряде случаев наблюдается и по геофизическим данным [8]. Во многих местах, как, например, в Южной и Восточной Африке, поднятия произошли после длительной эпохи относительной стабильности (100–150 млн лет) и развились в основном за несколько миллионов лет. Резкое изменение тектонического режима можно объяснить поступлением к подошве литосферы флюидосодержащей аномальной мантии. Инфильтрация из нее флюида в мантийную литосферу вызвала резкое размягчение последней. После этого произошло быстрое замещение мантийной литосферы астеносферой, что привело к образованию крупных поднятий на поверхности.

Таким образом, размягчение литосферы, обусловленное взаимодействием конвекции в мантии с литосферным слоем оказывается ответственным за несколько основных видов тектонических движений на континентах.

Литература

1. *Stewart J., Watts A.B.* Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 5327–5352.

2. *Burov E.B., Diament M.* The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 3905–3927.

3. *Артюшков Е.В., Беэр, М.А., Мернер Н.-А.* Потеря прочности литосферного слоя как причина образования складчатого сооружения Карпат // ДАН. 1996. Т. 346, № 2. С. 239–244.

4. *Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A.* The East Carpathians; indications for phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // Tectonophysics. 1996. Vol. 262. P. 101–132.

5. *Артюшков Е.В., Мернер Н.-А.* Быстрое образование крутых флексур под осадочными бассейнами – указание на временную потерю прочности литосферного слоя // ДАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 382–386.

6. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

7. *Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhovich P.A., Mörner N.-A.* Southern Urals: II. Decoupled evolution of thrust belt and its foredeep as an indication for weakening of the lithosphere and phase transitions // Tectonophysics. 1999 (in press).

8. *Artyushkov E.V., Hofmann A.* Basic regularities and driving mechanisms of the Neotectonic crustal uplift // Orogenic belts and geological mapping. Intern. Sci. Publ. Zeist. 1997. P. 95–120.

А.А.Архипова, И.В.Найденков[1]

Геодинамические обстановки в раннем докембрии западной Беларуси (по данным изучения гранитоидов)

В докембрийском кристаллическом фундаменте западной части Беларуси, главными структурными элементами которого являются Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс (БПГП) [1] на западе республики и Смолевичско-Дрогичинская шовная зона (СДШЗ) [2] в центре, широко представлены разнообразные по возрасту и составу гранитоидные комплексы. Изучение их минералого-петрологических и петрогеохимических особенностей и сопоставление с эталонными геохимическими типами гранитоидов, образовавшихся в различных (по глубинности, тектонической обстановке и т.д.) условиях [3], позволило оценить характер геодинамических обстановок на разных этапах формирования континентальной коры региона.

По времени формирования и приуроченности к определенным геодинамическим обстановкам выделяется несколько групп гранитоидов.

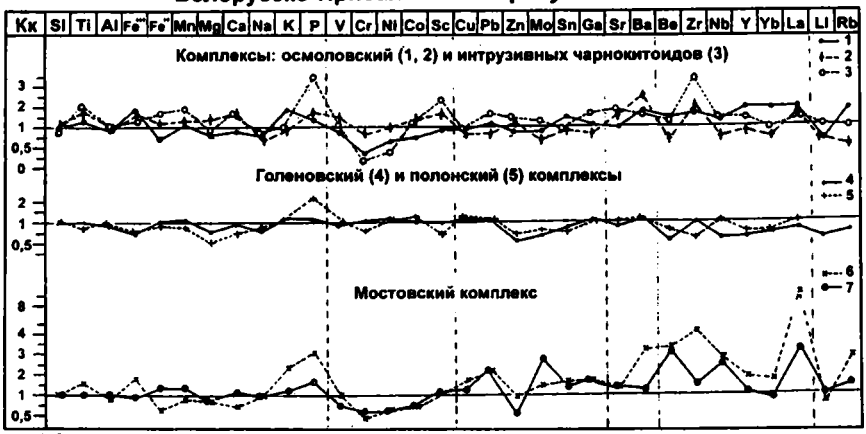
На протокрустальной (протоокеанической) стадии развития коры при раскислении базитовой протокоры (предположительно в раннем архее) на территории современного БПГП в условиях гранулитовой фации сформировались чарнокитоиды эндербит-чарнокитового комплекса (чарнокит-мигматитовая формация), затем коровые (с долей I-компоненты) коллизионные анатектические гранитоиды голеновского комплекса (формация метасоматических автохтонных чарнокитоидов) и, наконец, постколлизионные мантийно-коровые гранитоиды осмоловского комплекса (формация магматических или аллохтонных чарнокитоидов), близкие к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда (рисунок). С их становлением закончилось формирование гранулит-базитового слоя земной коры региона.

К протоорогенной стадии развития коры (в позднем архее – раннем протерозое) приурочено широкое проявление во всех структурах региона процессов гранитизации в условиях амфиболитовой фации, доходивших до выплавления в коллизионной обстановке анатектических гранитов полонского комплекса (мигматит-гранитная формация), отвечающих геохимическому типу ультраметаморфических гранитов. Наиболее древние изотопные датировки цирконов кинетическим свинец-свинцовым методом из мигматит-

[1] Институт геологических наук (ИГН) НАН Белоруси, Минск, Беларусь

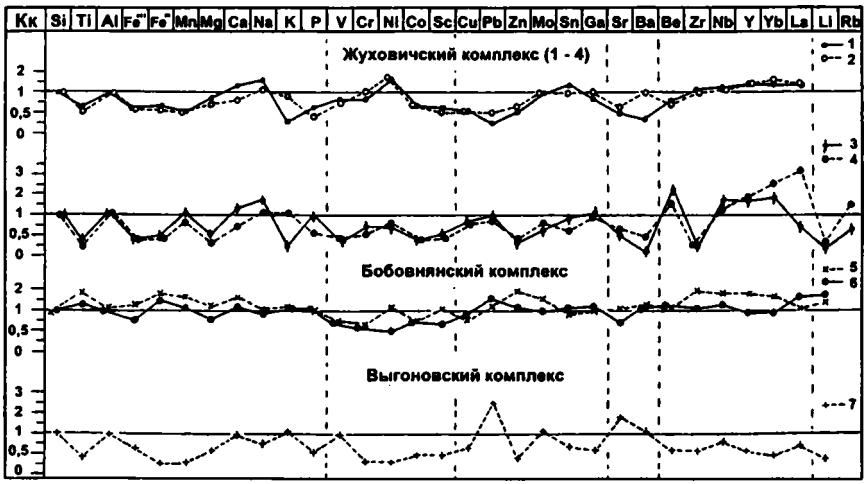
Геохимическая специализация гранитоидов кристаллического фундамента Беларуси (в кларках концентрации – Кк)

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс



1-2 – осмоловский комплекс, субщелочные кварцевые монцодиориты (1) и граниты (2); 3 – комплекс интрузивных чарнокитоидов, монцоэндербиты; 4 – голеновский комплекс, анатектические лейкограниты, 5 – полонский комплекс, анатектические лейкограниты; 6-7 – мостовский комплекс, кварцевые монцониты (6) и граниты (7).

Смолевичско-Дрогичинская шовная зона



1-4 – жуховичский комплекс, среднезернистые плагиограниты (1) и лейкограниты (2), пегматоидные плагиограниты (3) и лейкограниты (4); 5-6 – бобовнянский комплекс, кварцевые сиениты (5) и граниты (6); 7 – выгоновский комплекс, лейкограниты.

Кк – коэффициенты концентрации петрогенных окислов и микроэлементов, рассчитанные как отношение среднефоновых содержаний элементов в гранитоидах к регионально-кларковым содержаниям [4] для пород кислого и среднего состава соответственно.

гранитов комплекса соответствуют интервалу 3,0–3,3 млрд лет. Эти процессы завершили становление гранитно-метаморфического слоя земной коры региона.

На протоплатформенной стадии в раннем протерозое сформировались гранитоиды различных типов, по времени приуроченные к карельской эпохе тектогенеза (2,0–1,8 млрд лет). К наиболее древним из них относятся близкие к S-типу обедненные многими микроэлементами мезоабиссальные известково-щелочные гранитоиды выгоновского комплекса (формация лейкогранитов), приуроченные к СДШЗ. По-видимому, они являются наиболее поздними дифференциатами магм из того же магматического очага, что и породы гранитоидного микашевичского комплекса (возрастом около 2,0 млрд лет), расположенного восточнее, в пределах Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Гранитоиды выгоновского комплекса могли образоваться в обстановке активных континентальных окраин или в коллизионной обстановке. К следующей возрастной группе относятся также развитые в СДШЗ коровые известково-щелочные гранитоиды, обогащенные многими редкими литофильными и иногда некоторыми халькофильными элементами – мезоабиссальные гранитоиды бобовнянского комплекса (кварц-сиенит-гранитная формация) и гипабиссальные гранитоиды жуховичского комплекса (формация лейко- и плагиогранитов возрастом 1,9 млрд лет). Их образование могло происходить в тыловых зонах активных континентальных окраин или в коллизионной обстановке.

Намечается закономерное изменение состава и потенциальной металлоносности гранитоидов в пределах СДШЗ примерно вкрест ее простиранию, напоминающее зональность активных континентальных окраин фанерозойского времени. В юго-восточной части зоны размещаются обедненные микроэлементами мезоабиссальные гранитоиды известково-щелочного ряда (выгоновский комплекс); в центральной части зоны и севернее по ее простиранию находятся тела гранитоидов того же геохимического типа, но уже обогащенные многими редкими литофильными, редкоземельными и халькофильными элементами (бобовнянский комплекс); в северо-западной части зоны установлены гипабиссальные известково-щелочные гранитоиды, пегматоидные разности которых тяготеют к геохимическому типу плюмазитовых лейкогранитов (жуховичский комплекс). И, наконец, локальное развитие на территории БПГП имеют постколлизионные мантийно-коровые (с признаками геохимического типа андезитового ряда) гранитоиды комплекса интрузивных чарнокитоидов возрастом 1,8 млрд лет, соответствующие формации гиперстеновых гранитоидов зон глубинных разломов.

В условиях стабилизированной платформы под влиянием процессов тектоно-магматической активизации (ТМА) в эпоху становления гранитов рапакиви (1,7–1,5 млрд лет) на территории БПГП (в пределах участка его пересечения Мазурско-Могилевской зоной ТМА) [5] сформировались наиболее поздние (1,5 млрд лет) анорогенные или внутриплитные мантийно-

коровые гранитоиды латитового ряда (мостовский комплекс, монцодиорит-гранитная формация).

Литература

1. *Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденков И.В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // ДАН Беларуси. 1994. Т. 38, № 2. С. 93–98

2. *Найденков И.В.* Смолевичско-Дрогичинская зона — структура шовного типа в кристаллическом фундаменте Беларуси // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С.75.

3. Геодинамические реконструкции / И.А.Абрамович, А.И.Бурдэ, В.Д.Вознесенский и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.

4. *Архипова А.А., Найденков И.В.* Средний химический состав кристаллического фундамента Беларуси// ДАН Беларуси. 1997. Т.41, № 4. С.103–107.

5. *Никитин Е.А., Найденков И.В., Гришко А.И.* Мазурско-Могилевская зона тектономагматической активизации на западе Русской плиты и ее перспективы // Вопросы геологии и рудоносности кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Минск: БелНИГРИ,1989. С.23–30.

И.И.Бабарина[1]

Стадии формирования раннепротерозойской коллизионной структуры Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита

Северо-Карельский пояс является пограничной структурой между Беломорским и Карельским архейскими микроконтинентами. Он имеет форму дуги, обращенной выпуклостью к северу. В строении пояса участвуют вулканогенно-осадочные комплексы нижнего протерозоя, образующие линейновытянутые структуры, среди которых главными тектоническими элементами являются Кукасозерский (восточный) и Паанаярвинский (западный) сегменты. На востоке непосредственным продолжением Северо-Карельского пояса является сочленяющаяся с ним под углом Восточно-Карельская зона. На западе пояс разделяется на две ветви. Северная ветвь в российской части Балтийского щита представлена меридиональным сегментом Куолаярви. Южная ветвь на территории Финляндии соединяется с поясом Кайну, в строении которого участвует офиолитовый комплекс Ёрмуа с возрастом 1,97 млрд лет [6].

Структуры Северо-Карельского пояса отличаются неоднократно проявленными деформациями, магматизмом и метаморфизмом свекофеннского вре-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

мени (1,9 млрд лет). Сутурная зона в осевой части пояса маркируется тектоническими линзами гипербазитов и габброидов, которые, по мнению В.С.Степанова [5], являются фрагментами офиолитового комплекса, одновозрастного Ёрмуа. Свекофеннский метаморфизм в структурах Северо-Карельского пояса проявлен неравномерно. На прогрессивной стадии он варьирует от зеленосланцевой фации повышенных давлений в западной части пояса до высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации на востоке [3, 4]. Регрессивная стадия включает эпидот-амфиболитовую и зеленосланцевую фации. Магматизм сфекофеннского возраста выражен в формировании гранит-мигматитовых и гранитных куполов в пределах Беломорского микроконтинента [1]. Все эти процессы связаны с обстановкой коллизии Беломорского и Карельского микроконтинентов, происходившей в результате закрытия Циркумкарельского микроокеана [2] в свекофеннское время. Тектонические элементы, образующие Северо-Карельский пояс, отличаются динамическими и кинематическими характеристиками, которые зависят от кривизны коллизионной зоны, а также от влияния процессов, связанных с формированием меридиональной структуры Куолаярви.

Данные структурных исследований, полученные при изучении Кукасозерского сегмента, позволяют восстановить динамику и кинематику взаимодействия микроконтинентов в коллизионной обстановке.

1. Коллизионная структура сегмента сформировалась в четыре стадии.

2. Деформации центральной части сегмента и его восточного фланга происходили в едином поле напряжений в режиме фронтальной коллизии при смене во времени пластических деформаций хрупкими (рис. 1). Ось сжатия при эволюции режима всегда оставалась перпендекулярной зоне взаимодействия микроконтинентов, что свидетельствует о ее изначальной криволинейной конфигурации. Структура северо-западного фланга (в пределах Беломорского микроконтинента) формировалась под влиянием однонаправленного бокового сжатия (с запада на восток), близкого к действовавшему в меридиональном сегменте Куолаярви.

3. На первой стадии D_S^1 коллизионного взаимодействия происходил поддвиг Карельского микроконтинента под Беломорский. Для этого этапа характерны структуры пластического сдвига, осуществлявшегося вдоль субгоризонтальной плоскости в условиях высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации (см. рис. 1,а).

4. На второй стадии D_S^2 выявлен различный стиль деформаций для Беломорского и Карельского микроконтинентов. Установлена встречная вергентность наклонных складок (рис. 2).

Конвергентная надвиго-складчатая структура сформировалась в результате появления зоны пологого пластического скола в пределах Карельского микроконтинента в условиях интенсивного сжатия (см. рис.1,б). Таким образом, метаморфизованные образования с глубинных уровней как Карельского, так и Беломорского микроконтинентов выводились к поверхности навстречу

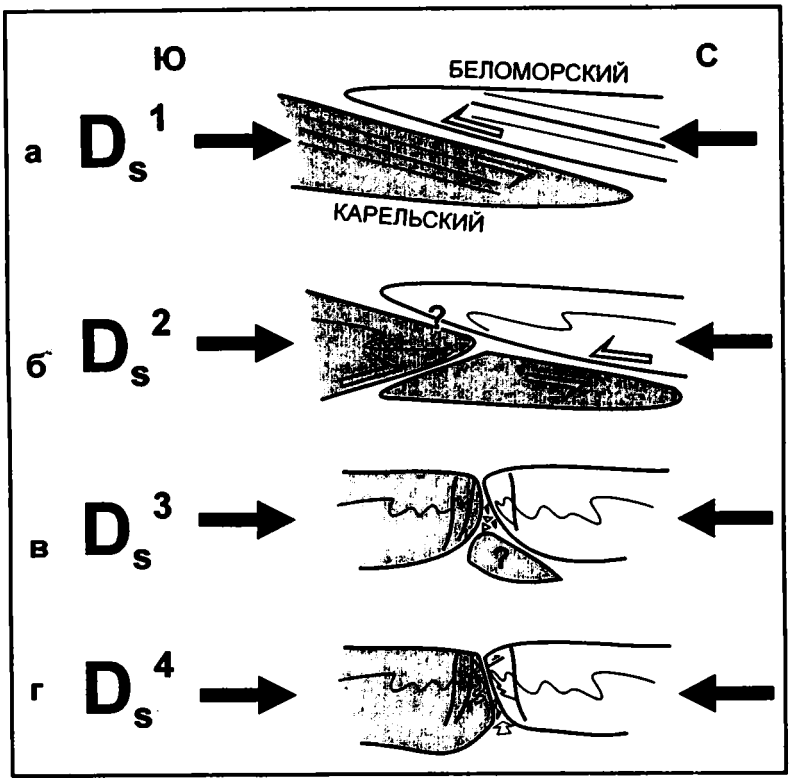


Рис.1. Схема взаимодействия Беломорского и Карельского микроконтинентов в разные стадии Свекофеннской коллизии.
Пояснения см. в тексте.

друг другу. При этом происходило снижение P–T-параметров метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации и, как следствие, изменение стиля тектоники. На северо-западе сегмента в эту же стадию образовалась меридиональная надвиго-складчатая структура восточной вергентности (см. рис. 2).

5. В третью стадию D_S^3 произошло взаимное расплющивание краевых частей взаимодействующих фрагментов коры с образованием прямых складок в условиях продолжающегося интенсивного сжатия, когда горизонтальные перемещения стали невозможны. Беломорский и Карельский микроконтиненты деформировались совместно и в едином стиле (см. рис.1,в). В пограничной зоне сформировалась крутопадающая сутура, представляющая собой зону катаклаза и милонитизации с тектоническими включениями метагипербазитов и габброидов. Комплексы претерпели диафторез зеленосланцевой фации.

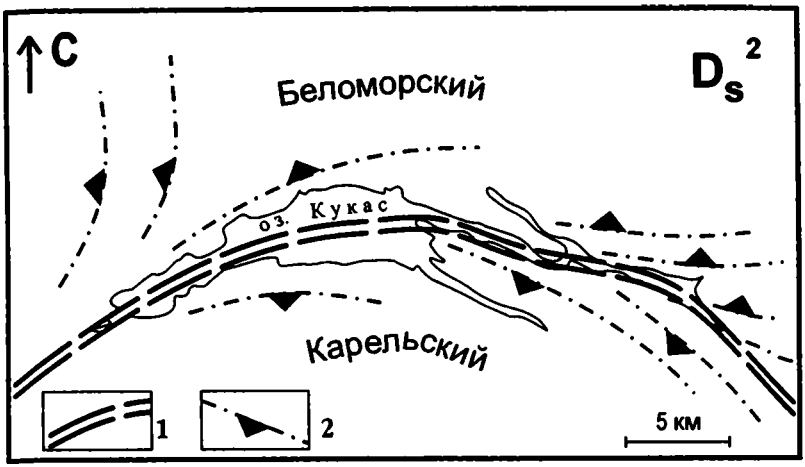


Рис.2. Конвергентная складчатая структура Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса (стадия Ds^2)

1 – коллизионная сутура; 2 - оси складок, бергштрихами показано падение осевых поверхностей

6. Выделяется латеральная пространственная структурная зональность – увеличение интенсивности деформаций D_S^2-D_S^3 к восточному флангу сегмента. В этом же направлении происходит виргация осей складок. Эти данные свидетельствуют о неравномерном сжатии, максимальное значение которого отмечается в зоне сочленения субширотного Северо-Карельского пояса с меридиональной Восточно-Карельской зоной.

7. В завершающую стадию D_S^4 произошло окончательное формирование коллизионной структуры. На этом этапе возникли локальные деформации вдоль шовной зоны, вероятно, обусловленные частичным «выжиманием» материала вверх (см. рис.1,г), когда расплющивание в горизонтальной плоскости стало невозможным. Выявлены незначительные обратные перемещения вдоль надвигов, вызванные явлениями релаксации при прекращении действия сил сжатия.

8. Деформации в течение эволюции геодинамического режима происходили непрерывно. Деление их на стадии, вероятно, контролируется скачкообразным изменением реологических свойств пород при снижении P–T-параметров метаморфизма и возможностью проявления горизонтальных тектонических перемещений в зависимости от степени зрелости коллизионной системы.

Литература

1. *Миллер Ю.В.* Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. №6. С. 80 – 89.

2. *Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.Н., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287с.

3. *Московченко Н.И., Турченко С.И.* Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л.: Наука, 1982. 160 с.

4. *Петров В.П., Волошина З.М.* К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 75–83.

5. *Степанов В.С.* Интрузивные мафит-ультрамафиты Северной Карелии (корреляция, петрология, эволюция) // Беломорский подвижный пояс. Геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. Петрозаводск: ИГ Кар. НЦ РАН. 1997. С. 54.

6. *Kontinen A., Peltonrn P.* Petrology of the mantle section of the Jormua ophiolite, NE Finland // Global Geoscience Transect/ Sveka. Report of Investigation. Espoo, 1996. P. 58–59.

А.Б.Бакиров, К.С.Сакиев, Т.У.Укудеев, Е.А.Ивлева[1]

Магматизм и метаморфизм в геодинамической эволюции Тянь-Шаня

Среди геологических толщ Тянь-Шаня нами выделяются три типа метаморфических и магматических комплексов, образованных в следующих геодинамических обстановках: А – океанической, Б – переходной от океана к континенту, В – континентальной. Каждый тип подразделяется на два класса.

А – Метаморфическим и магматическим комплексам океанических обстановок свойственны следующие признаки: локализация в древней океанической коре (породы офиолитовой ассоциации); отсутствие гранитного материала в метаморфических комплексах; господство, в целом, тангенциального растяжения коры в ходе метаморфизма, что отражено в широком развитии трещин отрыва, в сохранности дометаморфических текстурных особенностей пород, в отсутствии мелких складок, сланцеватости и гнейсовидности. Метаморфизм проявлен в условиях гидратации, привноса флюидов и, в основном, характеризуется ретроградной направленностью преобразований. Магматические породы (базиты и гипербазиты) изменены с образованием относительно низкотемпературных водосодержащих минералов и, что сопровождается разуплотнением вещества (Северный Тянь-Шань, Кара-Арчинская зона и др.).

1. Комплексы рифтовых зон океанической коры. Горнблендиты представляют собой метаморфические породы, образованные по пироксенитам в

[1] Институт геологии НАН Кыргызстна, Бишкек, Кыргызстан

условиях эпидот-амфиболитовой фации. При этом формируется ряд пород от амфиболитизированных пироксенитов через пироксен-амфиболовые ассоциаци и до горнблендитов с образованием структур замещения по первичным породам. Разно ориентированные трещины отрыва были заполнены указанными новообразованиями. Рассмотренный процесс происходил в начальную стадию развития рифтогенных структур, когда в земной коре преобладали условия тангенциального растяжения и создавались структуры "разрыхления".

2. Комплексы океанического ложа. Представленные гипербазитами, габбро и эффузивно-осадочными образованиями, метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации без участия деформаций. Для них характерно массивное сложение и хорошая сохранность дометаморфических структур и текстур, а также образования листвинитов за счет габбро и ультрабазитов.

Б. Для метаморфических и магматических комплексов обстановок переходных от океана к континенту характерно отсутствие образования гранитного материала на ранней стадии метаморфизма, но появление и наложение его на поздней стадии Р–Т- эволюции. В составе комплексов переходных зон могут быть не только породы океанической (офиолитовой ассоциации) коры, но и континентальные образования, т.е. они бывают смешанными и им могут быть присущи признаки преобразования пород в континентальной обстановке.

1. Комплексы зон субдукции. Глаукофан-сланцевые породы, образованные по породам офиолитовой ассоциации в условиях высоких давлений и низких температур,являются представителями этого класса. Такие условия могли создаваться в обстановке температурного трога на больших глубинах. В более глубоких частях трога могли быть образованы эклогиты.

2. Комплексы зон аккреции. Представителями этих образований являются канская и майлисуйская серии с их аналогами в Южном Тянь-Шане. Метаморфизму подвержены базальты, габбро и ультрабазиты, принадлежащие к офиолитам, андезитовые и андезит-базальтовые породы, по-видимому, островодужных условий формирования, а также терригенные толщи. Породы, в основном, содержат метаморфические минералы фации зеленых сланцев, но встречаются реликты глаукофана и (в одном случае) лавсонита.

В. Для метаморфических и магматических комплексов континентальных обстановок характерны признаки, совершенно противоположные таковым океанической обстановки: широкое участие гранитного материала в процессе метаморфизма; локализация в коре континентального типа; господство во время метаморфизма тангенциального сжатия коры, что отражено в широком развитии линейной складчатости, сланцеватости и гнейсовидности пород; проявление метаморфизма в условиях дегидратации; общая прогрессивная направленность метаморфизма (метаморфизму подвергаются, в основном, осадочные образования и магматиты океанической коры, предвари-

тельно испытавшие гидратацию и низкотемпературные преобразования); сопровождение метаморфизма общим уплотнением горных пород.

1. Комплексы осторовных дуг и активных окраин континентов. В Тянь-Шане к островодужным образованиям мы относим ряд комплексов зонального метаморфизма низких давлений. Среди них туркестанский комплекс Южного Тянь-Шаня, в котором зональный метаморфизм проявился в позднем силуре, и кенкольский комплекс Северного Тянь-Шаня, которому по возрасту и месту локализации отвечают кембельский и нарынтауский зонально-метморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа.

2. Комплексы зон столкновения и внутриконтинентальных пластических деформаций. Сюда отнесены разновозрастные комплексы, в которых метаморфизм протекал в условиях коллизии континентов и затрагивал отложения молассовой (орогенной) формации. Примерами могут служить тахталыкский метаморфический комплекс, в котором изограда биотита охватывает орогенные (коллизионные) отложения среднего карбона и пересекается интрузиями щелочных пород верхнего карбона – нижней перми, и зональные андалузит-силлиманитовые и дистен-силлиманитовые метаморфические образования в Чаткальском хребте.

К описываемому классу отнесены также мигматитовые образования, в субстрате которых большую роль играют как метапелиты и карбонатные породы, так и породы основного и ультраосновного состава (семизсайская, каргышская, капчигайская свиты докембрия). Однако имеется ряд типов оруденения, являющихся "сквозными", характерными для метаморфических комплексов нескольких геодинамических обстановок. Поиски отличительных черт этих конвергентных видов оруденения для определенных классов метаморфизма являются предметом дальнейших исследований.

Ю.А.Балашов[1]

Динамика развития системы метеориты–Луна–Земля

Взаимосвязь эволюции тектонических режимов и мантийного магматизма Земли определяет возможность анализа истории становления верхних оболочек Земли и межрегиональной корреляции различных событий в геологическом времени. Геохронология – важнейший инструмент для раскрытия сущности этой проблемы. Поскольку почти все вещественные признаки этапа аккреции, а также пород протокоры Земли утрачены при более позд-

[1] Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

ней переработке, корректный анализ этих этапов не может быть проведен и должен в значительной степени базироваться на сопоставлении с данными по хронологии процессов аккреции метеоритов и магматизма Луны. В настоящих тезисах представлены доказательства существования глобальной хронологической корреляции для системы метеориты–Луна–Земля (MMES) и зависимости длительности тектономагматических циклов Земли от продолжительности «галактического года» (GY) – периода вращения Солнечной системы вокруг центра Галактики в интервале времени около 4,6 млрд лет.

Разработанные автором детальные шкалы периодичности событий этапов аккреции (100–150 млн лет [1,3]) и раннего архея [2] для MMES (рис.1) указывают на реальность ≈ 100-миллионной цикличности в этой системе. Отмечается совпадение начала этих циклов внутри MMES, хотя для метеоритов выявлена и более дробная стадийность, вероятно, отражающая исчерпывание вещества протопланетного диска Солнечной системы в ходе аккреции по [1]. Для Луны начало 100-миллионных циклов было связано с мантийным магматизмом («highland-rocks» и «морские» базальты); образование гранитоидов в коре Луны в пределах отдельных циклов также совпадало с их началом. На Земле ранние мантийные вулканиты также установлены в начале циклов – 3822±10, 3711±10 и 3512±20 млн лет [4,5 и др.]; в остальных случаях начало циклов фиксируется по тоналит-гранодиоритовым гнейсами (при возрасте ≤ 4 млрд лет), по детритным цирконам (≥4 млрд лет) и модельным оценкам, полученным по изотопной Sm-Nd системе пород (≥4.3 млрд лет).

Таким образом, 100-миллионная синхронность в MMES не зависит от параметров и состава генерированных пород, а сам факт совпадения циклов указывает на влияние «внешнего» фактора, который являлся «спусковым механизмом» начала магматизма, определявшего единство динамики раннего развития всей системы. В последние годы предприняты попытки связать крупные периодические изменения в геологических процессах на Земле с вращением Солнечной системы вокруг центра Галактики [6-8 и др.]. При этом важнейшим параметром является длительность GY. Современный GY оценивается интервалом от 212–217 до 250–270 млн лет [6,7,9 и др.], а полупериод GY (106–135 млн лет) близок к 100-миллионным циклам в MMES. Шкала цикличности мантийных событий для интервала поздний архей – палеопротерозой Балтийского щита (AR_3 – PR_1) [8] в среднем близка к 108 ± 10 млн лет.

По данным рис.1 можно решить обратную задачу – рассчитать ? GY (99,7 ±3.3 млн лет) для древнейших этапов MMES (рис.2): GY=199.4 ± 6.6 млн лет. Если реально различие в длительности GY между ранними периодами для MMES, AR_3 – PR_1 и современным этапом геологической истории Земли, то за интервал времени около 4,6 млрд лет произошло замедление в скорости вращения Солнечной системы, вероятно, за счет выноса части

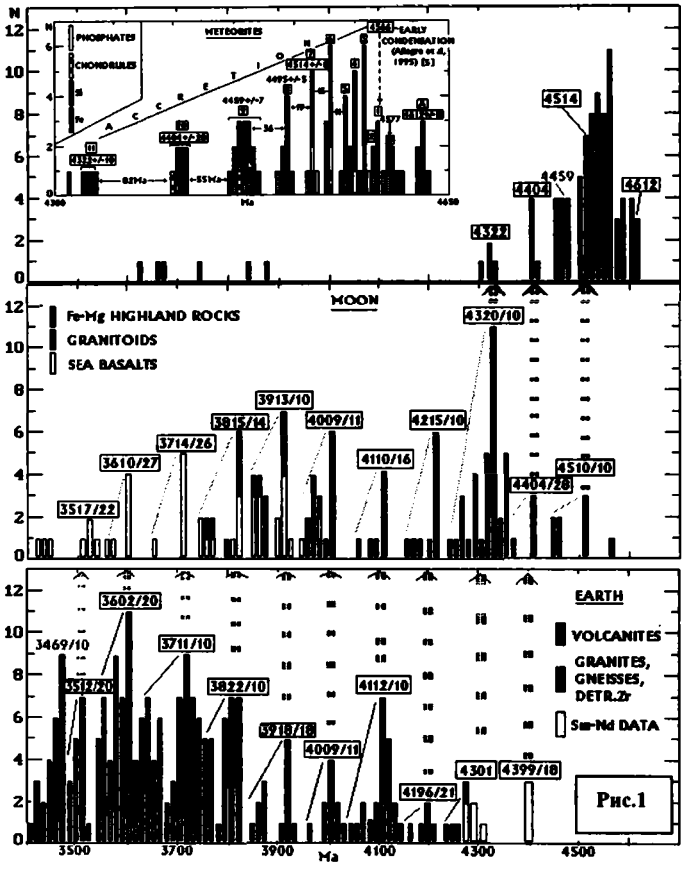
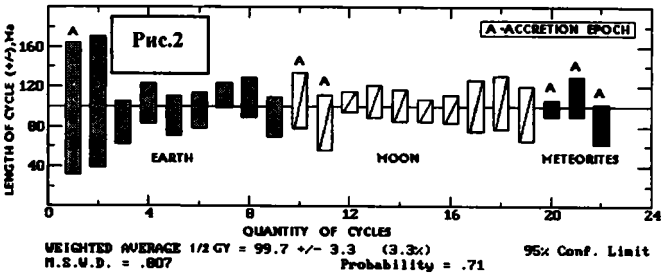


Рис.1

массы вещества из центра нашей Галактики в ее спиральные рукава. Это могло привести к изменению характера орбиты Солнечной системы и, как следствие, к изменению стадийности процессов внутри и на поверхности Земли. Поэтому гипотезы, рассматривающие особенности тектонической и магматической эволюции коры и мантии Земли, должны учитывать, с одной стороны, общепланетарную закономерность достаточно строгой цикличности развития тектономагматических процессов, с другой – вероятность изменения длительности этих циклов от архея к фанерозою. Последнее представляется возможным проверить при уточнении геохронологической шкалы мантийного магматизма в позднем архее – фанерозое.

Таким образом, вещественная и хронологическая эволюция Земли, в целом Солнечной системы и, возможно, Галактики тесно взаимосвязаны и достаточно строго записаны в летописи аккреционной и тектономагматической истории развития MMES.



Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: проект № 97-05-64863.

Литература

1. *Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С.* Планеты земной группы. М.: Наука, 1990. 296 с.

2. *Balashov Yu.A.* Pulsation model of mantle differentiation: evolution, geochronological, geochemical, petrologic and geodynamic implications // Proc.30th Intern. Geol. Congr. Vol.1 Wang et al, –eds. VSP,1997. P. 79–95.

3. *Allegre C., Manhes G., Gopel C.* The age of the Earth // EUG-8. Terra Abstr. Suppl. №1 to Terra nova.1995.Vol.7.P.97.

4. *Baadsgaard H., Nutman A.P., Bridgewater D., Rosing M., McGregor V.R., Allaart J.H.* The zircon geochronology of the Akilia association and Isua supracrustal belt,West Greenland// Earth Planet. Sci. Lett.1984.Vol.68. P. 221–228.

5. *Collerson K.D., Campbell L.M., Weaver B.L., Palacz Z.A.* Evidence for extreme mantle fractionation in early Archaean ultramafic rocks from northern Labrador// Nature.1991.Vol.349. № 6306. P.209–214.

6. *Ясаманов Н.А.* Галактический год и периодичность геологических событий // ДАН.1993. Т. 328, № 3. С.373–375.

7. *Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А.* Опыт построения детальной геохронологической шкалы позднего рифея на основе новых представлений о строении галактики // ДАН. 1995. Т. 344, № 5. С. 650–653.

8. *Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Крупнейшие тектонические события и галактический год // ДАН.1993. Т.331,№5.С. 594–596.

9. *Воронцов-Вельяминов Б.А.* Очерки о Вселенной. М.: Наука, 1976. 719 с.

А.С.Балуев[1], Д.Н.Минеева[2], В.И.Фомин[2]

Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины

Исследования, проведенные коллективом авторов при создании "Карты современной геодинамики Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления"

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

[2] ГНПП "Аэрогеология", Москва, Россия

(1:1 000 000, ГНПП "Аэрогеология", 1998г.) с использованием материалов дистанционного зондирования, позволили отметить некоторые особенности в тектоническом строении и развитии Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которые дают возможность дополнить или увязать уже известные факты. Анализ современного структурного плана БРЗ выявил следующие особенности ее формирования.

1. Подтверждено, что элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбросо-сдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) свидетельствуют также о важной роли древних гранитизированных ядер, формирующих основные поднятые блоки в пределах БРЗ и окруженных зонами сейсмоактивных разломов. Это особенно характерно для северо-восточной части БРЗ, где древние ядра являются как бы матрицей современного структурного плана. При высокой скорости воздымания рифтовых плечей эти древние неоднородности фундамента "проявились" вновь в формах современного рельефа, подчеркивающих их радиально-концентрическое строение. Под действием изостазии более легкие гранитные массы быстрее "всплывают", формируя своды на поверхности. Активные рифтогенные разломы в этом случае используют ослабленные зоны дизъюнктивного каркаса древних структур фундамента, а разрядка напряженного состояния земной коры осуществляется часто по этим зонам. Контуры рифтовых впадин приспосабливаются к периферийным частям древних ядер фундамента, проникая иногда своими углами или впадинами-сателлитами в межкупольные пространства [1].

2. Быстрое воздымание сводовых морфоструктур на плечах рифта в условиях растяжения формирует в апикальных частях сводов специфические формы рельефа, которые могут служить индикаторами геодинамического режима. Это радиально-концентрические системы глубоко эродированных трещин, получивших название **эрозионно-раздвиговых желобов.** Формирование ареалов эрозионно-раздвиговых желобов не только не только с растяжением в апикальной части сводов, но зависит также и от более глубинных причин, определяющих региональное растяжение земной коры. Корреляция ареалов этих структурных форм с областью, расположенной над "раздувами" астеносферного выступа в зонах его планового изгиба, позволяет предполагать связь первых с областью растекания подкорового материала в верхней мантии, создающего напряжения растяжения в верхней хрупкой коре.

3. Исследования методами ДЗ показали существование в истории формирования БРЗ по крайней мере двух типов кинематики раскрытия, сменявших друг друга во времени. С первым типом кинематического режима связано образование системы кулисообразных левосторонних сбросо-сдвигов, ограничивающих практически все крупные неотектонические бло-

ки. Такой структурный рисунок соответствует сдвиго-раздвигу между Сибирской и Амурской субплитами при субширотном растяжении, которое имело место в позднем миоцене – раннем плейстоцене [2]. Этому периоду соответствовало и субмеридиональное сжатие со стороны Иркутского выступа Сибирской платформы, признаки которого проявляются в разломной тектонике и других геологических данных по южной части БРЗ. Этот аспект позволяет предполагать, что возникновение БРЗ происходило в условиях трансконтинентального сжатия под влиянием процессов столкновения Индийской и Азиатской плит. На начальной (проторифтовой) стадии в условиях горизонтального сжатия происходило заложение впадин, косо ориентированных относительно оси сжатия, которые наследовали активизирующиеся неоднородности фундамента в зоне сочленения Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом.

С режимом второго типа связана обстановка чистого раздвига, сопровождавшегося смещениями по нормальным сбросам в приосевой части БРЗ. Такая обстановка характерна для современной эпохи, что подтверждается анализом фокальных механизмов землетрясений, но, вероятно, могла возникать и в прошлом. По данным о механизме очагов землетрясений намечается изменение типа напряженного состояния от условий чистого растяжения в центральной части БРЗ к растяжению с элементами сдвига на ее флангах и, далее, к условиям сжатия за пределами рифтовой зоны.

4. Граница БРЗ, определенная по материалам ДЗ, практически совпадает с контуром области пониженных скоростей на поверхности мантии, что свидетельствует об адекватности поверхностной структуры БРЗ глубинному строению литосферы. Вместе с тем, на их фоне выделяются локальные центры растяжения (определяемые по аномалиям плотности землетрясений), соответствующие локальным выступам разуплотненной мантии. В некоторых случаях они выражены на поверхности радиально-концентрическими парагенезисами разломов и морфоструктур (Баунт-Ципинская и Придархатская), к которым приурочены молодые неглубокие впадины рифтогенного происхождения. Аномалии плотности землетрясений проявлены в центральных частях этих структур центрального типа, что позволяет предполагать возникновение последних как поверхностное отражение локальных центров растяжения земной коры.

5. По материалам космических съемок отчетливо фиксируются зоны динамического влияния БРЗ, обрамляющие ее и выраженные структурами растяжения. Последние наблюдаются по краю Сибирской платформы в полосе динамического влияния шириной 70–100 км, характерной чертой которой является серия узких вытянутых в северо-восточном направлении параллельно Байкальскому рифту миоценовых впадин. В Забайкалье зона динамического влияния БРЗ выражена подновлением граничных разломов мезозойских впадин в позднем кайнозое и проявлениями в некоторых из них щелочного базальтового вулканизма в плиоцен-раннечетвертичное время

(Витимский ареал). Видимо, на ранних стадиях развития БРЗ условия преобладающего растяжения охватили почти всю Забайкальскую плиту и значительную прилегающую полосу Сибирской платформы.

6. Комплексный анализ гравимагнитных полей с данными многоканального сейсмического профилирования, сейсмологии и материалов ДЗ позволил определить локальное распределение тектонических напряжений в верхней части коры Байкальского рифта и установить их связь с глубинными источниками растяжения на разных уровнях литосферы. В зоне пологого юго-восточного борта Байкальской впадины, насыщенного в осадочном чехле и фундаменте разрывными нарушениями, наблюдается разуплотнение субстрата в интервале глубин 2–7 км. Эти участки пространственно коррелируются с аномалиями плотности землетрясений, что заставляет предполагать связь аномалий пониженной плотности субстрата в приповерхностной части коры с зонами максимального растяжения на уровне сейсмоактивного слоя (12–17 км) в области перехода хрупкой коры в пластичную. Совмещение же на поверхности проекций контуров зон максимального растяжения и локальных выступов аномальной мантии в пределах Южной и Центральной впадин Байкала предполагает влияние "растекания" подкорового материала на растяжение верхнего хрупкого слоя земной коры в настоящее время.

Направление современного течения вещества разуплотненной мантии отражает вектор анизотропии (направление максимальных скоростей S-волн) в ней, перпендикулярный простиранию новейших геологических структур. Здесь анизотропия, связываемая с ориентировкой кристаллов оливина в мантии, относится к интервалу глубин, соответствующих астеносфере. Следовательно, вектор анизотропии отражает направление современного течения вещества астеносферы, с которым связано, очевидно, и параллельное ему растяжение коры, генерирующее рифтогенез в настоящее время [3]. В то же время, для Северной котловины Байкала таких корреляционных связей зон растяжения с выступами аномальной мантии не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии там современных растягивающих напряжений.

Таким образом, пассивный рифтогенез начальных стадий эволюции БРЗ дополняется активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе, или же, другими словами, в настоящий момент действует смешанный тип механизма рифтогенеза.

Литература

1. *Балуев А.С., Малкин Б.В., Казьмин В.Г.* Некоторые аспекты геодинамики Байкальской рифтовой зоны по данным дистанционного зондирования //Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды: Тез. докл. Т.4. Иркутск: ЛИСНА, 1994. С.3–4.

2. *Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.* Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. №3. С.46–58.

3. *Зорин Ю.А., Логачев Н.Л., Мордвинова В.В., Кожевников В.М.* Глубинное строение Восточной Сибири и Монголии по телесейсмическим данным // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия): Тез. докл. Т.1. Иркутск. 1995. С.9–10.

В.А.Баскина[1]

Раннеорогенные андезиты Сихотэ-Алиня – неоднозначность палеотектонических интерпретаций

Важным этапом анализа магматизма при палеогеодинамических реконструкциях является изучение размещения и зональности состава орогенных андезитов, поскольку в современных вулканических поясах они тесно связаны с зонами субдукции. По [1], пояса орогенных вулканитов на 50–80% сложены андезитами, кроме окраинно-континентальных, где преобладают дациты, делленитыи/ или риолиты. Вулканический фронт пояса, где и сосредоточена основная масса андезитовых вулканов, параллелен границе плит и отстоит от нее на 125–130, реже на 250–300 км. Независимо от мощности коры (15–30 до 40–60 км.) и ширины пояса (от 25 до 200–250 км) андезиты обнаруживают однотипную латеральную зональность со сменой, от фронта к тылу, низкокалиевых андезитов умеренно- и высококалиевыми и ростом содержаний Rb, Cs, Ba, Sr, LREE, Th, U, Zr, Nb.

В Восточном вулканическом поясе Сихотэ-Алиня, в сегменте к югу от 46° с.ш., сложенном преимущественно риолитами и делленитами, именно особенности раннеорогенных андезитов могли бы пролить свет на геодинамическую обстановку формирования пояса. Однако эти образования изучены недостаточно, а имеющиеся данные противоречат распространенным представлениям о надсубдукционной природе сеноман-палеогеновых вулканитов пояса [2]. В регионе к раннеорогенным отнесены сеноманские и сеноман-туронские андезиты синанчинской, березовской, черемуховой, туньшинской, петрозуевской свит, для краткости именуемые дальше синанчинскими. Это субаэральные или связанные с пресноводной молассой накопления лав и туфов, мощность которых редко превышает 200–400м, а суммарное количество в общем объеме вулканитов пояса составляет не более 5 %. Мелкие разрозненные выходы этих андезитов сосредоточены в тыловых, западных частях Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса, но не потому, что перекрыты восточнее более молодыми вулканитами: известны обширные ареалы в центральной и прибрежной, "фронтальной" частях поя-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

са, где риолиты и делленитьі сеномана-сенона непосредственно налегают на осадочные толщи складчатого фундамента – например, в низовьях рек Аввакумовки, Серебряной, в междуречье Таежной и Кемы в Дальнегорском блоке и в других районах.

В целом, в Южно-Приморском сегменте имеется как бы два поясовых скопления андезитов, каждое шириной 5–15 км, протяженностью 250–350 км, северо-восточного простирания, разделенные интервалом 30–50 км. Они трассируются разобщенными выходами ранних, "синанчинских" андезитов. Один из этих поясов прослеживается в приводораздельной части хребта Сихотэ-Алинь, на расстоянии 40–60 км от берега Японского моря, протягиваясь от Синанчинского андезитового хребта на юго-западе до Туньшинского на северо-востоке. Между этими обширными скоплениями известен ряд более мелких выходов андезитов, относимых к сеноманским и сеноман-туронским в бассейнах рек Аввакумовки, Павловки, Курумы, Базовой, Черемуховой.

Другой пояс расположен западнее, в зоне Колумбинского шва, включает вулканические ареалы верховьев р. Уссури, далее – Березовский комплекс, затем цепочки калиевых субщелочных интрузивов и андезиты основания Обильненской вулканоструктуры. Данные о вещественном составе этих андезитов, так же, как изотопные и обоснованные биостратиграфические датировки, скудны, особенно для первого пояса. Все ранние андезиты региона по соотношениям суммы окислов железа и магния, варьирующим от 2–2,6 до 3,5–4,5 относятся к толейитовым, по [3]. Используя средние по локальным комплексам содержания окиси калия в "стандартных" составах с 57,5% SiO_2, сравним андезиты, расположенные ближе к берегу Японского моря (I) с таковыми из западного ареала (II). Для I (ключ Угловой, 97–85 млн лет, р.Базовая, гора Утесная, р.Черемшаны) эта величина варьирует от 2 до 2,3, падая до 1.9 в андезитах верховьев р. Серебрянки. Во II (верховья р. Уссури, 85–80 млн лет, березовский комплекс; 105–95 млн лет, андезиты бассейна р. Обильная) вариации калия в стандартных составах от 2,5–2,8 до 3,3–3,6.

Таким образом, все ранние андезиты I и II поясов относятся к высококалиевым, по [1], однако в II содержания калия и сопутствующих примесей значительно выше [4], на уровне андийских латитов. В частности, в сеноманских андезитах верховьев р. Уссури содержания окислов Rb, Sr, Ba (в г/т) 70–200, 700–1000, 600–700, а в одновозрастных андезитах ключа Углового: 60–85, 450–600, 500–600, соответственно.

В этом можно видеть проявление типичной латеральной зональности в андезитах низов разреза окраинно-континентального пояса, однако автор так не считает. Дело в том, что в зоне II очень многие вулканические, жильные и интрузивные тела, особенно базитового и андезитового состава, независимо от возраста, отличаются наиболее высокими в регионе содержаниями калия и сопутствующих примесей. Это, в частности, трахиты, трахиандезиты и латиты, позднесенонские, палеоценовые и эоценовые, в верховьях

р. Уссури и в ареале березовского комплекса, а далее к СВ калиевые монцониты в интрузивах Санцехуза, Золотой, Молодежный, Световодный, Моховой – раннесеноманских, палеогеновых и миоценовых (105, 55, 18 млн лет). Те же особенности состава характерны и для многих разновозрастных риолитовых комплексов зоны.

Все это скорее указывает на существование продольной долгоживущей рифтогенной структуры, контролировавшей размещение магматитов с повышенными содержаниями K, Rb, Sr, Th, LREE на всех этпах магматической активности в регионе, в том числе и далеко оторванных от времени предполагаемой субдукции. Что касается раннеорогенных сеноманских андезитов другого ареала (пояс I) – они залегают не во фронтальной, а в тыловой части Восточного вулканичкского пояса Сихотэ-Алиня и пока совершенно недостаточно изучены в отношении геологической позиции, возраста и вещественного состава, чтобы надежно служить целям палеогеодинамического анализа. Задача осложняется тем, что и при наличии детальных данных, признаки различия по вещественному составу между андезитами окраинно-континентальных вулканических поясов и андезитами зон коллизии не обнаружены [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64700.

Литература

1. *Gill J.* Orogenc andesites and plate tectonics. N.Y.: Springer Verlag, 1981. 391p.

2.*Uyeda S., Miyashiro A.* Plate tectonics and the Japanese islands: synthesis // J Geophys. Res. 1974. Vol.84. P.1049–1061.

3. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974. Vol. 274. P.321–355.

4.*Баскина В.А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 261с.

5. *Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я.* Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок М.: Роскомнедра, 1995. 217с.

В.А.Баскина[3]

Активность рифтогенных геосинклиналей Приморья в позднем мелу – палеогене

Мезозойские геосинклинальные пояса в Центральном и Южном Сихотэ-Алине были сформированы на мощной континентальной коре, что опреде-

[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

лило специфику состава геосинклинального магматизма [1]. Комплексы подводных вулканитов, субвулканических тел, даек и комагматичных интрузивов приурочены к верхам мощных кремнистых толщ и часто представлены породами меймечит-пикритовой ассоциации. В Центральной геосинклинальной зоне, протягивающейся в ССВ направлении вблизи Центрального шва, главная масса мезозойских офиолитов имеет триасово-юрский возраст. Подчиненный по масштабам Северо-Восточный офиолитовый пояс примыкает к Прибрежному шву. Там, в Дальнегорском и Кавалеровском районах выходы покровов и внедренных тел геосинклинальных базитов в отложениях эрдагоуской (юра), журавлевской (берриас-валанжин) свит, горбушинской серии (триас-валанжин) образуют разрозненные скопления до 10–40 км длиной и до 10–15 км шириной. В этом поясе широко представлены валанжинские офиолиты [2,3].

В Сихотэ-Алине, во всех мезозойских геосинклинальных свитах преобладают базиты, обогащенные калием (>1% до 1,7–2%) и титаном (2,3–2,8%), а интрузивы тех же комплексов на юге края несут P-, Ti-, REE-ную минерализацию. Разрезы вулканитов в разных мезозойских поясах региона однотипны, характеризуются в верхах чередованием лейкократовых и меланократовых щелочных базальтов, наличием пикритов с фенокристами титан-авгиов и лавами с керсутитом [1].

В северо-восточной части Прибрежной геосинклинальной зоны, в области преимущественного распространения валанжинских офиолитов, формирование щелочных базитов продолжалось в позднем мелу и палеогене. Породы этих молодых комплексов, отличаясь большей щелочностью, сохраняют все фациальные и вещественные особенности предшествующих, что свидетельствует об унаследованной активности щелочно-базальтовых очагов мезозойских рифтогенно-геосинклинальных поясов.

Так, в центре Дальнегорского рудного района (44° 35' с. ш. – 135° 35' в. д.), в Северо-Восточном поясе локализации геосинклинальных диабазов горбушинской свиты, на протяжении 10–12 км в тесной ассоциации с телами диабазов наблюдались залежи афировых лав и гиалокластитов, дайки и штоки габбро-диабазов, возраст которых по K–Ar данным 74–70 млн лет [4], возраст керсутитов из них по ^{39}Ar–^{40}Ar 74 млн лет. Породы содержат плагиоклаз, титан-авгит, керсутит, ильменит, апатит, калишпат, разложенное стекло и обогащены K (1.7–3%), Ti (2,3–4,5%), P (0,4–1%), Sr (600–1000 г/т), REE (лантан, нормированный по хондриту, 600–800 в породах и керсутитах). Некоторые из этих тел ранее упоминались Н.В.Булавко как разности домеловых офиолитов района, другие, вскрытые на Дальнегорском боросиликатном месторождении, были выделены в сихалинскую щелочную серию [5].

Там же имеет место еще один этап формирования аналогичных калиевых щелочных базитов и габброидов, датируемый интервалом 65–63 млн лет. Комплекс этих тел вскрыт карьером в левом борту долины р. Рудная. В процессе магматического замещения в залежи горбушинских габбро-диабазов

образовались шонкиниты (63 млн лет), сопровождаемые ореолом пироксен-калишпатовых роговиков того же возраста (66–65 млн лет). Подобно позднемеловым телам, шонкиниты и ассоциированные дайки базитов сложены титан-авгитом, керсутитом, ильменитом, слабо индивидуализированным калишпатом, имеют высокие концентрации калия (2,5–4,7%), титана (2,7–4%), фосфора (0,5–0,7%), бария (800–1200 г/т), редких земель.

Позднемеловые и палеогеновые щелочные базиты и габброиды обнаруживают тесную структурную связь с выходами диабазов горбушинской серии и несомненное петро-геохимическое родство со щелочными разностями последних. Это указывает на длительное, унаследованное сохранение активности щелочно-базальтовых очагов по крайней мере в некоторых структурных узлах Приморья и заставляет нас уточнить представления об эволюции и о металлогении мезозойских офиолитовых поясов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64700.

Литература

1. Вулканические пояса востока Азии / Под ред. А.Д.Щеглова. М.: Наука, 1984. 504 с.

2. *Корсунов Е.П.* Базальтовый магматизм Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 19–24.

3. *Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А.* и др. Тектономагматические системы аккреционной коры. Владивосток: ДВО РАН, 1989. 337с.

4. *Баскина В.А., Аракелянц М.М., Николаева Т.П.* Последовательность магматических образований и возраст оруденения на Дальнегорском боросиликатном месторождении // ДАН. 1996. Т.347, №4. С.502–505.

5. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.

В.Г.Беличенко, Е.Ф.Летникова, Н.К.Гелетий[1]

Использование геохимических особенностей карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского палеомикроконтинента в решении геодинамических задач

Главной особенностью Тувино-Монгольского микроконтинента – составной части Палеоазиатского океана – является двухъярусное строение: фундамент и осадочный плитный чехол. Карбонатные отложения в пределах микроконтинента соответствуют двум возрастным уровням чехла: рифейскому и венд-кембрийскому. Наиболее полно представлен венд-

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

кембрийский чехол, слагающий обширные площади в юго-восточной части Восточного Саяна и в Западном Прихубсугулье. Отложения этого чехла со стратиграфическим несогласием, которое в современной структуре часто осложнено разломной тектоникой, перекрывают сложно построенный фундамент, включающий как древние архей-раннепротерозойские кристаллические образования, так и породы офиолитовой ассоциации и карбонатные и терригенно-карбонатные отложения рифея. Карбонатные отложения, слагающие рифейский чехол микроконтинента, сохранились более фрагментарно в обрамлении Гарганской глыбы и в ее пределах, где они со стратиграфическим несогласием залегают непосредственно на кристаллических породах раннего докембрия.

Карбонатонакопление в рифее происходило, вероятнее всего, в пределах мелких террейнов (микроконтинентов), возникших в результате деструкции раннедокембрийского суперконтинента. В современной структуре Тувино-Монгольского микроконтинента в обрамлении Гарганской глыбы в Оспинско-Китойских гольцах Восточного Саяна и в Западном Прихубсугулье сохранились рифейские офиолиты и отложения задугового бассейна, часто в виде тектонических пластин, которые после предвендской амальгамации мелких террейнов вошли в состав фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента, ставшего благоприятной областью для накопления шельфовых карбонатных отложений венд-кембрийского чехла.

Результаты геохимических исследований карбонатных отложений рассматриваемых чехлов позволяют выявить геохимические особенности их сходства и различия, вызванные разными условиями осадконакопления. Изучение распределения элементов-примесей для карбонатных отложений рифейского чехла выявляет вышекларковые содержания таких элементов, как Zn, Sn, Pb, Zr, Be. Это указывает на то, что их основным источником питания были породы кислой специализации, которыми в данной ситуации могли быть кристаллические образования Гарганской глыбы. Присутствие элементов-примесей ультраосновной (Cr, Ni, Co) и основной (V, Cu, Sc) специализаций в более глубоквлдной части разреза отложений рифейского чехла может быть связано с активным вулканизмом, проявившемся на сопредельном океаническом пространстве.

Венд-кембрийский чехол микроконтинента сложен отложениями боксонской серии, включающей существенно доломитовые и доломит-известняковые свиты. Самая нижняя свита отличается от всех остальных более мелководной обстановкой осадконакопления. В ней присутствуют фосфориты и бокситы и отмечаются более высокие содержания основных типоморфных (Ti, Zr, Mn, Sr, Ba) и примесных (Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Sc, Nb, Y и др.) элементов. Для всех карбонатных отложений венд-кембрийского чехла характерны условия далекого шельфа обширных незамкнутых малосоленых мелководных морей со спокойным тектоническим режимом, при относительно расчлененном рельефе дна бассейна. Источниками питания

являлись породы основной (V, Cu, Zn, Sc, Nb, Y) и, в меньшей мере, ультраосновной (Cr, Ni, Co) геохимических специализаций. Элементы кислой геохимической специализаций (Sn, Pb, Be) в карбонатных отложениях венд-кембрийского чехла отсутствуют.

Характер распределения основных типоморфных элементов в карбонатных породах и их содержания в чехлах микроконтинента сходны. Фациальные условия их накопления были близкими и соответствовали шельфовым обстановкам пассивной окраины континента. Основные же геохимические отличия отложений этих двух возрастных уровней карбонатного чехла выявляются при изучении распределения элементов-примесей: для них характерны разные петрогенетические источники питания. Для отложений рифейского чехла – породы кислой специализации, а для венд-кембрийского – основной и, в меньшей мере, ультраосновной.

Результаты геохимических исследований могут быть использованы в восстановлении этапности палеогеодинамических событий в истории становления Тувино-Монгольского микроконтинента.

В рифее на изолированных мелких террейнах, в данном случае Гарганской глыбе, накапливались карбонатные отложения рифейского чехла, о чем свидетельствует кислая специализация основных источников питания. Присутствие элементов-примесей основной и ультраосновной геохимических специализаций в глубоководных микрофациях этого чехла позволяет предположить, что на сопредельных территориях в это же время происходило формирование рифейской вулканической палеодуги.

В конце рифея в результате амальгамации мелких террейнов континентального и островодужного типа был создан крупный террейн – Тувино-Монгольский микроконтинент. Это тектоническое событие сопровождалось формированием многочисленных офиолитовых покровов, которые в значительной мере перекрыли первый карбонатный чехол и выступы фундамента мелких амальгамированных террейнов.

В венде при спокойном шельфовом субплатформенном режиме в пределах аккреционного сооружения началось накопление карбонатных отложений венд-кембрийского чехла микроконтинента второго уровня, причем субстрат дна бассейна накопления был существенно офиолитовым.

Полученные данные по геохимии карбонатных пород, таким образом, могут быть использованы в геодинамических реконструкциях: при установлении типа субстрата дна бассейна осадконакопления, а также как дополнительный показатель смены тектонических событий и как хронологический репер стабилизации континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-64276.

В.И.Белоусов[1]

Металлогеническая тектоностратиграфия Алая и других покровно-складчатых сооружений: новое направление в металлогении с позиций геодинамики

В настоящее время вряд ли у кого вызывает сомнение нахождение в аллохтонах покровно-складчатых сооружений многочисленных месторождений, различных по типу оруденения, его возрасту, генезису и вмещающей среде. Происхождение эндогенных месторождений при этом обычно связывается с оруденением, наложенным на покровно-складчатую структуру в поздние этапы развития подвижных зон.

Однако опыт изучения геологического строения [3] и развития Алая свидетельствует о том, что основные его месторождения, будучи приуроченными к покровам, являются не наложенными, а переотложенными – перемещенными вместе с вмещающим их субстратом, т.е. аллохтонными [1,2]. Оказалось, что металлогения этих месторождений не вписывается в рамки металлогении классической, разработанной для месторождений in situ, и требует геодинамического подхода. Месторождениям ртути, сурьмы, полиметаллов и бокситовых пород, залегающим в герцинских покровах Алая, во вмещающем флише сопутствуют руднообломочные олистостромы, включающие гальки и глыбы оруденелых метасоматитов, представленных джаспероидами, роговиками, лиственитами и редко – скарнами.

Новые находки руднообломочных олистостромов, формационно-палеотектонические и геолого-геофизические исследования последних лет позволили обосновать вывод о том, что в строении Алая на его верхнем структурном уровне главенствующее значение имеют позднепалеозойские флишево-олистостромовые комплексы и конседиментационные тектоногравитационные покровы, обусловившие наложение в разрезе друг на друга донадвиговых металлогенических зон – ртутных, сурьмяных и полиметаллических. В стратиграфической колонке Алая (рис. 1) вверх по разрезу в породах,слагающих покровы и олистоплаки, закономерно возрастают: степень метаморфизма (от аргиллитов до кристаллических сланцев), интенсивность «автономной» складчатости (предбашкирские угловые несогласия – от 0 до 80°),глубинность образования пород и их возраст (от позднемосковского до протерозойского), а позднее – низкотемпературное джаспероидное оруденение (ртуть, сурьма - N_2m_2) сменяется более ранним и высокотемпературным (олиметаллы - D_2–C_1).

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

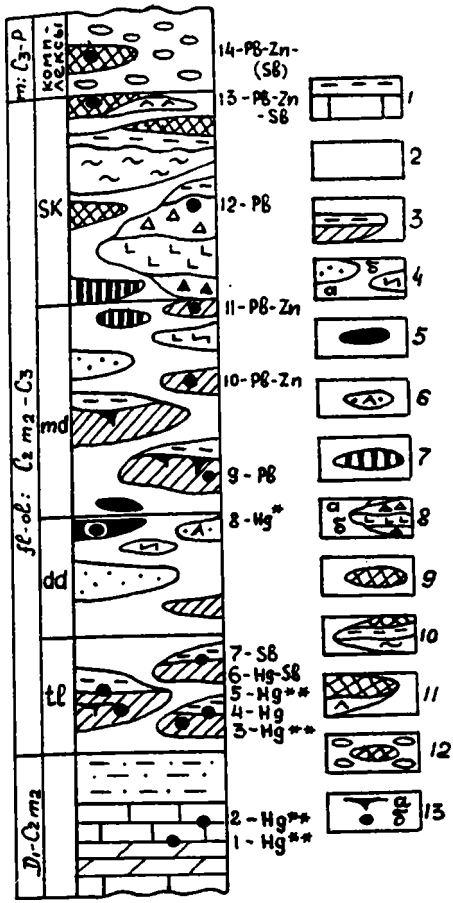


Рис. 1. Схематический разрез Алая – вертикальный ряд формаций, покровов и аллохтонных месторождений

1 – автохтонный карбонатный разрез алайского типа и предфлиш, 2–11– флишево-олистостромовая (fl-ol) формация: 2 – fl-ol матрикс, 3–11 – покровы и олистоплаки в составе fl-ol формации (3 – известняки и доломиты с останцами терригенно-глинистых пород в кровле; 4 – сланцы, песчаники (а), силициты (б); 5 – "нижние" офиолиты, 6 – платформенные шельфовые и рифтогенные отложения, островодужные бимодальные вулканиты (PR–PZ$_1$); 7 – "верхние" офиолиты, 8 – Канский серпентинитовый меланж с осадочным чехлом (а), предполагаемые в его основании чешуи пород второго и третьего слоя океанической коры (б); 9 – карбонатные породы кураминского типа, 10 – метаморфиты с карбонатно-терригенным осадочным чехлом; 11 – известняки, доломиты, эвапориты, кислые вулканиты, терригенные отложения, кварц-хлоритовые сланцы – гауянский тип разреза; 12 – молассовая формация (m), покровы известняков и доломитов с вулканитами; 13 – бокситы и бокситовые породы (а), эндогенные месторождения (б): 1 – Кштут-Адыракоу, 2 – Шамиши, 3 – Восточное поле Хайдаркана, 4 – Южная структура Хайдаркана, 5 – Курсала, 6 – Северная структура Хайдаркана, 7 – Кадамджай, 8 – Чонкой, 9 – Шорбулак, 10 – Кан-и-Гут, 11 – Турабулак, 12 – Кан, 13 – Таркель-Дауда, 14 – Гузан. Примечание: ртутное оруденение :* – относительно высокотемпературное лиственитового типа, ** – низкотемпературное карбонатного типа

В целом, разрезу Алая свойственна "обратность" общей вертикальной зональности; металлогеническая зональность подчиняется ее правилам, представляя собой ее частный, рудный, элемент. Аномальной вертикальной металлорудной зональности Алая в донадвиговое время предшествовала "нормальная" латеральная зональность с размещением все более высокотемпературных месторождений (Hg–Sb–Pb) в направлении с юга на север, от континента в сторону океана.

На палеотектоническом разрезе (рис. 2) области Алайского шельфа–океана, составленном для времени проявления на шельфе главной, предбашкирской, фазы складчатости, отражены образованные к этому времени

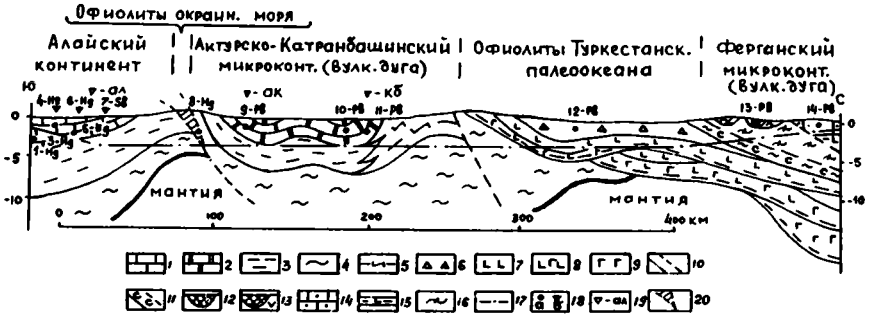


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция области сочленения Алайского континента с Ферганским микроконтинентом – латеральный ряд формаций и автохтонных месторождений в предбашкирское время

1–5 – формации Алайской окраины: 1,2 – карбонатные (1– алайского типа (D_1-C_1), 2 – актурского, яурунтузского, катранбашинского типов (S_2–C_1)); 3 – терригенная (S–D_1), 4 – метаморфических сланцев, 5 – кремнисто-терригенно-карбонатная, 6 – Канский серпентинитовый меланж, 7–9 – предполагаемые в его основании «верхние» офиолиты: 7 – вулканиты основного состава (S_1–C_1), 8 – оливиновые базальты с силлами пикритов и габбро (PZ_1), 9 – апогарцбургитовые серпентиниты, габбро-нориты (R-C?); 10,11 – серпентинитовый меланж тектонических зон океанической коры: 10- обдукционный, 11 – субдукционный; 12–16 – Ферганский микроконтинент: 12–15 – формации чехла (12 – терригенная и карбонатная, каиндинского типа (S_2–C_1), 13 – терригенные отложения, карбонаты, эвалориты, кислые вулканиты и метасланцы гауянского типа (S–D), 14 – карбонатная, терригенная с вулканитами (D_2–C_1), 15 – вулканогенно-терригенная (S–D_1), 16 – кристаллический фундамент; 17 - уровень тектонической денудации в последующем надвигообразовании; 18 – рудные месторождения добашкирского (а) и позднемосковского (б) возраста; 19 – башкирско-нижнемосковские пластовые аллиты в известняках алайского типа (ал) и карстовые бокситы в известняках актурского (ак) и катранбашинского (кб) типов разреза; 20 – область залегания надвиговых тел «нижних» офиолитов, шельфовых, рифтогенных и островодужных вулканогенных отложений.

основные формационные тела и структуры, вмещающие автохтонные месторождения.

В дальнейшем, в процессе разрастания и углубления флишевого бассейна и синхронного надвигания покровов в позднемосковское-позднекаменноугольное время, латеральный ряд автохтонных рудных масс был преобразован в вертикальный ряд аллохтонных рудных месторождений (см. рис. 1). Конседиментационный характер формировавшихся покровов обусловил стратифицированность как самих покровов, так и размещенных в них месторождений, оруденение которых не выходит за пределы покровов и олистоплак. Амплитуда перемещения покровов составляет несколько десятков – несколько сотен километров, и залегающие в них месторождения теряют генетическую связь с контролирующими оруденение разрывами и из-

верженными породами, которые «законсервированы» в шарьяжных пластинах и олистоплаках лишь отдельными фрагментами.

Таким образом, аллохтонные месторождения отличаются от обычных, автохтонных, прежде всего новым, вторичным, «местом рождения», нередко значительно удаленным от того бассейна, разлома или плутона, с которым они изначально генетически были связаны. Новые пространственное и временное положения, новая вмещающая геологическая среда и связь с новыми геологическими процессами, приведшими к кардинальному изменению геологических условий их залегания – все это позволяет считать трансформированным также и генезис аллохтонных месторождений, который приобретает двойственный характер, и, следовательно, двойственным должно быть и определение генезиса. Например, в генетическом плане месторождение хрома Гулеман в Восточном Тавре представляется как "ликвационное аллохтонное", а в возрастном - как миоценовое с оруденением докембрийского возраста.

Выполненные построения позволяют удовлетворительно объяснить многие дискуссионные вопросы рудообразования в Алае и, в отличие от традиционных представлений, прийти к новым выводам о возрасте, генезисе и перспективах месторождний, а также к заключению о необходимости существенно изменить направление поисково-разведочных работ.

В геологической практике, особенно разведочной, обычно ставится под сомнение существование аллохтонных месторождений. Между тем, они нередко занимают лидирующее положение в складчатых поясах и достигают уникальных размеров (Гулеман – Cr, Идрия – Hg), слагают рудные пояса (Рудный Алтай) и определяют металлогенический облик провинций (Южный Тянь-Шань, Средиземноморье, Урал). Эмпирически выявленная в Алае «обратная» металлорудная зональность отвечает закономерностям геодинамического развития области сочленения материка и океана и, видимо, свойственна многим покровно-складчатым сооружениям мира.

Литература

1. *Белоусов В.И.* Олистостромы и стратиформное сурьмяно-ртутное оруденние Алая // Условия образования, методы изучения и прогноза стратиформных месторождений редких и благородных металлов. Фрунзе: ФПИ, 1983.С.156–166.

2. *Белоусов В.И.* Опыт изучения металлогенической тектоностратиграфии Алая и других покровно-складчатых сооружений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С.3–13.

3. *Белоусов В.И.* Геологическое строение Алая по данным глубинных вертикальных электрических зондирований // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С.3–14.

Е.Ю. Бембинова[1]

Количественный анализ внутриплитных вертикальных движений (на примере Московской синеклизы)

Применение новых методов обработки геологических данных, разработанных на кафедре исторической и региональной геологии МГУ, позволило выделять периоды тектонической активности того или иного региона и давать их численную и пространственную характеристики, что было сделано в данной работе применительно к тектонической истории района современной Московской синеклизы. В работе использовались данные по геологическому строению отложений Московской синеклизы, полученные в результате бурения 37 скважин.

Одномерное компьютерное моделирование тектонической истории Московской синеклизы проводилось с использованием оригинального пакета компьютерных программ SEDIM. Тексты компьютерных программ написаны А.В. Ершовым (МГУ). Метод, примененный при компьютерном моделировании тектонической истории формирования чехла Московской синеклизы, является решением обратной кинематической задачи и состоит в последовательном снятии слоев отложений от более молодых к более древним (процедура "обратного снятия слоев" – backstripping). Учитывается зависимость уплотнения осадков от глубины погружения путем последовательного разуплотнения пород при снятии нагрузки.

Подобный подход к моделированию истории развития осадочных бассейнов в настоящее время широко используется для реконструкции истории осадочного бассейна. Преимуществом этого метода является получение количественных характеристик геологических процессов: величины общего погружения фундамента, величины тектонической составляющей погружения фундамента, скоростей осадконакопления и эрозии, рассчитанные с учетом разуплотнения пород.

Начальным этапом построения одномерных моделей является геоисторическая интерпретация геологических данных, при этом рассматривается весь регион в целом. Определяются фазы осадконакопления, перерывы в осадконакоплении, оцениваются величины эрозии и длительность фаз эрозии.

Главной идеей, лежащей в основе проведения одномерного компьютерного моделирования по данным буровых скважин, является построение и анализ графиков зависимости глубины залегания какой-либо геологической границы или точки от времени. Исходной информацией, вводимой в про-

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

грамму, являются: время осадконакопления (в абсолютном значении), современное положение геологической границы в разрезе, мощность слоя, его литологический состав. В программе учитывается разуплотнение осадков, с использованием константы физических свойств горных пород (пористость и плотность). При отсутствии конкретных замеров физических свойств в скважине, применяются среднемировые значения для каждого литотипа пород. В результате моделирования получаются кривые общего погружения фундамента, тектонического погружения фундамента, скоростей общего и тектонического погружений фундамента и скорости осадконакопления.

Для определения абсолютных значений возраста выделяемых литостратиграфических подразделений использовалась шкала У.Харланда. Однако неточности в корреляции местных стратиграфических подразделений с подразделениями международной стратиграфической шкалы и отсутствие абсолютных датировок возраста пород, полученных изотопными методами, вносят определенные ошибки в полученные результаты. Величина ошибки зависит от точности стратиграфической разбивки – чем более подробно изучена стратиграфия разреза, тем меньше величина ошибки.

Глубина залегания геологических границ и мощность выделяемых стратиграфических подразделений вводятся по материалам конкретной скважины.

Литологическая характеристика слоев выражается через процентное соотношение основных литотипов пород: песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, конгломераты, доломиты, известняки, мергели, гипсы (ангидриты), соли и т.д. Каждый вводимый слой рассматривается как совокупность литотипов пород, оценивается процентное содержание каждого типа по отношению к общей мощности слоя.

При моделировании тектонической истории северной части Московской синеклизы для известняков, мергелей, доломитов, глин, аргиллитов и алевролитов использовались кривые уплотнения из работы Склатера и Кристи. Для гипсов, ангидридов и солей уплотнение под действием нагрузки считалось нулевым. Значения плотности пород брались из справочника физических констант горных пород.

Процедура обратного снятия слоев (backstripping) состоит в последовательной реконструкции палеогеологических разрезов для любого моделируемого момента времени. Она основывается на выбранном законе зависимости пористости от эффективной нагрузки. При последовательном снятии слоя за слоем рассчитываются пористость и мощность оставшихся слоев на данный момент времени в условиях уменьшившейся литостатической нагрузки, общее погружение фундамента и тектоническое погружение. Известно, что общее погружение фундамента есть результат действия двух факторов: 1) термомеханические процессы (эндогенный фактор); 2) нагрузка вышележащих толщ.

По материалам скважин для каждого момента времени рассчитывается кривая тектонического погружения. Геологический смысл ее прост – как погружался бы фундамент, если бы отсутствовала нагрузка от осадочного чехла. Кривые скоростей общего погружения фундамента, тектонического погружения фундамента и скоростей осадконакопления получаются делением соответствующей величины на длительность промежутка времени. Здесь не учитывается длительность скрытых перерывов, не отраженных в стратиграфической схеме разбивки скважин. Величина ошибки тем меньше, чем точнее схема разбивки скважины.

На всех полученных одномерных моделях достаточно отчетливо выделяются несколько этапов тектонической активности, разделенных этапами относительного тектонического покоя. На графиках сопоставления тектонических кривых, построенных по данным всех 37 скважин, использованных для анализа, выделяется девять фаз тектонической активности. Эти фазы имели различную интенсивность: наиболее крупные события происходили в позднем венде, среднем–позднем девоне, среднем–позднем карбоне. Менее значительные события происходили на границах: кембрия и ордовика, раннего и среднего ордовика, ордовика и силура, силура и девона и в раннем карбоне.

Все эти события являются важными в тектонической истории северной части Московской синеклизы и получили свое отражение практически во всех построенных одномерных моделях по отдельным скважинам. Это доказывает общий характер проявленных событий на всей рассматриваемой территории и, следовательно, общность вызвавших их причин. На схемах корреляции событий для северной части Московской синеклизы фиксируется одновременность пиков тектонической активности для всех рассмотренных в моделях скважин. Это подтверждает предположение, что тектонические события, выделяемые по данным моделирования, имели региональный характер в пределах рассматриваемого района. В результате одномерного компьютерного моделирования были получены численные характеристики для общего и тектонического погружений. В целом, для Московской синеклизы выделяются следующие этапы развития: поздний венд – стадия быстрого погружения и формирования молассового бассейна, связанного с орогенией в области Печоро-Уральского подвижного пояса; ранний палеозой – стадия медленного погружения, осложненного несколькими моментами воздымания в позднем кембрии, середине ордовика, на границе силура и девона; ранний девон – приподнятого стояния территории; средний–поздний девон – стадия быстрого погружения, связанного с рифтогенезом в восточных частях Русской платформы, локальный магматизм; карбон– пермь – стадия медленного пострифтового погружения территории. Главной задачей проведения площадного моделирования являлось постоение карт распределения вертикальных скоростей тектонической составляющей движения поверхности фундамента для основных этапов истории развития исследуемой

территории в девонское время с целью последующего сравнения распределения максимальных и минимальных значений скоростей проседания со структурами фундамента.

Исходными данными для площадного компьютерного моделирования послужили результаты одномерного компьютерного моделирования истории развития современной Московской синеклизы по 37 скважинам. На тектоническую схему исследуемой территории было нанесено местоположение скважин, использованных в одномерном моделировании. Затем, в таблицы исходных данных были занесены значения скоростей тектонического проседания (воздымания) на каждый хронологический интервал для каждой скважины. В результате обработки с помощью программы SURFER, ver. 5.01 (Golden Sortware. Inc.) были построены карты распределения скоростей вертикальных движений. Разработанная нами методика позволяет определить скорости вертикальных тектонических движений в осадочных бассейнах. Это, в частности, позволяет установить в какие моменты происходил магматизм. Первые результаты моделирования показали, что фазы магматизма приурочены к фазам ускоренных вертикальных движений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ.

Н.В.Бердников, Л.П.Карсаков[1]

Термобарогеохимические свидетельства коллизионной природы высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня

В северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы широко распространены раннемеловые высокоглиноземистые граниты хунгарийской серии, по всем параметрам отвечающие S-гранитам, которые образуются в результате коллизии сиалических блоков.

Цель данного исследования – на примере хунгарийских гранитов показать термобарогеохимическую специфику гранитов этого типа и обсудить модель их образования. Массивы биотитовых с гранатом, кордиеритом, графитом и мусковитом гранитов хунгарийской серии прорывают метаморфические образования Анюйского купола и окружающие его осадочные образования берриас-юрского Самаркинского аккреционного комплекса. Они содержат большое количество ксенолитов раннемеловых осадочных пород, реже – глубокометаморфизованных пород разных уровней глубинности.

[1] Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Распределение редких и рассеянных элементов, а также данные Nd-Sr изотопии в гранитах и метаморфических породах [7] говорят о том, что граниты образовались путем анатектического плавления высокоглиноземистых сланцев ядра купола. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст хунгарийских гранитов составляет 107,4±1,4 млн лет [4].

Включения флюидов и раскристаллизованных расплавов изучены в кварце гранитов Агусинского и Гобиллинского массивов – одних из наиболее крупных и типичных массивов серии в изученном районе. Первичные включения раскристаллизованных расплавов гомогенизируются при 675–730°С. С ними ассоциируют включения, наполненные метаново-углекислотной смесью с X_{CH4} от 0,2 до 0,9, иногда с небольшим количеством воды. Эволюция флюида в ходе кристаллизации кварца направлена в сторону его окисления (увеличивается доля углекислоты и воды). Наиболее поздними в кварце гранитов являются вторичные включения водно-солевых растворов с примесью углекислоты и метана. Концентрация солей в них не превышает 1–2% NaCl-экв., температура гомогенизации варьирует от 130 до 407°С.

Наличие в составе флюида магматических пород метана (резко восстановительная обстановка) свидетельствует либо об участии в их выплавлении глубинных (мантийных) флюидов, либо о метановой специализации пород субстрата. Однако хунгарийские граниты типично коровые, мантийный материал в их составе не присутствует [7]. Метан не мог быть заимствован и из плавящихся метаморфических пород, поскольку их флюидная специализация – водно-углекислотная [1]. Какова же тогда природа содержащегося в гранитах метана?

По данным [9], погружающиеся вместе с субдуцирующей плитой океанические осадки продуцируют большие объемы водно-метанового флюида. Водная его компонента отжимается из порового пространства при уплотнении осадков и выделяется из водонасыщенных минералов при их термическом разложении, а метан образуется при разложении органики и экстрагируется из осадочных отложений. На примере аккреционных комплексов Аляски показано, что генерация водно-метанового флюида происходит на глубине более 10–14 км в осадочном слое опускающейся плиты. Из области генерации по зонам срывов он мигрирует в верхние горизонты аккреционных призм; часть его может также просачиваться в толщи нависающего континентального блока и, при соответствующем составе пород, инициировать выплавление в них гранитов.

В раннем мелу (около 140 млн лет назад) Анюйский блок испытывал затягивание в зону субдукции с движением вдоль нее на северо-восток («косая субдукция»), надвигание на него офиолитового покрова [4], а также поддвигание под него фрагментов океанической плиты, при котором происходило освобождение водно-метанового флюида из океанических осадков и пропитывание им метаморфических пород блока.

Как показано в [5], нижние горизонты коры (глубины 20–40 км) в процессе коллизии подвергаются диссипативному разогреву за счет деформаций до 500–700°С за 30 млн лет. В случае Анюйского блока эта температура могла быть еще выше, если учесть выделение тепла при трении в процессе его «проскальзывания» вдоль континентальной окраины. Кроме того, разогрев и просачивание водно-метанового флюида в сиалические толщи Анюйского блока могли вызвать эффект автоклавного повышения флюидного давления и снижения температур эвтектики гранитов [3]. Таким образом, на завершающих стадиях коллизии Анюйского блока в его глубинных горизонтах могли развиваться температуры, достаточные для анатектического выплавления хунгарийских гранитов.

Фрагменты океанической коры с осадочным слоем, обогащенным метаном, присутствуют и во фронтальных частях придвигающегося к зоне субдукции сиалического блока. В этом случае, попадая в зону коллизии, они также могут продуцировать водно-метановый флюид, инициирующий выплавление S-гранитов (стресс-гранитов, по [3]).

Приведенные данные говорят о том, что «спусковым механизмом» для выплавления высокоглиноземистых S-гранитов может служить привнос в разогретые глубинные горизонты сиалических блоков специфического водно-метанового флюида, продуцируемого фрагментами океанических осадочных комплексов, поддвигающимися под блок в процессе субдукции или «вдвигающимися» в него в процессе коллизии. В пользу этого механизма свидетельствуют пока немногочисленные результаты исследований флюида во включениях из подобных гранитов других регионов. Так, повышенными содержаниями метана отличаются высокоглиноземистые граниты Шугнанского комплекса на Памире, образовавшиеся при коллизии микроплиты Юго-Западного Памира с активной континентальной окраиной в триасе [2]. Такими же свойствами обладают коллизионные S-граниты из Внешней зоны на юго-западе Японии и в поясе Хидака. Согласно [8], они образовались в результате частичного плавления сиалического материала при коллизии субконтинентов в нижних горизонтах коры.

Возможно, рассмотренный механизм выплавления гранитов в какой-то мере применим и к островодужной обстановке. Так, включения сжиженных углекислотно-метановых смесей обнаружены в кварце высокоглиноземистых гранитов Баппинского комплекса, формирование которых связывается с Самаргинской островной дугой в Приморье [6].

Литература

Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.85–90.

Добрецов Н.Л., Чупин В.П. Генезис гранитоидов и формирование континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. С.7–26.

Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: Наука, 1992. 228с.

Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.3–25.

Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника. 1990. №6. С.20–31.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Состав флюидных включений в кварце гранитоидов Баппинского комплекса (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1997. №12. С.80–83.

Maximova Z.V., Nelson B.K., Prikhod'ko V.S. Petrology and isotopic systematic of Khungariisk granites as a key to the history of Early Cretaceous collision in Sikhote-Alin fold belt, Far Eastern Russia // IGAM - 94 Proceedings, Magadan. 1994. P.220–224.

Takayuki Sawaki, Masakatsu Sasada, Munetake Sasaki. Gas analysis of fluid inclusions in quartz from pegmatites in Japan // XIV ECROFI: Abstracts. Nancy. P.296–297.

Vrolijk P. Tectonically driven fluid flow in the Kodiak accretionary complex, Alaska // Geology. 1987. Vol.15. P.466–469.

М.А.Беэр[1], Ю.К. Щукин[2]

Глубинное строение и геодинамика периферии Восточно-Европейской платформы

Собраны и проанализированы геологические и геофизические данные по строению основных осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы и прилегающей с севера Баренцовоморской плиты, а также по характеру и размещению ее сейсмичности.

Выявлены последовательность и масштабы быстрых (0,5–1 км/млн лет) некомпенсированных погружений земной коры , охвативших окраины платформы с образованием на месте шельфов в раннем палеозое глубоководных континентальных склонов, а в среднем–позднем палеозое и неогене–плейстоцене – глубоководных и относительно глубоководных бассейнов: передовых прогибов и внутренних морей.

Установлено отсутствие в этих бассейнах признаков сильного растяжения коры и влияния на ее быстрое погружение нагрузки тектонических покровов со стороны прилегающих складчатых поясов. Бассейны, образованные в условиях быстрого погружения, в дальнейшем были умеренно сжаты с образованием линейных складок и взбросо-надвигов. Их деформация совпадала с наиболее поздними фазами складчатости в соседних Уральском, Палео-Кавказском и Карпатском геосинклинальных поясах.

[1] Объединенный Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва

[2] ВНИИГеофизика, Москва, Россия

По своему формационному заполнению, условиям образования и деформационным свойствам рассматриваемые прогибы резко отличаются от типичных платформенных бассейнов (синеклиз), сложенных мелководными недеформированными терригенно-карбонатными комплексами, и сходны с внешними миогеосинклинальными зонами обрамляющих платформу складчатых поясов.

В пределах бассейнов, испытавших быстрые погружения большой амплитуды (Прикаспийская и Южно-Баренцевоморская впадины), кора имеет аномальное строение: мощный осадочный чехол, сильно утоненную (10–20км) консолидированную кору, повышенную скорость сейсмических волн ниже уровня Мохо (V_p = 8,4–8,6 км/с). В областях проявления малоамплитудных быстрых погружений консолидированная кора слабо утонена, а повышенные скорости сейсмических волн фиксируются как в низах "базальтового" слоя (V_p =7,2–7,8 км/с), так и под разделом Мохо (V_p =8,3–8,5 км/с) (Тимано-Печорский и Камско-Кинельский бассейны). Таким образом, тот или иной режим погружения запечатлелся в скоростном разрезе – "памяти" подстилающей чехол консолидированной коры и верхней мантии. В условиях отсутствия признаков значительного растяжения в породах чехла, подстилающих глубоководные комплексы, определяющую роль в развитии быстрых погружений играли, по всей вероятности, процессы уплотнения нижней коры вследствие фазовых переходов габбро в гранатовые гранулиты (V_p=7,2–7,8 км/с) или эклогиты (V_p=8,2–8,6 км/с) под воздействием флюидов из аномальной мантии. Наличие последней в подошве литосферы в областях быстрых погружений (Прикаспийской, Тимано-Печорской, Южно-Баренцевоморской впадинах, Центральной Балтике) подтверждается данными о повышенных тепловых потоках [1].

Все хорошо изученные и оконтуренные нефтегазоносные бассейны, приуроченные к периферии Восточно-Европейской платформы, расположены в пределах прогибов, испытавших быстрые погружения. Такая приуроченность связана как с вышеупомянутыми глубинными термодинамическими режимами образования этих прогибов, так и с условиями осадконакопления в их пределах, прежде всего, – с формированием богатых органикой доманикоидов.

Пространственная приуроченность областей быстрых погружений к окраинам Восточно-Европейской платформы была обусловлена поступлением аномальной мантии из-под смежных океанических бассейнов, складчатых и горных поясов. После образования рифтовых зон и начала спрединга в пределах Урала, Кавказского сегмента Палео-Тетиса, Среднеевропейских герцинид на подошве литосферы возникли ловушки большой протяженности, периодически захватывавшие из астеносферы новые порции аномальной мантии. По мере их заполнения аномальная мантия начинала подтекать в поперечном направлении вдоль подошвы литосферы под соседние стабильные области, вытесняя там холодную мантию из литосферы и создавая но-

вую ловушку. При наличии в ней флюида в нижней коре развивалась быстрая гранулитизация и/или эклогитизация, сопровождающаяся резким погружением коры.

Подобную роль генератора быстрых и контрастных тектонических движений и сейсмичности на смежной платформе в дальнейшем играли долгоживущие ловушки в основании литосферы новообразованных складчатых и горных поясов: Уральского, Кавказского, Карпатского, а также Северо-Атлантического срединного хребта. Примером подтекания аномальной мантии с образованием новой ловушки на новейшем этапе может служить структура кровли астеносферы в юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Аномальный слой низкоскоростной мантии проникает здесь в литосферу платформы в северо-восточном направлении на сотни километров, начинаясь в основании Карпатской дуги [3]. Кровля его валообразного свода расположена на глубине 50 км и погружается на крыльях до глубины 110–150 км. Эта положительная структура верхней мантии оказалась предпочтительной для перераспределения упругой сейсической энергии далеко в глубь платформы из очагов района Вранча в Восточных Карпатах, где происходит погружение крупных блоков нижней коры в астеносферу.

Другим примером новейшего преобразования платформенной литосферы может служить юго-восточная окраина Балтийского щита – линия Брегера–Полканова (Балтийско-Беломорская зона). Для нее характерны: сокращение мощности земной коры, отчетливая скоростная выраженность в структуре верхней мантии, высокий тепловой поток, контрастные плейстоценовые тектонические движения, а также заметная коровая сейсмичность [2,4].

Неоднородности в строении осадочного чехла, консолидированной коры и верхней мантии, повышенный тепловой поток и пониженная прочность литосферы создают на окраинах Восточно-Европейской платформы благоприятные условия для проявления активных вертикальных и горизонтальных движений и сейсмичности.

Работа выполнена при фанансовой поддержке РФФИ, проект № 96-05-65490.

Литература

1. *Кутас Р.И.* Тепловое поле и геотермический режим литосферы // Литосфера Центральной и Восточной Европы (обобщение результатов исследований). Киев: Наук. думка, 1993. С.114–135.

2. *Никольский Ю.И.* Грозит ли Санкт-Петербургу разрушительное землетрясение ?// Российский геофизический журнал. 1995. N 5–6. С.93–102.

3. *Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Литосфера Центральной и Восточной Европы (обобщение результатов исследований). Киев: Наук. думка, 1993. С.191–205.

4. *Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Кольск. НЦ РАН. 1993. 144с.

А.М.Бобров[1]

Вязкие напряжения на окраинах движущегося континента

При дрейфе континентов возникает ассимметрия рельефа и свойств окраин, расположенных позади и впереди по движению, которая проявляется в материалах наблюдений. Данная работа посвящена численному моделированию этого явления. Здесь рассматривается вопрос о нормальных вертикальных напряжениях и рельефе континентальных окраин, вызываемых двумя факторами – тепловыми конвективными течениями в вязкой мантии Земли и движением континентальной литосферной плиты с некоторой фиксированной скоростью на поверхности мантии. При этом в расчетах учитывается сцепление подошвы литосферной плиты с веществом мантии.

Ранее нами была разработана программа расчета нестационарной двумерной конвекции (поля температуры, вихря скорости, функции тока, скоростей течения) для модели тепловой конвекции в мантии при наличии жесткого движущегося континента конечной толщины с условием прилипания на его подошве. Найденные поля позволяют рассчитать вязкие напряжения внутри мантии и на ее поверхности.

Компонента напряжения σ_{zz} определяется соотношением

$$\sigma_{zz}(x,z)=p(x,z)-2\,\partial V_z(x,z)/\partial z \qquad (1)$$

где p – давление; x,z – координаты; V_z – вертикальная составляющая скорости вязкого течения вещества.

Соотношение (1) приведено в безразмерных переменных. Их единицами измерения являются $\sigma_0 = p_0 = k\,\rho\nu/D^2$, $x_0 = z_0 = D$, $V_0 = k / D$, где ν – кинематическая вязкость; k – коэффициент температуропроводности; D – толщина конвективного слоя.

Входящее в (1) давление p (x,z) может быть рассчитано из уравнения Навье–Стокса, которое в проекциях x,z имеет вид [1]:

$$\partial p/\partial x=\nabla^2 V_x\,, \quad (2)$$

$$\partial p/\partial z=\nabla^2 V_z + Ra\cdot T\,, \quad (3)$$

где число Рэлея Ra определено выражением $Ra=(g\,\alpha\,D^3\,\Delta T)/k\nu$, а единицей измерения безразмерной температуры T служит $T_0=\Delta T$, где ΔT – величина нададиабатической разности температур между нижней и верхней границами конвективной области.

Формулы (1), (2), (3) позволяют (задав начальное значение p, например, нулевое значение p в какой-либо точке верхней границы) найти поля давления p и компоненты напряжения σ_{zz} по известным полям температуры и скорости.

---

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

Число Рэлея принималось в расчетах равным 10^5; рассматривалась модель мантии, полностью нагреваемая снизу, с постоянной температурой на верхней и нижней границах. Скорость движения литосферной континентальной плиты бралась в расчетах равной 100–1000 безразмерных единиц. (При этом собственная максимальная горизонтальная скорость течений мантии без плиты, при скользких границах, составляет 265 единиц при $Ra=10^5$. Температурные поля этих течений в отсутствие плиты приведены в работе [2].

В результате расчетов найдено, что перед передним по движению торцом континентальной плиты возникает область повышенных значений компоненты напряжения σ_{zz}, линейные размеры которой порядка размера торца плиты. В области мантии, расположенной позади заднего по движению края континента, значения σ_{zz}, наоборот, понижены. С удалением от континента картина поля σ_{zz} приближается к случаю конвекции в отсутствие плиты. Отсюда следует, что перед движущимся континентом возникает область существенно повышенного рельефа, который быстро спадает с удалением от континента; эта область имеет размер в направлении движения континента порядка толщины континентальной литосферной плиты. Позади заднего (по движению) края континента возникает аналогичная картина с областью существенно пониженного рельефа, резко спадающего с удалением от континента. Величина этих высот рельефа обусловлена разностью скоростей мантийного течения в окрестности континента и заданной скоростью самого континента, и на континентальных окраинах составляет в размерном виде 100–200 м. Таким образом, расчетами показано наличие неизучавшегося ранее эффекта, вызванного движением континентальных плит, сравнимого по величине с эффектом, обусловленным тепловой мантийной конвекцией в отсутствие континента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65646.

Литература

1. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Механизм формирования наклонных зон субдукции // Физика Земли. 1997. № 6. С.1–12.

2. *Бобров А.М., Трубицын В.П.* Времена перестроек структуры мантийных течений под континентами // Физика Земли. 1995. № 7. С. 5–13.

Н.А.Божко[1]

Тектоника и магматизм кратона Зимбабве в позднем архее

Заключительные тектономагматические события в интервале 2720–2600 млн лет проявились на кратоне Зимбабве наиболее широко и привели к его

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

окончательной стабилизации. В это время была сформирована последняя генерация зеленокаменных поясов, сложенных породами верхней части Булавайской группы и Шамвайской группы, а также произошло внедрение гранитоидов Сесомби, Ведза и Чилиманзи.

Развитие этих событий имело место на образованной в результате длительной предшествующей эволюции, континентальной коре, о чем, в частности, свидетельствует несогласное залегание пород формации Манджери на древних гнейсах в известном обнажении пояса Белингве. В нижней части разрез представлен мелководными терригенными отложениями с прослоями джеспилитов и строматолитовых известняков, выше которых следует 1,5 километровая толща коматиитов и базальтов.

Характер разреза, его устойчивость на значительных пространствах кратона, практическое отсутствие метаморфизма и локальность деформаций отражают платформенные условия накопления указанных пород и позволяют рассматривать данную вулканическую толщу в качестве древнейшей трапповой формации. Вышележащие отложения резко отличаются друг от друга в западной и восточной частях кратона. На востоке вулканическая толща перекрыта мелкозернистыми песчаниками с прослоями джеспилитов и редких строматолитовых известняков, сменяющимися в кровле базальтами. Эти породы фациально переходят в восточном направлении в базальты и риолиты с прослоями терригенных осадков, которые перекрываются толщей андезитов и пирокластов (формация Малиями) с некоторым количеством дацитов, базальтов и риолитов. Эти образования прослеживаются вдоль западного края кратона от Кадомы до Булавайо и прорываются комагматичными тоналитами Сесомби.

В составе данных андезитов и гранитов автором в 1997 г. был выделен вулканоплутонический пояс Муньяти и предложена модель его формирования в условиях древней окраины Андийского типа над зоной субдукции, направленной на восток, под западный край кратона.

В пользу этой модели свидетельствует пространственное распределение позднеархейских гранитов, указывающее на их латеральную миграцию в восточном направлении. Тоналиты Сесомби с возрастом 2700 млн лет распространены только в пределах вулканоплутонического пояса. Несколько восточнее их следуют граниты Ведза (2650 млн лет). Наибольшим распространением пользуются калиевые граниты Чилиманзи, занимающие преимущественно восточную часть кратона и имеющие возраст 2600 млн лет. Основные и кислые вулканиты, подстилающие андезиты формации Малиями, рассматриваются обычно в виде бимодального комплекса, сформированного в рифтовой обстановке.

Проведенные нами петрологические исследования показывают генетическую общность этих вулканитов с андезитами, что позволяет объединить все

формации данного района в единую надсубдукционную вулканическую серию.

Таким образом, крупномасштабные процессы вулканизма и гранитоидного магматизма были наложены на территорию, развивавшуюся в платформенном режиме, вследствие возникновения на окраине кратона Зимбабве конвергентной плитной обстановки. Выявлена значительная роль сдвиговых деформаций на заключительной стадии тектонической эволюции кратона. Сопряженные и ветвящиеся зоны деформаций шириной 3 км и протяженностью более 100 км развивались одновременно и несколько позднее становления гранитов Чилиманзи. При этом формировались бассейны pull-apart, заполнявшиеся кластическими образованиями Шамвайской группы. Установление подобной природы данных пород, по-видимому, может быть распространено на существенно терригенные комплексы, венчающие разрезы многих зеленокаменных поясов на других щитах.

Таким образом, эволюция архейских зеленокаменных поясов не вписывается в единую геодинамическую обстановку. Формирование трех комплексов , слагающих стандартный разрез зеленокаменного пояса, происходило в различных тектонических режимах. В рассмотренном случае это были платформенный, субдукционный и транспрессионный режимы. В других поясах возможны сочетания иных палеогеодинамических обстановок, включая рифтовые.

С.Н.Болотов[1]

Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины

Позднемезозойские вуланогенные образования, участвующие в строении чехла Скифской платформы, были впервые вскрыты бурением в 1959 г. на Александровской и Убеженской площадях в Армавирском районе Краснодарского края [1]. Затем они стали известны на Медведовской и Темиргоевской площадях Западного Предкавказья, на Тамани, в Степном Крыму, на Керченском полуострове и в Азовской и Одесской (Каркинитская, Федоровская, Ильичёвская, Одесская и другие площади) областях Черноморского шельфа [5]. Возраст этих пород исследователями трактуется неоднозначно: ~ от апта до сеномана, но большинство сходятся во мнении, что максимум вулканической активности приходился на альб, а, точнее, на его окончание.

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия.

Извержения происходили как в подводных, так и субаэральных условиях и носили эффузивно-эксплозивный характер [3, 5], причем, структурно-текстурные особенности отложений указывают на многократность излияний. Мощность осадочно-вулканогенных пачек изменяются в весьма широких пределах – от десятков сантиметров до сотен метров (750 м – скв. Одесская- 4).

По форме и размерам вулканогенные тела весьма различны: это потоки, покровы, линзы, пласты и пр. Они сложены дацитами, базальтами, диабазовыми, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, лавовыми брекчиями, различными туфами и в целом отвечают ряду базальт–дацит. Все продукты вулканизма являются производными нормальной щелочноземельной магмы. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями также различны в зависимости от области распространения. В Каркинитском грабене вулканогенные образования отвечают двум стратиграфическим уровням – среднему альбу и верхам позднего альба. Они закономерно наращивают разрез нижнего мела, начинающегося с берриаса, и перекрываются в различных местах отложениями от сеномана до коньяка [3]. К северу от Каркинитского грабена (Одесская площадь) раннемеловые вулканиты залегают уже непосредственно на слюдисто-полевошпатовых сланцах докембрия, а перекрыты известняками турона. Юго-восточнее Армавира, на Александровском поднятии, вулканогенно- осадочный комплекс имеет мощность 150–170 м, залегает непосредственно на метаморфизованных сланцах герцинского фундамента и перекрывается верхнемеловыми образованиями [1, 4]. Обращает на себя внимание характер распространения раннемеловых вулканогенных образований в чехле Скифской платформы. Они всецело тяготеют к Северо-Черноморскому шельфу и сопредельным областям. Несмотря на хорошую разбуренность, эти породы так и не были обнаружены в Центральном (кроме Александровской площади) и Восточном Предкавказье. Это позволяет связывать их образование с историей формирования Черноморской котловины. Вероятно, уже в готериве–барреме в Крымско-Понтийской области, представлявшей в то время часть северной окраины океана Тетис, проявились слабые рифтовые события. В апте вдоль линии Среднегорье–Понтиды–Закавказье–Эльбурс заложился субдукционный вулканический пояс, к северу от которого сформировалась система задуговых рифтогенных бассейнов: Западно-Черноморский бассейн, Восточно-Черноморский бассейн, Каркинитско–Сивашская рифтовая система [6, 2].

В это же время произошло заложение Восточно-Кубанской впадины [4]. Наиболее интенсивному погружению подверглась ее западная часть, где накопилось около 1 км апт-альбских осадков. Сопровождался ли процесс формирования впадины разрывом континентальной литосферы в ее осевой части, определенно сказать невозможно, однако на северном склоне впадины произошла десткукция фундамента, с чем связано формирование Арма-

вирского вулканогенного комплекса. В этой связи закономерным представляется проявление апт-альбских магматических образований на Медведовской и Темиргоевской площадях. Одновременно с названными бассейнами растяжению и углублению подвергся трог Большого Кавказа. Таким образом, раннемеловой магматизм Скифской платформы происходил в обстановке задугового растяжения и сопровождал формирование Западно- и Восточно-Черномрской впадин, Каркинитско-Сивашского рифтового бассейна и Восточно-Кубанского прогиба.

Литература

1. *Корнев Г.П.* Армавирский вулканический комплекс // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Л.: Недра, 1965, С. 382–410. (Тр. КФ ВНИИ; Вып. 16).

2. *Никитин А.М., Болотов С.Н,, Барабошкин Е.Ю.* и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вести. МГУ. Серия 4, Геология. 1997. №3. С. 6–16.

3. *Рыбакова Ф.А., Загоруйко Ф.И., Апареев В.Н.* и др. Анализ и обобщение результатов бурения и геолого-геофизических исследований с целью повышения эффективности поисковых работ на нефть и газ на юге УССР. Симферополь: Крымгеология, 1990. 79 л. (Отчет 450898, ГГП "Росгеолфонд").

4. *Сократов Б. Г.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной части Центрального Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 127 с.

5. *Улановская Т.Е., Воронов А.Р.* О позднемезозойском магматизме в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой и впадинами Черного, Азовского и Каспийского морей // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России: Тез. докл. Зональной науч. конф., 2–3 февр. 1995 г. Новочеркасск: НГТУ, 1995. С. 36–38.

6. *Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F.* et al. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics. // S.Crasquin-Soleaut et E. Barrier (Eds). Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mem. Mus. natn. His. nat, 177. Paris. P.163–176.

7.*ZonenshainL.P., Le PichonX.* Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins//Tectonophys. 1986. Vol. 123. P. 181–211.

С.А.Борняков[1]

Механизм сегментации разломов и их фрактальные свойства (по результатам физического моделирования)

Пространственно-временная дискретность движений по протяженным активным разломам, выявляемая как по результатам полевых геолого-структурных и инструментальных исследований, так и по анализу сейсмологических материалов, послужила поводом деления таких разломов на раз-

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

номасштабные отрезки – сегменты, различающиеся как по структурным особенностям, так и по степени тектонической активности. Разными исследователями к настоящему времени в общих чертах установлено, что сегментация разломов имеет многофакторную природу, обусловленную механизмом их роста, структурно-деформационной неоднородностью их интраструктуры и гетерогенностью вмещающей разлом геофизической среды.

Для решения частных вопросов в рамках обсуждаемой проблемы сегментации разломов автором использован метод физического моделирования. На примере развития зоны сдвига в упруговязкопластичной модели, сделана попытка через количественный анализ параметра амплитуды смещения выяснить причины и механизмы сегментации разломов, оценить особенности пространственно-временного распределения сегментов, а также определить: являются ли фрактальными как вся интраструктура сдвиговой зоны в целом, включающая в себя весь спектр активных и пассивных разрывов, так и только ее активная и сегментированная составляющие.

Процесс формирования крупной зоны сдвига воспроизводился в моделях из пасты бурой глины, обладающей упруговязкопластичными свойствами [3]. Эксперименты выполнены в соответствии с теорией подобия по стандартной методической схеме [4,6]. Фоторегистрация хода эксперимента через контрольные интервалы времени позволяла впоследствии по смещению реперных линий за счет подвижек по составляющим интраструктуру сдвиговой зоны единичным сдвигам проводить пространственно-временной мониторинг как суммарных, кумулятивных, амплитуд смещений, так и их градиентов. Интраструктура зоны сдвига в модели развивается стадийно от многочисленных непротяженных разломов, через их последовательный избирательный рост и объединение к сложно построенному единому магистральному шву [1,2,6]. Для анализа была выбрана средняя стадия, в рамках которой интраструктура сдвига представлена хорошо развитыми протяженными сдвигами и вычленяемыми ими узкими линейными блоками.

Результаты мониторинга градиентов амплитуды смещения на единичных протяженных сдвигах наглядно показывают, что они обладают разной степенью деформационной активности по простиранию и по этому показателю могут быть разделены на сегменты (рис.1,А). При этом сегменты характеризуются пространственно-временной мобильностью и различаются не только по величине накопленной на них амплитуды, но и по ее знаку. Так например, наличие отрицательных значений приращения амплитуды смещения (см. рис.1,А) говорит о том, что в пределах отдельных контрольных интервалов времени появляются сегменты, на которых куммулятивная амплитуда смещения не только не увеличилась, а даже уменьшилась за счет появления на них подвижек обратного знака, противоположных общему направлению движения крыльев сдвиговой зоны.

Мониторинг деформаций в блоках, разделенных сегментированными единичными сдвигами, позволяет понять природу сегментации. Он показал,

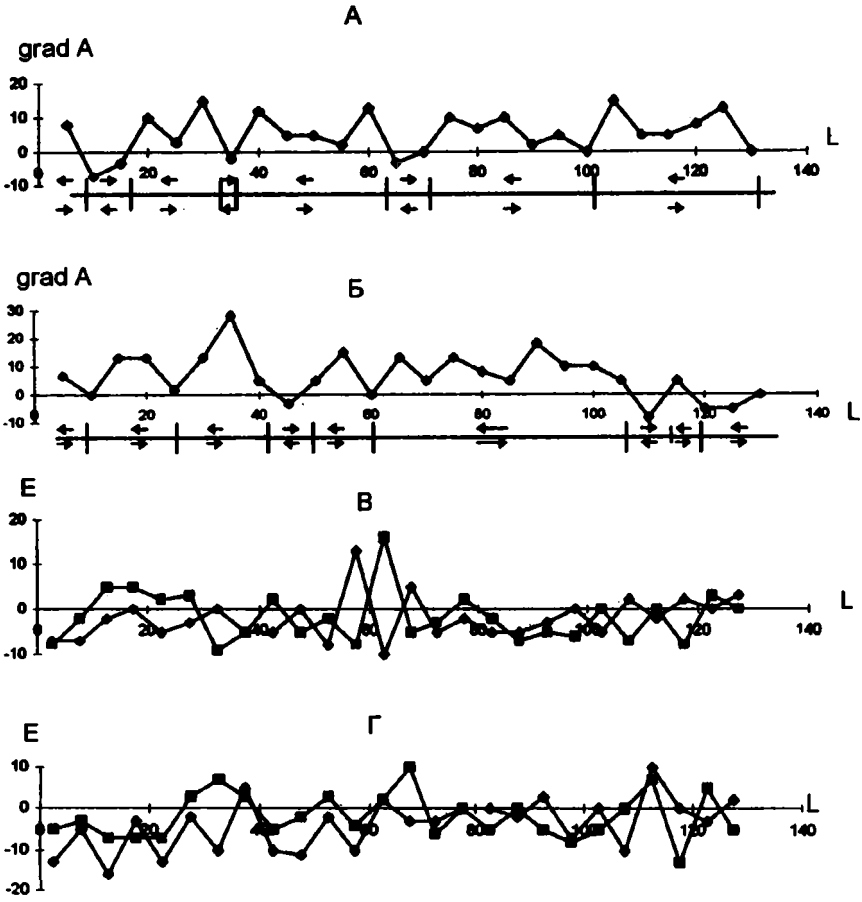


Рис. 1. Вариации приращения амплитуды смещения (grad A) по простиранию единичного сдвига (L) за 30-секундные интервалы эксперимента (900с–930с – А, 930с–960с – Б) и деформации (Е) в ограничивающих его смежных блоках (ВГ).

что каждый из тестируемых блоков по типу деформации дифференцируется на области сжатия и области растяжения, весьма мобильные во времени (см. рис.1,Б). Их перемещение вдоль блока в первом приближении может рассматриваться как волновой процесс. Деформационная обстановка на тестовых площадках смежных блоков, расположенных друг напротив друга и контактирующих между собой по плоскости единичного сдвига, чаще всего

различается по абсолютным значениям деформаций, а нередко и по их типу, что, в конечном счете, и приводит к сегментации этого сдвига.

Формирование сдвиговой зоны представляет собой процесс сложного структурно-динамического преобразования вмещающей ее среды. Детальные наблюдения за этим процессом в физических моделях показывают, что в нем, несмотря на визуально кажущуюся хаотичность, прослеживаются определенные пространственно-временные закономерности, а именно: ширина формирующейся сдвиговой зоны в каждый момент времени лимитирована, а ее интраструктура развивается стадийно [1,2,4-6]. Ее формирование начинается с заложения в узкой линейно вытянутой области многочисленных изолированных друг от друга микросдвигов. Их дальнейшее развитие идет по ранговому принципу с последовательным разрастанием одних и прекращением развития других, сопровождаясь эпизодическими кардинальными структурными перестройками, отделяющими одну стадию от другой [1].

Для количественной характеристики качественного состояния интраструктуры сдвиговой зоны в разные моменты ее развития и определения границ стадий на количественной основе нами выполнен фрактальный анализ ее разрывных элементов в трех вариантах. В первом случае во внимание принимались все разрывы, без разделения их на активные и пассивные. Во втором случае с использованием специальной методики [7] проводилась отбраковка разрывов, прекративших свое развитие на момент регистрации и пассивно существующих в общей структуре, и учитывались только активные на момент регистрации разрывы. Поскольку каждый активный разрыв, как было показано выше, в свою очередь при его детальном рассмотрении представлен совокупностью активных и пассивных отрезков, то в третьем случае во фрактальном анализе участвовали только сегментированные активные элементы.

Выполненный фрактальный анализ разрывной интраструктуры развивающейся сдвиговой зоны показал, что она мультифрактальна, и позволил установить тесную взаимосвязь полученных фрактальных размерностей в пределах тестовых площадок с ее качественным состоянием в каждый фиксированный момент времени. Динамика изменения фрактальных размерностей, рассчитанных для всей совокупности разрывов (рис.2, ряд 1) и только её активной составляющей (см. рис.2, ряд 2), неодинакова. Для первых, этот параметр возрастает от некоторого минимума до максимума в рамках первой стадии, затем, после структурной перестройки, резко уменьшается, после чего снова нелинейно возрастает, варьируя в моменты структурных перестроек, постепенно выходя на асимптоту (см. рис.2, ряд 1). Для вторых, как и в предыдущем случае, растет до момента первой структурной перестройки, затем нелинейно стремится к минимуму, испытывая на общем фоне уменьшения эпизодические увеличения перед структурными перестройками (см. рис.2, ряд 2). Сегментированная интраструктура сдвиговой зоны

Рис. 2. Вариации во времени фрактальной размерности интраструктуры ОАДВ и ОАС сдвиговой зоны

Пояснения в тексте

также фрактальна и ее фрактальные размерности варьируют в широких пределах.

Литература:

1. *Борняков С.А.* Тектонофизический анализ процесса формирования сдвиговой зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981. С. 26–44.

2. *Борняков С.А.* Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) //Геология и геофизика. 1988. Т.6. С.3–10.

3. *Семинский К.Ж.* Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск, ИЗК СО АН ССР, 1986. 130 с. (Деп.в ВИНИТИ 13.08.86., 5762-В86).

4. *Шерман С.И.,Борняков С.А.,Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (по результатам моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112с.

5. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 260с.

6. *Шерман С.И., Борняков С.А., Семинский К.Ж., Адамович А.Н.,Трусков В.А., Буддо В.Ю.* Комплексное исследование процессов разломообразования в литосфере //Геофизические исследования в Сибири на рубеже XXI века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 110–116.

7. *Bons P.D., Jessell M.W.* Strain analysis in deformation experiments with pattern mattching or a stereoscope // J. of Structural Geology. 1995. Vol.17, № 6. P. 917–921.

В.С.Бочкарев[1]

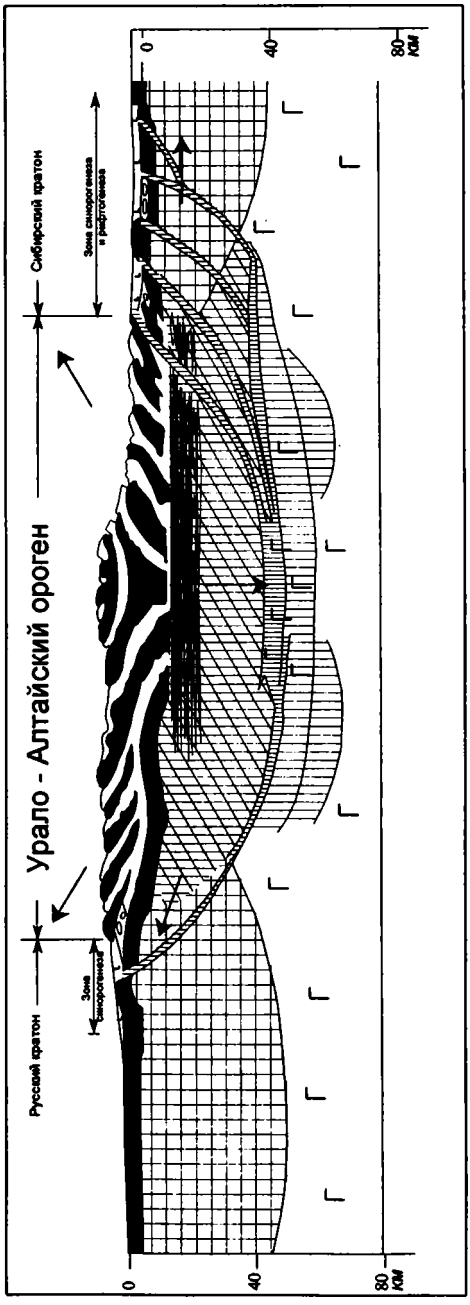
Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем

Вопросы взаимосвязи тектоники и магматизма геодинамических типов рифтовых систем раскрываются в настоящее время наиболее полно из-за огромного множества данных структур, рассеянных по всей планете. Мы рассматриваем лишь "позднюю" геодинамическую группу, относя к "ранней" группе рифты, которые предшествуют или сопутствуют процессам раскрытия океанических литосферных плит, заложения и развития геосинклинальных складчатых систем и авлакогенов. Итак, поздняя группа рифтовых систем включает синорогенные, эпиорогенные и дейтероорогенные геодинамические типы, выделенные нами на примере развития Урало-Монгольского пояса (Бочкарев, Нестеров, 1994 г.). Сравнительный анализ выделенных раннемезозойских рифтовых систем с кайнозойскими показал, что многие тектономагматические признаки оказываются устойчивыми. К этим признакам относятся: тип магматических серий (толеитовый – в одних системах, и известково-щелочной – в других) и структурное положение.

Синорогенный рифтогенез характеризуется преимущественно толеитовым базальтовым магматизмом и комбинацией структур из приразломных прогибов и сложных синтетических и антитетических грабенов огромных размеров (рисунок). В кайнозойских системах, опоясывающих альпийские складчатые пояса (Западная Европа, Северная и Южная Америка), к ним добавляются платобазальты. Магматизм последних характеризуется толеитовой и смешанной с известково-щелочной сериями. К приразломным прогибам синорогенного типа относятся пермо-триасовые Каратаихинский (Тимано-Печорская платформа), Кузнецкий, Минусинский и др.

Сложные системы рифтов пермо-триасового возраста установлены в Западной Сибири: Пурская (скв. ТСГ-6), Светлогорская, Черничная, Толькинская и Волочанская, выполненные красноселькупской серией. Пурская рифтовая впадина имеет размеры 60×100 км и глубину около 1500 м. Ее выполнение представлено сильно выветрелыми базальтами, их туфами с редкими телами габбро-долеритов, чередующихся в верхней и нижней частях разреза терригенными породами и углистыми аргиллитами. Эти толщи несут следы интенсивного сжатия, диаклазов и аргиллизации. К данному типу структур отнесена Тунгусская синеклиза с ее траппами толеитовой магматической серии. Из синорогенных рифтовых систем кайнозойского возраста следует отметить Рейнский грабен и платобазальты Декана, Анд и Кордильер.

[1] Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ),Тюмень, Россия



Геодинамика Урало-Алтайского орогена на конец эпохи герцинской кратонизации, P_2–T_1^1 (Бочкарев, 1998 г.)

Четкое структурное положение синорогенных рифтовых систем по периферии Урало-Монгольского складчатого пояса и формирование в условиях регионального сжатия в эпоху коллизии литосферных плит (герцинская кратонизация) являются примечательными.

Эпиорогенный (тафрогенный) рифтогенез лучше всего изучен в Аппалачах, на восточном склоне Урала и в Западной Сибири, где рифтовые впадины выполнены туринской и челябинской сериями триасового возраста. Локализация данного типа структур в пределах пенепленизированных "умерших" орогенов давала повод многим исследователям (Хаин, Михайлов и др.) считать тафрогенез заключительной стадией развития орогенов. В Аппалачах и к востоку от них установлено около 30 впадин, выполненных базальтосодержащей угленосной серией нью-йорк.

В Западной Сибири туринская и челябинская серии, выполняющие около 100 грабенов, залегают на коре выветривания размытых и пенепленизированных складчатых структур, которыее были созданы в ходе герцинской кратонизации, завершившейся суракайской фазой в индском ве-

ке (?). Перерыв между кратонизацией и рифтогенезом был большей частью минимальный и составлял не более 5–10 млн лет (?). На севере Западной Сибири, где проявился только синороген ный рифтогенез, уже в конце оленекского века и в течение среднетриасовой эпохи началось региональное прогибание фундамента и размытые палеозойские складчатые структуры и пермо-раннетриасовые рифты были перекрыты плащом существенно глинистых
отложений тампейской серии без всяких признаков унаследованности структур. В Западной Сибири, как и в Зауралье, наиболее крупные впадины имеют размеры 60x150 км в плане, глубину до 1,5–2,5 км (Сургутская, Тагринская, Кушмурунская и др.) и выполнены туринской серией.

Триасовые базальты принадлежат преимущественно известково-щелочной магматической серии и местами переслаиваются с угленосными отложениями и риолитами (конитлорская свита, верхний триас). Эти впадины распространены от Сибирских Увалов далее к югу и к западу до Казахстана и Урала. Они полукольцом опоясываются преимущественно более молодой группой односторонних грабенов, выполненных челябинской угленосной серией (средний–верхний триас – низы лейаса). Обе группы впадин сформировались при сопутствующем сводовом поднятии фундамента.

В следующую геодинамическую эпоху фундамент был вовлечен в центробежное прогибание и рифтовые впадины испытали сжатие. Они преобразовались в рамповые грабены с односторонними надвигами, имеющими горизонтальную амплитуду 1,5–2,0 км, а выполнение грабенов испытало пологую складчатость без метаморфизма. Угленосные отложения являются буроугольными.

Дейтероорогенный рифтогенез в Сибири (Забайкалье) начался в пермо-триасовое время и хорошо изучен благодаря золотоносности и угленосности мезозойских образований. Формирование впадин было импульсивным, и в ранне-среднеюрское время дейтероорогенез охватил весь юг Сибири, включая Тургай и Южный Урал (Орский грабен). Восточная часть системы дейтероорогенных рифтовых впадин характеризуется интенсивным магматизмом щелочного характера в интрузивной и эффузивной формах, большой длительностью (от пермского до мелового периодов) и отсутствием явных пространственно-временных связей с геосинклинальным или плитотектоническим процессами. Западная половина системы впадин формировалась в ранне-среднеюрское время.

Наиболее крупные впадины (Майкюбеньская, Приишимская и др.) имеют размеры до 50–150 км в плане и глубину до 1500 м. Они выполнены угленосными молассоидными отложениями, лишенными магматических пород. Структурные соотношения с фундаментом и складками чехла, где он развит, и сопоставления с унаследованными соседними впадинами доказывают полную автономность данной системы рифтовых впадин и кратковременность ее существования. Периферические части дейтероорогенных риф-

тов в связи с центробежным развитием Западно-Сибирского и Туранского платформенных бассейнов были втянуты в региональное прогибание фундамента и переродились в рамповые грабены с пологим складчато-волнистым выполнением и уменьшенными размерами.

В.Д.Брежнев[1]

Среднеазиатский сегмент Прототетиса: геодинамика и геохронология этапов тектонической эволюции

В современной структуре Средней Азии к востоку и к западу от Памирской дуги в Западном Куньлуне, с одной стороны, и в Зеравшанском и Гиссарском хребтах Южного Тянь-Шаня – с другой, распространены мощные зеленосланцевые и глаукофан-зеленосланцевые комплексы, сложно дислоцированные, испытавшие полиметаморфизм различных барических типов и практически лишенные органических остатков.

Новейшие публикации, в первую очередь, по геохронологии, по петрологии и геохимии метаморфизованных мафит-ультрамафитовых и известково-щелочных магматических образований Западного Куньлуня (Pan Y.et al.,1992, 1992[ed.], 1994, 1996; Wang H.,1985, 1995; Bian Q.et al.,1994, 1995; Dizhi J., 1994; Li Y.et al.,1995; Mattern et al.,1996; Xie M.,1993; Xu R.et al.,1997; Yang K.,1994) и Центрального Таджикистана (Баратов Р.Б. и др.,1983; Дук Г.Г.,1987,1995; Старшинин Д.А., 1976 и др.; Лутков В.С.,1988; Минаев В.Е.,1981; Федоров Г.В., 1982; Шванов В.Н., 1983; Леонов М.Г., 1988; Мельничук В.Г., 1989; Пай В.М.,1991; Буданов В.И.,1993) позволяют наметить структурно-вещественную и возрастную корреляцию рассматриваемых метаморфических комплексов этих двух регионов, разобщенных, по-видимому, в процессе Памиро-Алайского сближения, и выявить в их пределах сохранившиеся фрагменты сутурной зоны Прототетиса.

К реликтам позднедокембрийской сутуры в Западно-Куньлуньском подвижном поясе принадлежит ряд выходов офиолитов в сутурной зоне Ойтаг-Куди-Субаши. Она пунктирно следится на протяжении 1000 км и разделяет террейны Северного и Южного Куньлуня. В районе Куди по долине Иссыккгоу основание офиолитовой ассоциации слагают перидотиты, сформировавшиеся на глубине 67 км при 22 кбар и 1000°С. Среди них преобладают серпентинизированные гарцбургиты, изредка дуниты. Мафитовую последовательность составляют грубозернистые габбро и рои диабазовых даек и

[1] Геологический институт (ГИН) РАН,Москва, Россия

(выше через перерыв в обнажении) массивные базальты, пиллоу-базальты, пачка амигдалоидных базальтов и андезито-базальтов, редко андезитов, выше – красные кремни, зеленые туффиты, туфоконгломераты и граувакки абиссальной турбидитовой серии. Общая мощность – свыше 2000 м.

По материалам геологов КНР и СНГ составлены дискриминантные диаграммы. Диаграмма TiO_2–10MnO–10P_2O_5 (Mullen,1983) указывает на то, что кроме массивных базальтов и пиллоу-лав, принадлежащих к зрелым толеитам MORB-типа, в районе Куди присутствуют диабазы, базальты OIT, IAT, а также порфировые андезибазальты Иссыкгоу CAB, свойственные энсиматическим островным дугам внутриокеанической субдукции (Pan Y.,1992,1994). На диаграмме Ti–Zr–3Y (Pearce, Cann,1973) базальты, андезито-базальты Иссыкгоу (с радиохронометрическими датировками позднего рифея) фиксируются в полях OFB+CAB, а толеиты MORB из районов Куди и Субаши – в поле OFB.

Реликты рассмотренной океанической коры Западно-Куньлуньского зрелого океана сохранились кое-где в виде аллохтонных пластин, обдуцированных на юг и юго-запад после завершения южно-направленной субдукции (в современной ориентировке) от пассивной окраины Таримского кратона.

В Зеравшанском и Гиссарском хребтах Южного Тянь-Шаня в качестве реликтов коры древнего (по радиологическим данным – позднерифейского) бассейна рассматривается глаукофан-зеленосланцевый комплекс горифской свиты. Выходы ее приурочены в основном к двум полосам складчато-чешуйчатого строения: Фан-Сорбогской и Анзобской, протяженностью до 250–300 км. Метавулканиты горифской свиты, представленные в нижней части субщелочными пикрито-базальтами и оливиновыми базальтами, по петрохимическим параметрам принадлежат к WPB и к границе OFB-LKT (Mullen,1983), а также OIA (Pearce, Cann,1973). Толеиты и щелочные базальты верхнегорифской свиты расположены в полях соответствующих диаграмм в OFB и IAT, OIA.

В Центральном Таджикистане древнейшая шовная структура рифтогенного типа формировалась на докембрийской сиалической коре северной окраины Каракумо-Таджикского континентального массива, представленного на юго-востоке региона выступом архей-протерозойских пород Каратегина. Своеобразие земной коры региона заключается в редуцированности "гранитного" слоя, в пониженной роли фанерозойских гранитоидов, в интенсивном натровом метасоматозе. Верхняя мантия здесь основательно деплетирована, поскольку в глубинных ксенолитах резко преобладают лиственниты по шпинелевым лерцолитам (Буданов,1993). Континентальный рифтогенез сопровождался субщелочным базальтоидным и пикрито-базальтоидным вулканизмом с раскрытием в ходе расширения палеорифта небольших участков с океанической корой при практическом отсутствии офиолитов; лишь небольшие линзовидные тела серпентинитов и метагаббро установлены вдоль тектонической границы с вышележащими CAB вулкани-

тами барзангинской свиты венда–кембрия. Завершающий глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм пород горифской свиты характеризовал резкую смену геотектонического и геотермического режимов в связи с переходом к событиям, по-видимому, южнонаправленной субдукции.

Для расшифровки этапов тектонической эволюции Среднеазиатского сегмента Прототетиса большое значение имеют новые данные по радиохронологии. Важнейшие из них получены в Западном Куньлуне (Pan,1992,1994). Со времени первой работы Ван Хонженя (1956) принято считать, что древние мафит-ультрамафиты сутурной зоны Ойтаг-Куди-Субаши имеют синийско-раннепалеозойский возраст и принадлежат каледонскому циклу. Эта точка зрения господствует и сегодня (Wang Y.,1985,1995 и многие другие). Между тем, как известно, хроностратиграфический объем синия был закреплен в 1982 г. Всекитайской стратиграфической комиссией в рамках 800-600 млн.лет, хотя тенденции к пересмотру этого интервала сохраняются (Брежнев,Рабен,1992). В Западном Куньлуне в районе Куди из зеленокаменных пиллоу-базальтов и андезито-базальтов был получен основанный на изотопии Rb, Sr, Sm и Nd при ?ND от +1,5 до + 4,4 ряд модельных возрастов протолитов (TDM): 976, 956, 871 и 698 млн лет (Pan, 1992). Только последняя датировка является безусловно синийской, но так же, как и все остальные, не может быть отнесена к каледонидам, без произвольного расширения геохронологических рамок этого цикла (Wang H.,1985,1995).

Полученные геохронометрические данные свидетельствуют, по нашему мнению, о полициклической, а не о моноциклической истории тектонического развития Прототетиса в пределах Среднеазиатского сегмента.

В Западном Куньлуне формирование первичного океана Прототетис происходило в основном в течение ранней половины позднего рифея, что вполне соответствует байкальскому циклу. Выделяются этапы океанского рифтинга и спредингового океана с проявлением внутриокеанической субдукции и возникновением энсиматической дуги. Более ранний этап континентального рифтогенеза, не выявленный в Западном Куньлуне, вполне отчетливо устанавливается в Зеравшанском хребте Южного Тянь-Шаня, на что могут указывать и Pb-Pb датировки термоизохронным методом (ТИЭ) цирконов из метавулканитов базальной горифской свиты: 900–1100±150 млн лет. Геохронологически этот этап близок гренвильскому тектогенезу.

К проявлениям субдукционно-островодужного этапа тектонической эволюции Прототетиса, возможно, следует относить интродирующую перидотиты в районе Куди дайку пегматитов с датировкой 816 млн лет по Rb-Sr изохроне, а также диориты из Восточного Куньлуня – 790 млн лет (U-Pb). Кроме того, отметим, что в сутурной зоне Западного Куньлуня рассмотренные комплексы байкалид Прототетиса несогласно перекрываются молассоидной предсинийской серией Цзинбайкоу.

Только второй цикл тектонической эволюции Прототетиса соответствует геохронологическому интервалу синий – ранний палеозой. В его основании

–вулканогенный комплекс, по-видимому, окраиноморского бассейна, возможно, задугового типа, которому принадлежат упоминавшиеся андезито-базальты САВ из района Куди (698 млн лет) и с которыми хорошо коррелируются базальты WPB, датированные по Rb-Sr изохроне 667±21 млн.лет, из малого задугового бассейна Восточного Куньлуня. Последний отличен от зрелого байкальского океана Западного Куньлуня не только размерами и возрастом раскрытия, но и тем, что является продуктом этапа континентального рифтогенеза (Pan et al.,1996).

В целом, по геохронологии датировок вулканитов данных бассейнов Западного и Восточного Куньлуня: они являются кадомскими и адекватны тектонической эпохе Синкай Китая (Хуан Т.,1980).

Сходного типа малый бассейн в венде–кембрии существовал и на востоке Зеравшанского и Гиссарского хребтов Южного Тянь-Шаня (Южно-Алайский "океан" В.Пая,1991). Собственно каледониды в ортодоксальном смысле представлены в Западном Куньлуне субдукционными, син- и эпиколлизионными гранитоидами; древнейшие из них тоналиты района Куди имеют возраст 539 млн лет (Rb-Sr). Широко распространены прорывающие мафит-ультрамафиты интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитоидов с датировками 490–450 и 430–400 млн лет (U-Pb, Ar/Ar, Rb-Sr).

А.М.Брехунцов, В.С.Бочкарев, Н.П.Дещеня, М.И.Мишульский[1]

Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна

Современная детальная геолого-геофизическая изученность Западной Сибири, особенно объемы глубокого бурения и сейсморазведки МОВ ОГТ, позволили выявить новые важные особенности тектоники мезозойско-кайнозойских отложений, которые в прежние годы маскировались или едва проглядывали из-за доминирования гравимагнитных исследований. Это поперечные региональные поднятия и инверсионные овальные депрессии, выраженные в глубоких горизонтах юры, триаса и палеозоя. Кроме того, принципиально изменились представления о характере разломов.

Региональные поперечные поднятия в Западно-Сибирском бассейне стали выделяться с 1984 г., когда был обособлен Мессояхский порог широтного простирания, прослеживаемый от Сибирской платформы на востоке до

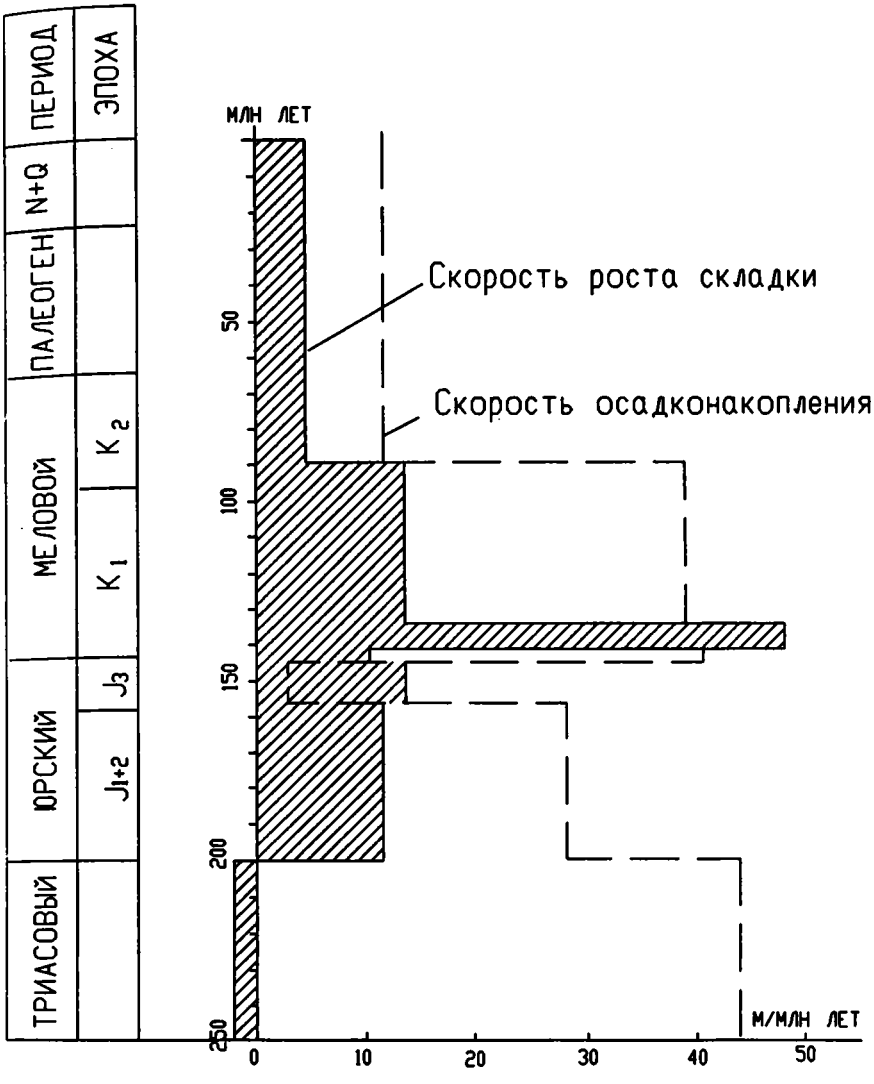
[1] Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

Ямала на западе, где он первоначально соединялся с Нурминским мегавалом в единую структуру. В настоящее время установлено, что он в виде линейной структуры простирается до Обской губы и отделяет Надым-Тазовскую синеклизу от Карско-Гыданской. Протяженность Мессояхского порога составляет около 600 км, максимальная ширина – 60 км, амплитуда по горизонту Б (кровля верхней юры) – 1200 м. Основной этап формирования – неоком с размывом части верхней юры (рисунок). Это наиболее крупное поперечное поднятие располагается в северной части бассейна. Структуры этого типа развития характеризуются наибольшим этажом нефтегазоносности с максимальными ресурсами УВ в некомских и апт-альб-сеноманских отложениях.

Второй поперечной структурой является Минчимкинско-Караминский порог, выделяемый как широтная система поднятий, включающая Сургутский, Нижневартовский своды, Александровский, Пыль-Караминский мегавалы и ряд куполовидных поднятий. Минчимкинско-Караминский порог имеет протяженность около 900 км, ширину до 300 км и амплитуду по горизонту Б – от 200 до 300 м. Основной этап формирования – тоар–батский век. Кроме описанных в литературе, отмечается еще Северо-Сибирский порог, прослеживаемый от Новой Земли почти до Таймыра с триас-юрским основным этапом формирования. В сущности, южное обрамление Западно-Сибирского бассейна на период юры можно рассматривать в качестве еще одного порога, отделявшего данный бассейн от Туранского; но порог был пересечен Тургайским прогибом в позднемеловую и палеогеновую эпохи.

Еще одной важной особенностью тектоники мезозойско-кайнозойских отложений является наличие инверсионных овальных депрессий, распространенных в основном на севере Западной Сибири. Здесь в Большехетской впадине и по ее периферии под крупными поднятиями в меловых толщах сейсморазведчики закартировали конформные депрессии в юрских, триасовых и даже палеозойских отложениях. Речь идет о Хальмерпаютинском, Пякяхинском, Находкинском и других нефтегазоконденсатных месторождениях. При этом по разрезу не только наблюдается инверсия амплитуды, но часто изменяется простирание структур. Так, Хальмерпаютинская депрессия по палеозойским, триасовым и юрским горизонтам (А, $I_в$, $I_а$, T_4, T_1, Б) имеет овальную форму с радиусом около 2,5–3,0 км, широтное простирание и амплитуду прогиба, соответственно, 400, 350, 300, 200 и 50 м. По меловым отложениям (с учетом данных бурения) на этом участке развито поднятие с амплитудой 150 м (горизонт Б), 100 м (кровля валанжина) и 75 м (кровля сеномана). Это поднятие вытянуто уже в меридиональном направлении. Смена знака изгиба приходится на подошву меловых отложений или находится вблизи кровли юрских слоев. Тектоническое напряжение, вызвавшее деформации юрских и неокомских отложений, имело субмеридиональное направление, а верхнемеловых – субширотное.

Учитывая, что на некоторых крупных месторождениях залежи газа приурочены к сеноманским отложениям, а в нижнемеловой толще имеется рез-



Развитие Мессояхского порога

кое увеличение двойного времени прохождения ($\Delta t0$), мы предполагаем, что перечисленные выше инверсионные депрессии не являются таковыми, а представляют собой купола – ловушки с крупными залежами газа в ачимовской толще и в юрских отложениях.

Наиболее крупные **дизъюнктивные дислокации** в мезозойско-кайнозойском чехле, выявленные по данным глубокого бурения и сейсморазведки МОВ ОГТ, принадлежат к трем геодинамическим типам, или к трем системам.

Первая система дизъюнктивов является сбросовой, т.е. с некоторой составляющей растяжения в подошве чехла и по поверхности фундамента. Наиболее крупной системой является Верхореченская, выявленная сейсморазведкой на юге Ямала и частично подтвержденная бурением глубоких скважин. Простирание сбросов преимущественно СЗ, амплитуда – до 1600–1800 м. Далее, хорошо изученной крупной системой является Русско-Реченская, осложняющая западную часть Русского газонефтяного месторождения, и Мессояхско-Малохетская.

Вторая геодинамическая система дизъюнктивов установлена в двух районах: 1) вдоль пограничных зон бассейна отображает неоген-антропогено-вое региональное сжатие Западно-Сибирского бассейна, являясь взбросово-надвиговой; 2) закартирована в виде диагональной полосы, прослеживаемой от Верхореченской зоны на СЗ до Томской области на ЮВ, и является крупномасштабной зоной сжатия (мегадиаклаза). Здесь сближенные дизьюнк-тивы кулисообразно подставляют друг друга, а в верхней части разреза местами наблюдаются небольшие грабены (Северный свод и другие поднятия).

Третий тип геодинамических дизьюнктивов является гипотетическим, так как выделяется условно путем отождествления линейных магнитных аномалий с разломами, которые не отображаются по сейсморазведке МОВ ОГТ и данным бурения (Пурский "грабен-рифт" и другие зоны). Возможно, это новообразованные аномалии, которые еще не реализовались в виде разломов, или, наоборот, – очень древние, архейские швы.

С.Н.Бубнов[1], Ю.В.Гольцман[1], И.С.Красивская[1], А.К.Симон[2]

Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой

1. Транскавказское поперечное поднятие (ТКПП) интерпретируется одними исследователями как антикавказская "тектоническая" структура, воз-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

[2] Межведомственный петрографический комитет РАН, Москва, Россия

никшая в эпоху новейшего (кайнозойского) тектонического развития (Хаин, 1982, Philip et al., 1989, Короновский, 1994 и др.), другими – как одно из древнейших тектонических образований региона (Шатский и др., 1946; Шолпо, 1978, Belousov, Cholpo, 1976; и др.). Альтернативость этих представлений с точки зрения новейших геодинамических моделей выглядит весьма условно. Полагаем, что представление о глубинном (мантийном) заложении в палеозое данной структуры может быть увязано с представлением о "молодом" ее возрасте на основании известного принципа унаследованности в тектонике.

Иными словами, можно полагать, что ТКПП в своем современном виде, по крайней мере на Большом Кавказе, оформилось в начале миоцена в результате омоложения (регенерации) тектонических структур, заложенных в палеозое. Дополнительным свидетельством правомерности такого суждения является то, что все миоценовые и более поздние – плиоцен-голоценовые проявления магматизма в регионе приурочены к Транскавказскому поперечному поднятию. В пределах ТКПП расположено и подавляющее большинство эпицентров землятресений региона.

2. Сделан вывод, что поверхностный уровень ТКПП оставался связанным с мантийным горизонтом глубиной залегания не менее 90–100 км в течение всей миоценовой и постмиоценовой эпох истории развития Кавказского сегмента юга Евразии. Петрологические и изотопно-геохимические исследования показывают, что в составе эффузивных образований всех исследованных центров (Казбек, Эльбрус и т.д.) присутствует мантийная компонента, т.е. первичные изотопные отношения стронция, изотопный состав неодима и кислорода показывают отделение расплавов из источников, расположенных на границе литосферной и астеносферной мантии. Впоследствии расплавы были контаминированы веществом субконтинентальной литосферы, подплавляемым мантийными плюмами (или астенолитами) в ходе их подъема и растекания. Такие соотношения могли быть реализованы только при двух условиях: либо при отсутствии какого-либо горизонтального смещения на протяжении всей альпийской геологической истории данного региона, либо в условиях перемещения по поверхности глубиной не менее 90–100 км.

Поскольку геологические и геофизические данные для этого времени убедительно свидетельствуют о смещении ТКПП и соответствующей литосферной плиты (Philip et al., 1989; Короновский, 1994; и др.), первый вариант признается нереальным, а из второго следует, что смещение происходило по поверхности, расположенной глубже 100 км, что и определяет мощность данной литосферной плиты, а заодно и вводит в геодинамику новый петрологический метод определения мощности литосферных плит.

3. Так как во всем регионе Большого Кавказа и севернее, в пределах Предкавказья и Русской платформы, домиоценовый магматизм завершился в верхнем мелу, новую вспышку вулканизма в миоцен-голоценовое время,

локализованную строго в пределах ТКПП, следует связывать именно с движением этой плиты, которая и генерировала вулканическую активность на территории Кавказского сектора Альпийского пояса.

4. Можно предполагать, таким образом, что характерные формы глубинного магматизма, проявленного на квазиплатформенном этапе развития (горячие поля, точки), возникают не столько благодаря автономным разогревам мантийных участков (например, в результате автометасомата мантии), сколько в связи с выделением энергии, которое было вызвано напряжениями, связанными с горизонтальными перемещениями крупных континентальных блоков – литосферных плит, т.е. обусловлены геодинамическими причинами.

Буслов М.М.[1]

Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана и палеотектоника Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатой областей

Мозаично-блоковая структура Алтае-Саянской области и Восточного Казахстана возникла на месте закрытия Палеоазиатского океана в результате столкновения Сибирского и Казахстанского континентов, а также террейнов и микроконтинентов лавразийской и гондванской групп. Она представляет собой сложно построенный террейновый коллаж. Особое место в формировании структуры региона принадлежит крупноамплитудным (1–3 тыс. км) сдвиговым горизонтальным перемещениям, которые проявились как в коллизионных, так и в субдукционных обстановках.

Полученные структурные, палеомагнитные и геохронологические данные свидетельствуют о том, что позднедевонско-раннекарбоновые деформации на Алтае-Саянской окраине Сибирского континента связаны с компрессией террейнов гондванской группы. Более масштабные деформации проявились в позднем карбоне–перми. Они произошли в результате коллизии Казахстанского, Восточно-Европейского и Сибирского континентов. Причем Казахстанский континент, являющийся крупным составным террейном и не имеющий общего мощного сиалического фундамента, был раздавлен преимущественно правосторонними сдвигами в результате коллизии Восточно-Европейского и Сибирского континентов. На окраине Сибирского

[1] Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

континента в результате позднекарбоново-пермской коллизии сформировалась закономерная сеть левосторонних сдвигов.

Проведенные исследования в той или иной мере подтвердили и доказали отдельные аспекты высказанных точек зрения о геодинамической эволюции и палеотектонике Центрально-Азиатского складчатого пояса и его отдельных частей, но в целом претендуют на создание новой модели формирования структуры региона, построенной на основе новых данных и опубликованных работ, в том числе палеореконструкций [1-5 и др.].

Венд–ранний кембрий. Существующие палеореконструкции показывают, что Палеоазиатский океан в позднем рифее располагался между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами и достигал в поперечнике 3–4 тыс. км. В венде–раннем кембрии произошла деструкция Восточной Гондваны. От нее отделились микроконтиненты и террейны, которые смещались в центральную часть палеокеана с востока на запад. В том числе были сформированы Алтае-Монгольский и Чулышманский террейны, осадки которых, вероятно, сформировались в позднерифейском преддуговом прогибе Восточной Гондваны. В это время вдоль западной и северной границ Сибирского континента заложилась Кузнецко-Алтайско-Хантайширская островодужная система западно-тихоокеанского типа. В тылу островной дуги в результате рифтинга Сибирского континента от его окраины откололись Тувино-Монгольский, Баргузинский и др. микроконтиненты, сформировались окраинные моря. В восточной части Палеоазиатского океана перед фронтом наступающих террейнов и микроконтинентов Гондванской группы заложилась Чингиз-Бощекульская островная дуга. В пределах океанической литосферы действовали горячие точки, которые привели к формированию вулканических островов и поднятий (Баратальского, Кадринского, Бийско-Катунского и др.).

Таким образом, в венде-раннем кембрии океаническая литосфера Палеоазиатского океана смещалась с запада на восток. Вдоль окраины Восточной Гондваны в тылу Чингиз-Бощекульской островной дуги происходили процессы деструкции и растяжения, а на окраине Сибирского континента — формирование Кузнецко-Алтайско-Хантайширской примитивной островной системы дуг и задугового спрединга.

В раннем кембрии океанические острова вошли в состав аккреционных призм, привели к выводу на поверхность высокобарических пород, перескоку зоны субдукции и заложению развитой островодужной системы, которая существовала в среднем–позднем кембрии вблизи и/или на отмершей системе примитивных островных дуг.

Ранний ордовик. В конце кембрия – начале ордовика Кузнецко-Алтайско-Хантайширская островодужная система и микроконтиненты лавразиатской группы причленились к Сибирскому континенту, закрылись окраинные моря и сформировался раннекаледонский аккреционно-коллизионный пояс. За это время вся система переместилась в северном

направлении, Кузнецко-Алтайская дуга – до 7–18° ю.ш., повернувшись на 30-40° против часовой стрелки.

Начиная с раннего ордовика до раннего силура (возможно, конца силура–раннего девона) прекратилась субдукция Палеоазиатского океана под Сибирский континент. Вдали от его пассивной окраины сформировался обширный карбонатно-терригенный шельф. Наиболее полно остатки континентального шельфа сохранились на Горном Алтае (ордовик–силур). Субдукция продолжала работать в восточной части Палеоазиатского океана, формируя Чингиз-Бощелакскую островную дугу.

Вероятно, в раннем ордовике часть микроконтинентов и террейнов гондванской группы амальгамировали друг к другу и сформировали составной Казахстанский континент. Алтае-Монгольский и Чулышманский террейны не вошли в его состав и, вероятно, отделялись зоной спрединга.

Ранний–средний девон. К началу девона Палеоазиатский океан был разделен на несколько бассейнов. Между Казахстанским и Сибирским континентом располагался Обь-Зайсанский океан (бассейн), который соединялся с Южно-Монгольским океаном. Уральский океан обрамлял с северо-востока Восточно-Европейский континент. В раннем–среднем девоне Зайсанский океан имел активные окраины с Сибирским и Казахстанским континентами. На юго-восточной окраине Сибирского континента сформировался протяженный Салаиро-Алтайский вулканоплутонический пояс, а на северо-западной окраине Казахстанского континента – Жарма-Саурская островная дуга. Алтае-Монгольский и Чулышманский террейны располагались вдали от Сибирского и Казахстанского континентов в юго-восточной части Уральского океана. В раннем девоне микроконтиненты столкнулись и образовали зонально-метаморфические комплексы (Южно-Чуйский, Курайский, Чулышманский) послужившие фундаментом для эмской островной дуги.

В среднем–позднем девоне Казахстанская плита совместно с Алтае-Монгольско-Чулышманским террейном двигалась на запад, поворачиваясь по часовой стрелке. Это движение привело к причленению (с последующей коллизией) Алтае-Монгольско-Чулышманского террейна и фрагментов Чингизской островной дуги к окраине Сибирского континента.

Ранний карбон. В конце девона и в раннем карбоне Алтае-Монгольско-Чулышманский террейн скользил вдоль конвергентной границы Сибирского континента, распадаясь на несколько крупных и мелких частей (Алтае-Монгольскую, Талицкую, Чулышманскую). Зайсанский океанический бассейн субдуцировал под Сибирский и Казахстанский континенты, где, соответственно, формировались позднедевонские Рудно-Алтайская и Жарма-Саурская островные дуги. Алтае-Монгольский террейн вклинился в тыловую часть Рудно-Алтайской островной дуги.

Ранняя пермь. В среднем карбоне полностью закрылся Палеоазиатский океан и произошла C_2–P коллизия Казахстанского, Сибирского и Восточно-Европейского континентов. Сибирский континент вращался по часовой

стрелке, а Восточно-Европейский – против часовой стрелки. Казахстанский континент, расположенный между ними и не имеющий общего консолидированного фундамента, был подвержен сильным сдвиговым деформациям. По южной окраине Сибирского континента проявились левосторонние сдвиги. Они наложились на сформированные структуры и окончательно создали коллаж террейнов Алтае-Саянской области и Восточного Казахстана.

Литература

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1: 327 с. Кн. 2: 334 с.
2. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
3. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
4. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 41–58.
5. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

В.Н.Вадковский[1]

Является ли движение континентов броуновским?

Предложенная ранее модель эволюции литосферы Земли как процесса самоорганизации [1] основана на взаимодействии множества ячеек, в каждой из которых осуществляется тектонический цикл Вильсона. С течением времени в системе взаимодействующих ячеек происходит перемешивание – амплитуда и фаза тектонических колебаний перестают быть одинаковыми по всей совокупности. Таким образом, для любого заданного момента времени можно обнаружить ячейки, находящиеся в любой фазе тектонического цикла. Это наводит на мысль, что, выбирая какую-либо стабильную область, можно ожидать, что со стороны окружающих ячеек будет наблюдаться случайное воздействие на нее.

Подтверждением такого случайного взаимодействия является "мозаичное" строение континентов и соответствие их среднего химического состава островодужным базальтам [2]. В таком случае на поверхности Земли участки с континентальной литосферой ведут себя подобно броуновским

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

частицам, причем концентрация этих частиц такова, что сами частицы могут взаимодействовать друг с другом.

Распределение мгновенных направлений смещений на Земле можно оценить по распределению ориентации осей линейных магнитных аномалий по всему земному шару по данным оцифрованной карты осей магнитных аномалий [3] (за исключением Северного Ледовитого океана).

Движение частиц под действием случайных сил, известное как броуновское движение, хорошо изучено [4,5], в основном, для двумерных плоских случаев в связи с исследованием процессов диффузии. Установлено, что среднеквадратичное смещение пропорционально корню квадратному от времени. В случае агрегации броуновских частиц зависимость более сложная [6].

Броуновское движение на поверхности сферы изучено хуже; установлено, что зависимость среднеквадратичного смещения аналогична плоскому случаю [7].

Для изучения броуновского движения на сфере была проведена серия численных экспериментов по изучению случайного блуждания по решетке, образованной на поверхности сферы параллелями и меридианами. Аналогом среднеквадратичного смещения на сфере является величина df=1−cos(f), где f – угловое расстояние (по дуге большого круга) между начальным и текущим положениями точки [8]. На каждом шаге направление смещения выбиралось случайным образом, а величина смещения являлась константой. Топология поверхности сферы накладывает определенные ограничения на величину df: df<=2. Зависимость df от времени (от числа шагов) носит немонотонный характер, охватывая все значения от 0 до 2. Пример случайного блуждания точки на поверхности сферы и изменения во времени величины df показаны на рис.1.

Другой класс моделей включал рассмотрение случайных блужданий на поверхности сферы множества областей различного радиуса. Допускалась возможность их слияния при касании друг друга и распада с заданной вероятностью (капельная модель). Для каждой области определялась зависимость df от времени. При “стесненном” случайном блуждании наблюдается уменьшение изменений df с течением времени по сравнению со свободным блужданием. Этот класс моделей соответствует процессу взаимодействия литосферных плит на Земле.

На реальной Земле количественной мерой движения литосферных плит являются, в первую очередь, палеомагнитные данные. Были проанализированы наиболее современные достоверные данные положений палеомагнитных полюсов с течением времени для различных блоков [9,10]. Наиболее древнее из положений полюсов принималось за начальное и от этого положения отсчитывалась величина df. На рис.2б показано изменение величины df с течением времени от 420 млн лет до 34 млн лет для эпигерцинской Северо-Европейской плиты [9]. Большими кружками показана теоретическая зависимость df от времени. Видно, что это движение по своим параметрам близко к случайному блужданию.

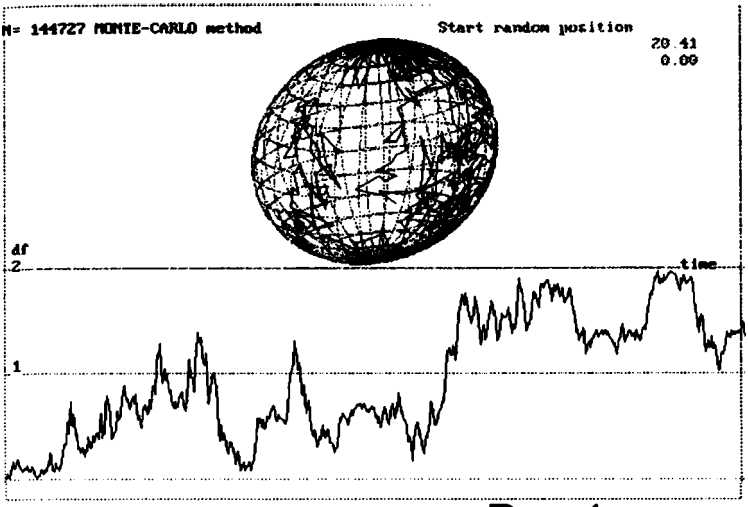


Рис.1

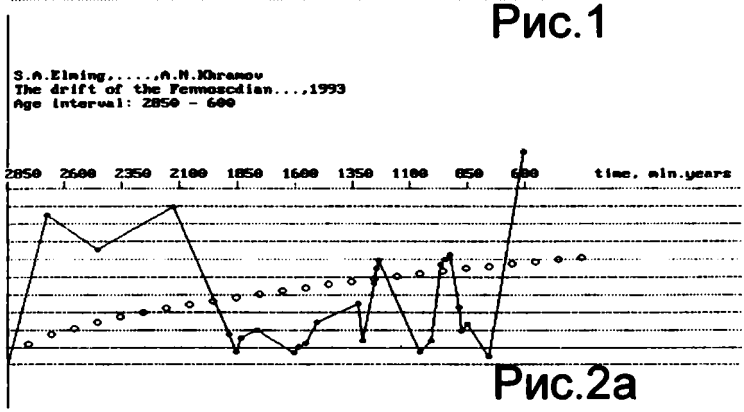


Рис.2а

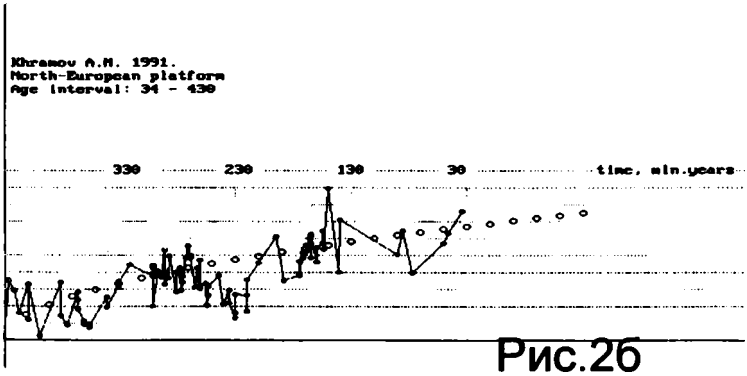


Рис.2б

Рис.2а показывает изменение df(t) для Балтийского щита от 2850 млн лет до 600 млн лет [10]. Можно отметить две области повышенных значений df в левой и правой частях рисунка. В центральной части движение соответствует "стесненному" случайному блужданию.

Приведенный анализ подтверждает предложенную автором модель эволюции литосферы как процесса агрегации и распада литосферных блоков при осуществлении тектонического цикла Вильсона во множестве областей на поверхности Земли.

Литература.

1. *Вадковский В.Н.* Математическая модель эволюции литосферы Земли. //Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. (М.: ГЕОС, 1998. С.83–85. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. I).
2. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
3. Magnetic Lineation of the World's Ocean Basins. Eds S.C.Candy et al. N.Y., 1989,
4. *Тутубалин В.Н.* Теория вероятностей и случайных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1992. 400 с.
5. *Гулд Х., Тобочник Я.* Компьютерное моделирование в физике. Ч.2. М.: Мир, 1990. 400 с.
6. *Боте Р., Жюльен Р., Кольб М.* Агрегация кластеров // Фракталы в физике. М.: Мир, 1988. С. 399–429.
7. *Мардиа К.* Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978. 240 с.
8. *Fisher R.* Dispersion on a sphere // Proc.Roy.Soc.L. 1953. A217.P. 295–305.
9. *Храмов А.Н.* // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 156–167.
10. *Elming S.-A., Pesonen* et al. The drift of the Fennoscanian and Ukrainian shields during the Precambrian: A palaeomagnetic ahalysis //Tectonophysics. 1993, Vol.233. P.177–198.

Е.П.Васильев, Л.З.Резницкий, И.Г.Бараш[1]

Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов

Процессы регионального метаморфизма и тектонических деформаций, как правило, тесно взаимосвязаны. Одной из наиболее ярких форм выражения этой взаимосвязи является структурно-метаморфическая зональность, т.е. закономерная смена структурных парагенезов и стиля деформации толщ по мере изменения параметров метаморфизма. Описанию и систематизации структурно-метаморфической зональности посвящено много работ, сводка которых дана Ю.В.Миллером [1]. Тем не менее, остаются дискуссионными

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

или недостаточно изученными вопросы соотношения (детерминированности) структурных и метаморфических зон, связи с глубинностью (вертикальная и латеральная зональность) динамических (тектонофизических) условий формирования зональности.

В этой связи представляет интерес сопоставительный анализ структурно-метаморфических зональностей разных по P–T-режимам (градиентности) комплексов южного складчатого обрамления Сибирской платформы – слюдянского амфиболит-гранулитового, хамардабанского андалузит-силлиманитовой фациальной серии и патомского кианит-силлиманитовой серии.

В пределах слюдянского и хамардабанского комплексов Южного Прибайкалья поэтапно, в течение протерозоя и затем раннего палеозоя, сформировалась непрерывная прогрессивная последовательность метаморфических зон от хлорит-мусковитовой ступени зеленосланцевой фации до гиперстен-силлиманитовой ступени гранулитовой фации. Палеозойская зональность Патомского нагорья занимает диапазон от диагенеза до кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Сопутствующая последовательность структурных зон идентична для обоих районов.

В порядке возрастания степени метаморфизма выделяются пять структурно-деформационных зон.

Зона I отвечает области диагенеза и начального метаморфизма и характеризуется вязкоупругими деформациями литифицированных толщ (складки продольного изгиба) и послойным кливажированием. В зоне II ведущим механизмом деформаций является продольное сплющивание и течение вдоль поверхностей секущего кливажа, обусловленного массовым новообразованием чешуйчато-пластинчатых минералов и интенсивной дегидратацией в условиях низких ступеней метаморфизма.

Кливаж течения затухает к границе с зоной III и в последней сменяется послойной кристаллизационной сланцеватостью. В этой зоне доминирует линейная складчатость продольного изгиба с пластическим перераспределением вещества пород вдоль поверхностей напластования.

Зона IV совпадает с высшей ступенью амфиболитовой фации. Здесь возрастание температуры при сохранении водонасыщенности пород приводит к резкому снижению их вязкости, развитию палингенеза и гранитизации. При этом формируются гранито-гнейсовые купола, сопровождаемые сложной "мигматитовой" складчатостью. Весь комплекс структур свидетельствует о высокой мобильности толщ.

Зона V отвечает гранулитовой фации, в условиях которой породы имеют минимальную водонасыщенность и как следствие – повышенную вязкость. Базисными структурами этой зоны являются складки продольного изгиба с послойным течением; широко представлены пересекающиеся складки, структуры гигантского отслаивания и мегабудинажа.

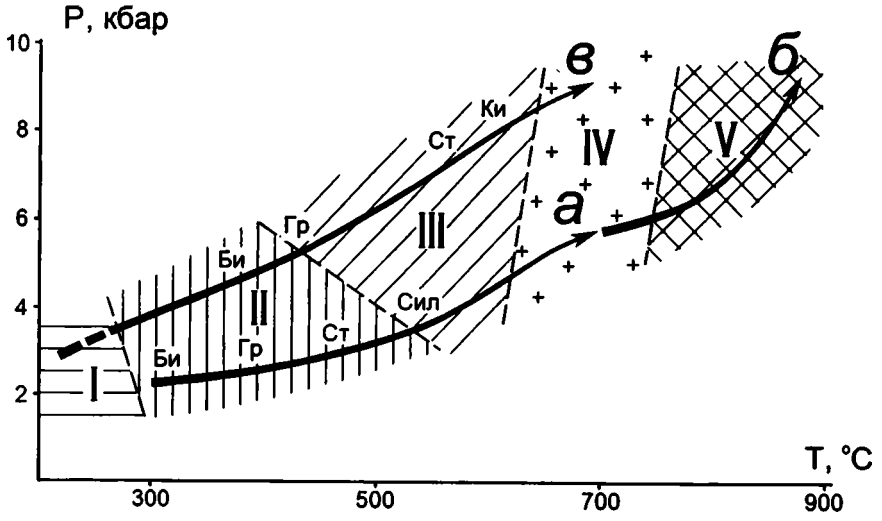


Диаграмма структурной зональности в P–T-координатах.

Данные по метаморфизму [3,4] и авторов.

Стрелки – латеральные тренды метаморфической зональности комплексов: а – хамардабанского; б – слюдянского; в – патомского. I–V – структурные зоны, охарактеризованные в тексте. Би – биотит, Гр – гранат, Ст – ставролит, Ки – кианит, Сил - силлиманит.

В целом структурная зональность отражает неоднородность реологического поведения толщ при деформациях в условиях метаморфического P–T-градиента. Как показывают результаты динамического анализа структурных парагенезов метаморфитов [2], отдельные зоны специфичны по условиям образования структур. В зонах I, III, V резко преобладало тангенциальное сжатие, тогда как в зонах II и III оно сочеталось с вертикальными перемещениями высокопластичных разуплотненных масс.

Положение структурных зон в метаморфическом P–T-поле может быть наглядно представлено в виде диаграммы (рисунок). Здесь стрелами показаны латеральные тренды метаморфической зональности отдельных комплексов, на которые вынесены наблюденные в поле границы структурных зон. При этом реперами служили соответствующие индекс-минералы. Соединив пунктирными линиями границы аналогичных зон, мы таким образом получили своеобразную PTD-диаграмму (D – деформация). На ней видно различие в положении и P–T-диапазонах структурных зон разных комплексов. Особого внимания заслуживает факт значительного расширения в сторону высоких давлений температурного интервала зоны III, представленной складками тангенциального сжатия. Иначе говоря, в метаморфической фа-

циальной серии повышенного давления (патомский комплекс) эти складки занимают наибольший P–T-диапазон.

Отсюда можно заключить, что именно тангенциальное сжатие (стресс) обусловило развитие минеральных ассоциаций повышенного давления в данной серии. Этот вывод корреспондируется и с тем фактом, что во всех трех комплексах метаморфическая зональность является существенно латеральной как по температуре, так и по давлению. Так, в хамардабанском комплексе латеральный (замеренный по простиранию одной и той же толщи) барический градиент местами достигает 0,15 кбар/км, в патомском – 0,2 кбар/км, а в слюдянском – до 0,4 кбар/км, что даже выше литостатического градиента. Подчеркнем, что речь идет о градиентах, заведомо не связанных с глубиной погружения. Они свидетельствуют о значительной (возможно, решающей) роли тектонического сверхдавления (стресса) при формировании структурно-метаморфической зональности.

В целом можно констатировать, что зональные метаморфические комплексы южного обрамления Сибирского кратона формировались под воздействием импульсов тангенциального сжатия. Они были обусловлены периодическим горизонтальным взаимодействием (коллизией) кратона и террейнов Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №96-05-64772) и Федеральной целевой программы "Интеграция" (проект №188).

Литература

1. *Миллер Ю.В.* Тектонометаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160с.

2. *Васильев Е.П.* К методике динамического анализа структурных парагенезов в метаморфических комплексах // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С.87–90 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).

3. *Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199с.

4. *Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 343с.

Е.П.Васильев, Л.З.Резницкий, И.Г.Бараш[1]

Присдвиговый метаморфизм в зоне краевого шва Сибирского кратона

Проявления метаморфизма в связи с развитием сдвиговых зон описаны неоднократно. Исследователями подчеркивается повышенная тепло- и

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

флюидопроводность этих зон, значение термически диссипативных эффектов сдвиговых дислокаций и их роль в генерации сверхлитостатических давлений. Как известно, сдвиги, особенно глубинные, характеризуются сложным распределением полей напряжений по их простиранию с чередованием участков горизонтального вращения, тангенциального сжатия и растяжения. Суммарное воздействие этих полей обусловливает резкие локальные вариации термодинамических параметров и флюидного режима метаморфизма в зоне сдвига и его окружении.

Сказанное иллюстрируется на примере слюдянского кристаллического комплекса Южного Прибайкалья. Его основу составляют слюдянская (AR_2) и несогласно перекрывающая ее хангарульская (PR_1) серии. Обе охвачены высокоградным метаморфизмом, параметры которого с приближением к Главному Саянскому разлому, представляющему здесь краевой шов Сибирского кратона, возрастают от 700–750 до 800–850°С и от 4–5 до 9–10 кбар на расстоянии 15 км. Латеральный градиент достигает 7°С и 0,4 кбар на 1 км. Дополнительная информация об условиях метаморфизма комплекса получена путем палеоструктурных реконструкций, основанных на анализе полей рассеивания деформированной линейности.

Суть метода изложена в [1], а результаты представлены на рис.1. Пик метаморфизма приходится на стадию II, когда под действием сжатия СЗ–ЮВ ориентировки и правосторонних сдвиговых движений в зоне краевого шва ранние складки слюдянской серии испытали в плане сигмоидальный изгиб. Одновременно в перекрывающей хангарульской серии формировались пологошарнирные складки СВ простирания. Вследствие такой дисгармонии возникли своеобразные структуры гигантского (размахом до 10 км) горизонтального отслаивания, заполнявшиеся по мере раздвижения пластичной существенно карбонатной толщей перевальной свиты. Эти структуры представляли области декомпрессии, что фиксируется по развитию в них гигантокристаллических мраморов с аномально высоким (на порядок выше фонового) содержанием Sr в кальцитах. В них же обнаружен не свойственный гранулитовой фации Кв-Дол парагенезис в кремнисто-известковых породах, что указывает на существенное повышение доли CO_2 во флюиде, способствующее блокировке реакций декарбонатизации.

В слюдянском комплексе структуры гигантского горизонтального отслаивания выполнены карбонатными породами. В случае же алюмосиликатного состава пород выполнения таких структур велика вероятность (при соответствующем температурном фоне) формирования гранито-гнейсовых куполов. Сброс давления в пространстве отслаивания должен вызвать процессы парциального плавления с образованием мигматитов и гранито-гнейсов. Такая ситуация реализовалась в прилегающей части фундамента кратона (шарыжалгайский комплекс), где частые гранито-гнейсовые купола сочетаются с сигмоидальными изгибами толщ.

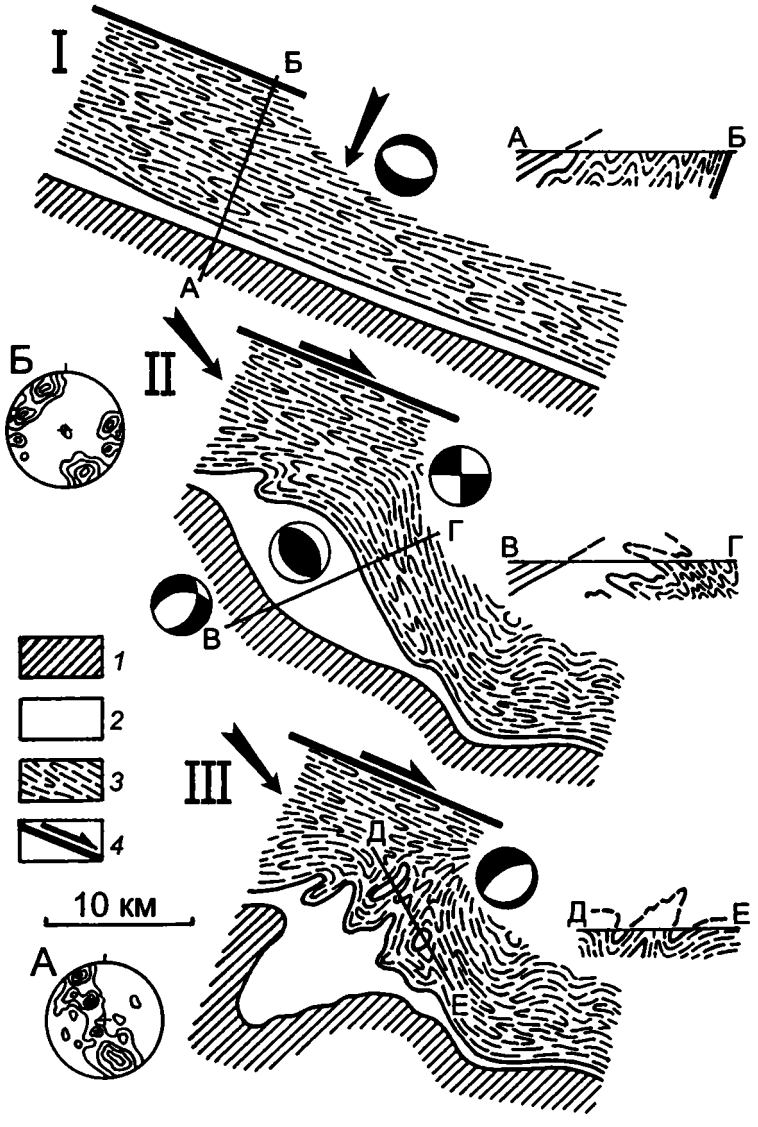


Рис.1. Палеоструктурные схемы фрагмента слюдянского комплекса

I – перед формированием сигмоид; II – после формирования сигмоид; III – после формирования наложенных поперечных складок. 1 - хангарульская серия (PR_1); 2,3 – слюдянская серия (AR_2): 2 – перевальная свита, 3 – култукская свита; 4 – Главный Саянский разлом и направление сдвиговых смещений по нему. Сферограммы А и Б – поля рассеивания деформированной линейности. На остальных сферограммах – квадранты сжатия (залито черным) и растяжения. Стрелки – направления регионального сжатия.

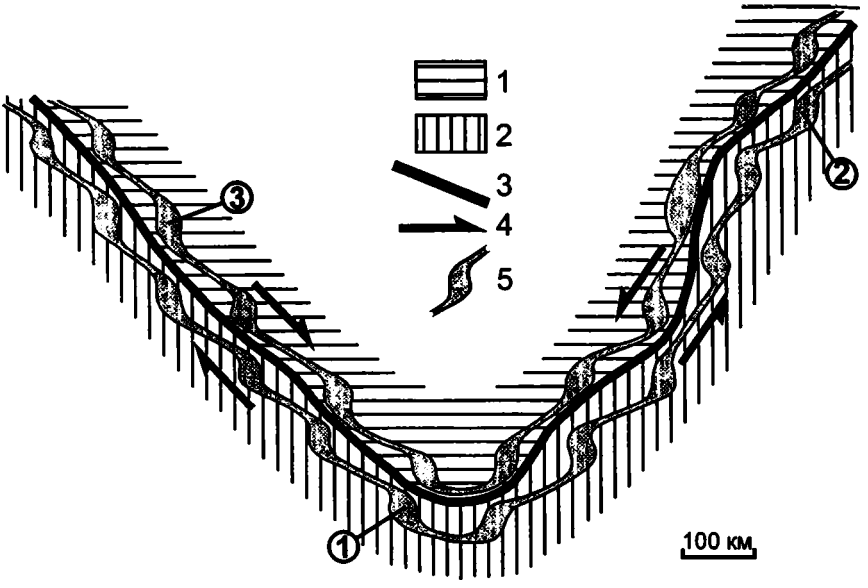


Рис.2. Принципиальная схема формирования присдвиговых структур горизонтального растяжения (гигантского отслаивания) на период раннего протерозоя

1 – Сибирский кратон; 2 – подвижный пояс; 3 – краевой шов кратона; 4 – направления сдвиговых перемещений; 5 – структуры отслаивания

Цифры в кружках: условное положение упомянутых в тексте комплексов: 1 –слюдянского, 2 – нюрундуканского, 3 – бирюсинского

Несомненно присдвиговые структуры гигантского горизонтального отслаивания и декомпрессии имеют широкое развитие вдоль краевого шва кратона, но их выявление требует детальных работ. Кроме Южного Прибайкалья, можно привести два примера подобных ситуаций. Первый – раннепротерозойский нюрундуканский комплекс Северного Прибайкалья, где присдвиговый сигмоидальный изгиб ранних складок сопровождается их резким опрокидыванием с наложением системы поперечных складок. Именно к этому участку приурочен куполовидный массив раннепротерозойских гранито-гнейсов [2]. Второй пример – центральная часть бирюсинского метаморфического комплекса в Восточном Саяне. Здесь, в кульминационной части сигмоиды проявлена наложенная поперечная складчатость и отмечается резкое возрастание мигматизации пород с образованием массивов гранито-гнейсов раннепротерозойского бирюсинского комплекса [3].

Модель формирования присдвиговых структур тангенциального растяжения (гигантского отслаивания) представлена на рис.2. Принципиально

важно то, что эти структуры, имея крутое погружение, проникают на значительные глубины, по крайней мере, не меньшие, чем их горизонтальная протяженность. Тем самым они служат эффективной "вытяжной трубой" для глубинных флюидов и расплавов. Есть основание считать, что именно такие структуры определяют формирование комплексов метаморфических ядер шотландского типа в зонах глубинных сдвигов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №96-05-64772) и Федеральной целевой программы "Интеграция" (проект №188).

Литература

1. *Васильев Е.П.* Опыт палеоструктурного анализа сложно дислоцированных толщ // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С.131–138.

2. *Васильев Е.П., Мазукабзов А.М.* Парагенезы присдвиговых складок в южном обрамлении Сибирской платформы // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С.30–40.

3. *Сизых А.И.* Докембрий Бирюсинского метаморфического пояса. Иркутск: Изд-во ун-та, 1987. 240с.

Н.Ю.Васильев[1], В.А.Корчемагин[2], Н.П.Костенко[3], А.О.Мострюков[4], Н.Е.Никольская[5], Л.А.Сим[3]

Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье)

1. Реконструкция условий тектонического нагружения массива, локализующегося в пределах Ватыно-Вывенской сутуры, выполнена на основе комплекса данных, полученных из анализа ориентировок хромитовых жил и прожилков (275 шт.), направлений сколовых смещений (5131 шт.) и структурно-геоморфологического анализа рельефа (топокарты м-ба 1:50 000, 10 листов).

[1] Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия

[2] Донецкий политехнический университет (ДПУ), Донецк, Украина

[3] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

[4] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

[5] Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

2. В истории формирования массива выделено девять последовательных деформационных стадий тектонического нагружения, характеризующих прототектонический, палеотектонический и неотектонический этапы развития. Выделенные стадии подтверждаются результатами петроструктурного анализа дунитов (Астраханцев, Батанова, Сидоров, 1991г.), геологическими данными об ориентировках систем трещин кливажа, плоскостей контактов габбро, пироксенитов и дунитов, о простираниях границ неотектонических блоков, сейсмологическими данными о механизмах землетрясений.

3. Выделенные девять стадий тектонического нагружения соответствуют двум деформационным циклам.

Ранний деформационный цикл включает две стадии нагружения прототектонического этапа и характеризуется сдвиговыми механизмами деформаций. Они отвечают, по-видимому, времени заложения Ватыно-Вывенской сутуры и по тектонофизическим характеристикам соответствуют изменению геодинамического режима от условий растяжения к сжатию. На этих стадиях происходило заложение систем хрупкопластических деформаций, которые на последующих стадиях развития массива представляли собой поверхности сколовых смещений.

Поздний деформационный цикл включает семь последующих стадий, образующих непрерывный во времени ряд и соответствующих палеотектоническому и новейшему этапам развития массива. Три ранние стадии цикла характеризуются взбросовыми механизмами деформаций на палеотектоническом этапе развития массива и соответствуют, по-видимому, движению тела дунитов к поверхности с образованием жил хромитов (первая стадия), интрузий габброидов (вторая) и пироксенитов (третья стадия). Формирование массива на последующих стадиях относится к новейшему этапу. Четвертая стадия характеризуется сдвиговым механизмом деформаций и соответствует, по-видимому, тектоническому нагружению массива в приповерхностных условиях. Пятая и шестая стадии цикла характеризуются сбросовыми механизмами деформаций и соответствуют глыбовому воздыманию массива. Последняя седьмая стадия цикла характеризуется сдвиговым механизмом деформаций. Оси напряжений, реконструированные для этой стадии, субпараллельны траекториям напряжений, восстановленным по механизмам землетрясений.

4. Ориентировка плоскости максимальных касательных напряжений механизма деформаций второй стадии раннего цикла соответствует простиранию Ватыно-Вывенской сутуры. Движения по этой плоскости характеризуются левосдвиговым смещением. Аналогичные результаты получены А.В. Соловьевым (1997г.) при реконструкции направлений сдвиговых смещений вдоль сутуры по данным об ориентировке складок вулканогенно-осадочных пород позднего мела, вмещающих габбро-пироксенит-дунитовые массивы.

5. Высокоградиентное изменение тектонофизических параметров нагружения блоков анализируемого потенциально-металлоносного массива, уста-

новленное для второй стадии палеотектонического этапа, контролирует размещение рудопроявлений (эффект «деформационного барьера»).

6. Для шестой сбросовой стадии новейшего этапа реконструирована плоскость максимальных касательных напряжений, простирание которой в общем региональном плане совпадает с простиранием Ватыно-Вывенской сутуры. По этой плоскости реконструировано правостороннее смещение блоков сутуры. В тыловой части одного из блоков северного крыла сутуры в условиях латерального растяжения сформировалась Вывенская котловина, выделенная по результатам структурно-геоморфологического анализа.

7. Для восьми стадий развития массива (за исключением первой) установлена инвариантность ориентировок осей тензоров напряжений, обусловленная, по-видимому, унаследованными поступательными движениями Олюторского террейна в СЗ и СВ направлениях. Смена механизмов нагружения во времени связана, вероятно, с пульсационным характером этих движений.

Т.И. Васильева[1]

Становление континентальной коры в Северном Приладожье в раннем протерозое

Формирование зрелой континентальной коры связано с ультраметаморфическим гранитообразованием и становлением гранитоидов S-типа. Происходит формирование купольных структур, в сложении которых участвуют породы в различной степени гранитизированного субстрата и тела S-гранитов в автохтонном или аллохтонном залегании. Контролирующим фактором является тектонический – куполообразование идет в условиях снятия литостатического давления при общем подъеме территории, что характерно для областей завершенной складчатости.

В тектоническом строении Северного Приладожья отмечается совместное проявление двух различных типов купольных структур – "окаймленные" купола (I) и гранито-гнейсовые купола (II). Такой структурный парагенез предполагает общность происхождения, на что указывают и сходные черты внутреннего строения.

Купола-I сложены тоналитами, тоналито-гнейсами архейского фундамента и телами позднесвекокарельских (1.8 млрд лет) калинатровых гранитоидов в автохтонном или параавтохтонном залегании. Отмечается высокая насыщенность базитовым материалом (дайки и силлы) свекокарельского возраста.

[1] Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Карелия, Россия

Купола-II сложены гнейсами, мигматитами и автохтонными или параавтохтонными кали-натровыми гранитами позднесвекокарельского возраста. Субстратом куполов-II являются терригенные и вулканогенно-осадочные толщи ладожской серии калевия. На формирование этого типа куполов наибольшее влияние оказал высокий флюидно-тепловой поток фронта гранитизации.

K-Na гранитоиды обладают чертами типичных S-гранитоидов. Положение их массивов обусловлено наличием долгоживущих разломов, узлов их пересечений (очаговый анатексис) или крупных проницаемых зон рассеянного характера. Становление калинатровых гранитоидов связано с воздействием глубинной корово-мантийной флюидно-магматической системы на субстрат различного типа. Для них отмечается широкий разброс фигуративных точек составов, что связано как с гетерогенным характером их образования, так и с первичными геохимическими особенностями субстрата.

Раннепротерозойскую эволюцию района Северного Приладожья можно представить следующим образом.

1. В условиях растяжения на примитивной архейской континентальной коре происходило формирование протоплатформенного вулканогенно-осадочного чехла, которое сопровождалось пульсационными проявлениями смешанного корово-мантийного магматизма габбро-плагиогранитной серии. Характерной особенностью являлось совместное проявление корового и мантийного магматизма.

2. Формирование позднеорогенных гранитоидов плутоноультраметаморфической ассоциации и затем высококалиевых посторогенных ганитоидов связано с региональным прогревом и мощным флюидопотоком, имеющим первично-мантийное происхождение, а также с воздействием базитовой магмы. В результате этого воздействия происходило частичное плавление вещества коры и образование гранитных расплавов.

События I этапа наиболее четко фиксируются в куполах-I, а II этапа – в куполах обоих типов. Такие особенности могут быть объяснены наличием двух структурных уровней гранитообразования, отражающихся в различных типах структур. Купола-I представляют собой наиболее глубинные образования, на формирование которых оказали значительное влияние и магматические, и флюидные агенты, тогда как купола-II относятся к верхнему структурному уровню, в пределах которого наиболее сильно проявилось воздействие флюидно-тепловой системы.

В ходе раннепротерозойского этапа в Северном Приладожье была сформирована зрелая кора континентального типа. Подобный тип тектонической эволюции лучше всего описывается моделью тектоники плюмов, в которой предусматривается возможность сиалитизации и новообразования континентальной коры под воздействием интенсивного теплового и флюидного потока на примитивную или океаническую кору и широкого проявления корово-мантийного магматизма.

Ю.Я.Ващилов[1]

Закономерность в сочетании слоев и плотностных неоднородностей литосферы в форме блоков (террейнов, плит) и ее геолого-геофизическое значение

В результате целенаправленного изучения блоковой и слоистой структуры литосферы методами геофизики, обобщения и анализа полученных данных, разработки и применения новых геофизических методов интерпретации была выявлена и экспериментально (в широком понимании этого слова) доказана закономерность в сочетании слоев и блоков (террейнов, плит, глыб), представляющих собой плотностные неоднородности.

Сущность феноменологической закономерности заключается в совпадении нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков, имеющих квазивертикальные боковые ограничения по части периметра или всему периметру, и главных квазигоризонтальных поверхностей расслоения.

Другими словами эта мысль может быть выражена так: поверхности расслоенности частично или полностью образуются нижними и верхними ограничениями блоков. При этом имеются в виду не только глубинные поверхности несогласия, но и детальная расслоенность самих верхних частей разреза земной коры. Блок (террейн, плита, глыба) определяется нами как объемный структурный элемент, оконтуренный в плане (хотя бы и не полностью) разрывными нарушениями, которые являются его боковыми ограничениями, с верхними и нижними ограничениями либо с одним из них в виде разрывных или неразрывных граничных поверхностей.

В качестве блоков рассматривается большой класс объектов магматической, метаморфической, тектонической, комбинированной природы. Блоки, выделяемые по гравиметрическим данным, относятся к типу наиболее контрастных и дифференцированных по структуре и вещественному составу и, следовательно, по своей геологической эволюции и тектоническим условиям своего формирования.

Решающее значение в обнаружении и экспериментальном доказательстве закономерности в сочетании слоев и блоков литосферы имело возникновение нового направления в интерпретации гравиметрических аномалий, главными отличительными особенностями которого были: пересмотр существующих представлений о структурной природе источников гравиметрических аномалий в пользу блоковых моделей, разработка теории интерпрета-

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

ции гравиметрических и магнитных аномалий на классе блоковых моделей и статистическая обработка массивов параметров блоков, полученных при массовой интерпретации гравитационных аномалий (многие тысячи аномалий на территории бывшего СССР и за рубежом, на акваториях океанов и морей) с использованием статистических критериев (оценок) мультимодальных полигонов (гистограмм).

Сопоставление полигонов глубин нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков, полученных при интерпретации, с буровыми, сейсмическими и другими геолого-геофизическими сведениями о глубинах границ расслоения позволило выявить указанную закономерность, причем наиболее значимую роль сыграло сопоставление с данными ГСЗ и сейсмологии. Обзор, обобщение и анализ экспериментального материала, положенного в основу доказательства закономерности и иллюстрирующего ее геолого-геофизическую эффективность, сделан в многочисленных публикациях автора [1,2,3,4 и др .]. Приведем более свежие, еще неопубликованные примеры.

Исследования методом ГСЗ по длинным профилям, выполненные коллективом НПО ГЕОН, подтвердили справедливость сделанного ранее вывода о совпадении нижних ограничений блоковых плотностных неоднородностей с границами слоев земной коры и верхней мантии. Методически это подтверждение особенно важно для нижних подкоровых ограничений, поскольку материал ГСЗ о поведении внутримантийных границ раздела уникален. В работе [6] приведены схемы тенденций поведения границ ЗСП в интервале глубин 53–66 км (П-1), 70–86 км (П-2) и 100–140 км(П-3). Такое же число подкоровых и на этих же интервалах глубин выделено или намечается на разрезах ГСЗ "Кратон" и "Горизонт".

Интерпретация гравиметрических данных на классе блоковых моделей источников аномалий, выполненная вдоль профиля сейсмических исследований DEKORP-2 SOUTH [7], показала, что глубины нижних ограничений группы плотностных неоднородностей варьируют в интервале глубин 22–29 км, а глубина поверхности Мохо по сейсмическим данным предполагается в интервале глубин 26–29 км.

Доказательство закономерности содержит элементы глобального геофизического эксперимента, осуществляемого в течение ряда десятилетий и продолжающегося ныне. Анализ гравиметрического поля указывает на сплошную блоковость (различных иерархических уровней) структуры литосферы. Практически все гравиметрические аномалии, фиксирующие блоки – плотностные неоднородности, интерпретировались, и результаты интерпретации оказались непротиворечивыми в отношении как к выявленной закономерности, так и к информации о глубинном строении, полученной другими независимыми геофизическими методами. Закономерность отражает существование главной формы делимости вещества земной коры и верхов мантии по физико-химическим и структурным свойствам, которое рассека-

ется примерно горизонтальными и примерно вертикальными (иногда заметно наклонными) поверхностями, формирующими блоково-слоистую структуру верхних этажей Земли.

Закономерность демонстрирует характер взаимодействия верхних оболочек Земли между собой. На некоторых уровнях, которые фиксируются поверхностями и зонами расслоения, располагается вещество – источник и носитель тектонической энергии, которое мы назовем активизированным. Здесь происходят первичное верхнемантийное и коровое палингенное магмообразование, возникают вертикальные системы магматических очагов на разных уровнях, происходят фазовые переходы, процессы зонной плавки, генерируется или преобразуется флюидный поток к дневной поверхности т.д. Наглядным примером зоны активизированного вещества является астеносфера, в частности, полиастеносфера. Блоки в таком случае представляют собой магматогенно-метаморфические колонны, диапиры, «ножки» плюмов, по которым происходило перемещение вверх вещества в той или иной его форме или которые претерпевали метаморфизм в изменившейся физико-химической обстановке. Среди такого типа активных блоков-колонн сохраняются устойчивые реститовые блоки. Другие объяснения природы закономерности в сочетании слоев и блоков давали В.Е. Хаин [8], Ю.А. Косыгин [9], А.В. Пейве [10], В.В. Федынский и другие ученые. А.В. Пейве и В.В. Федынский считали, что совпадение нижних и верхних ограничений блоков с границами расслоения вызвано их латеральным перемещением по тектоническим поверхностям срыва.

Важное прикладное значение рассматриваемой феноменологической закономерности заключается в том, что на ее базе создано новое независимое направление геофизического изучения земных недр, позволяющее весьма эффективно в затратном отношении строить 3-мерные плотностные модели структуры территорий и акваторий или их элементы и давать им тектоническое и петрологическое толкования. Кроме независимого изучения расслоенности литосферы, новая методология представляет возможность определения глубин заложения и проникновения вверх блоков, оконтуривающих их разломов и классификации их по глубине заложения (как это было сделана для районов Предкавказья, Западной Сибири, Северо-Востока России, Центральной Сибири), составлять системы томографических плотностных (и при дальнейшей интерпретации петрологических) срезов как с целью изучения глубинного строения, так и детальной разведочной направленности (пример первого типа – плотностная томография по системам срезов на глубинах 10, 20, 30, 40, 60 км на Северо-Востоке и Дальнем Востоке России, второго - плотностная и геологическая томография масштаба 1: 200 000 Марковской впадины на Чукотке). Трехмерные плотностные модели в законченном виде, т.е. как системы разрезов и горизонтальных срезов и/или специализированных карт изогипс поверхностей раздела составлены для ряда регионов России.

Литература.

1. *Ващилов Ю.Я.* Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963.№4.С.54–72.
2. *Ващилов Ю.Я.* Закономерность в глубинах заложения разломов // Сов. геология. 1967. №3. С. 119–122.
3. *Ващилов Ю.Я.* Глубинные гравиметрические исследования. М: Наука, 1973. 156 с.
4. *Ващилов Ю.Я.* Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
5. *Ващилов Ю.Я.* Методика интерпретации при геофизических исследованиях строения верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Физика Земли. 1970. № 12. С. 45–60
6. *Ващилов Ю.Я.* Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности. 1971. № 1. С. 51–64.
7. *Bortfeld R.K., Gowin J., Stiller M.* et al. Firs result and preliminary interpretation of deep reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South // J.Geophysics. 1985. № 57. P. 137–163.
8. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
9. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 614 с.
10. *Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа.1977. № 6. С.3–7.

В.Е.Вержбицкий[1], О.В.Левченко[2]

Особенности структуры зоны внутриплитных деформаций океанической литосферы на севере Центральной котловины Индийского океана по данным детального структурного картирования.

Уникальная область позднемиоценовых внутриплитных площадных деформаций сжатия океанической литосферы и связанных с ними геофизических аномалий на севере Центральной котловины Индийского океана привлекает к себе внимание исследователей прежде всего в связи с дальнейшим развитием концепции тектоники литосферных плит и расширением круга рассматриваемых ею вопросов. Область развития молодых деформаций, связанных с процессами коллизии в Гималайском сегменте Средиземноморского складчатого пояса, примерно совпадает с областью повышенной сейсмической активности и протягивается в полосе между 2° с.ш. и 5° ю.ш. через Центральную котловину, пересекает Восточно-Индийский хребет и простирается в Кокосовой котловине до Зондского желоба.

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия.
[2] Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия.

Детальная геолого-геофизическая съемка, проведенная в 31-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" Институтом океанологии РАН на полигоне М-31-V позволила существенно уточнить основные закономерности строения зоны внутриплитных деформаций. По результатам работки более 5000 км профилей НСП и с использованием опубликованных английских данных [4] авторами были построены структурная (тектоническая) и карта рельефа акустического фундамента (в изохронах) для V полигона 31-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" (3°–5°30' ю.ш. и 77°30'–81°30' в.д.).

На карте тектоники выделяются два структурных комплекса: деформированный маастрихт-палеоген-миоценовый комплекс океанической коры и недеформированный постскладчатый комплекс плиоцен-четвер-тичных отложений. Существенную роль в структуре рассматриваемого участка занимают ротяженные субмеридиональные зоны древних (позднемеловых) трансформных разломов Индрани и 80°30'. Вертикальная амплитудой смещения фундамента по ним достигает 500–700 м.

Древние трансформные разломы разделяют территорию полигона на три блока (структурные зоны): западный, центральный и восточный. Различный возраст блоков определяет различия в глубине залегания их фундамента и мощности слагающей их литосферы. Каждый из трех таких блоков, выделенных в пределах V полигона, обладает своеобразным типом и степенью деформации [1,3]. На территории V полигона широко развиты разрывные нарушения, которые морфологически отличаются от описанных выше меридиональных разломов и занимают принципиально иное тектоническое положение в структуре деформированного комплекса и во многом определяют его морфологические и структурные особенности. Они маркируются сериями взбросовых уступов в поверхности фундамента с амплитудой до 500 м. Им в вышележащей осадочной толще соответствуют асимметричные над- и приразломные складки, длина которых составляет 20–30 км при ширине порядка 3–5 км. Разрывные нарушения представлены тремя основными системами: субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Как показывают записи НСП, разломы этих систем взаимно не пересекаются и не смещают друг друга, а связанные с ними постседиментационные складки развиты только в пределах нижнего (деформированного) комплекса. Таким образом, выделяется поздне-миоценовый структурный парагенез сопряженных разломов и связанных с ними складок. При этом, если разломы субширотной системы, вероятнее всего, представляют собой омоложенные и инверсированные сбросы спрединговой природы, то разломы северо-западной и северо- восточной систем, по-видимому, являются новообразованными системами сопряженных сдвигов (взбросо-сдвигов).

Описанные молодые складчатые и разрывные структуры группируются в более крупные элементы строения деформированного комплекса – сложные синклинальные и антиклинальные структуры, протяженность осей которых

составляет десятки – первые сотни километров с амплитудой до 1000 м. При этом достаточно очевидно вырисовывается закономерное чередование их антиклинальных и синклинальных форм в пределах всего полигона. С запада и востока данные крупные структурные формы ограничиваются древними трансформными разломами.

В пределах всего полигона было установлено закономерное чередование синклинальных и антиклинальных структур данного порядка. Волнообразный характер деформации и близкие ориентировки простирания элементов деформированного комплекса с преобладанием субширотной системы говорят о том, что наблюдаемая структура сформировалась под действием сил тангенциального сжатия с субмеридиональной ориентировкой осей максимальных сжимающих напряжений, близкой к меридиональной. Подмечено также, что степень деформации пород несколько выше в депрессионных структурах и постепенно ослабевает по направлению к вершинам поднятий. Этот факт может свидетельствовать об определенной стадийности процесса деформации. Под действием тангенциальных сил, вероятно, сначала образовались крупные синклинальные и антиклинальные структуры, а затем депрессионные структуры были "дожаты" поднятыми блоками.

В качестве основного объекта изучения было выбрано обширное пологое поднятие (углы падения склонов не превышают первые градусы) в центральной части полигона, выступающее над уровнем дна котловины на 500 м, ограниченное с запада и востока протяженными зонами древних трансформных разломов, соответственно, Индрани и 80°30'. Плавно погружаясь под плиоцен-четвертичный чехол, поднятие к югу и северу осложняется системами разломов (взбросов) субширотной ориентировки, получивших название "фронтов" деформации. Причем, взбросы на широтных ограничениях поднятия обнаруживают противоположную вергентность: южную на юге, северную на севере [1,3].

В пределах центрального блока очень четко прослеживается волнообразный характер деформации. Западная часть полигона характеризуется монотонным характером деформации и представлена зоной сближенных взбросов южной вергентности с преобладающей северо-восточной ориентировкой. Волнообразный характер деформации здесь выражен относительно слабо.

В пределах восточной части полигона деформированный комплекс практически полностью скрыт под чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Здесь ярко выражен волнообразный характер деформации с преобладающими северо-восточными и широтными простираниями структур.

В северной части этого блока взбросы часто обнаруживают встречную вергентность. Исходя из того, что оси максимальных сжимающих напряжений ориентированны субмеридионально (в направлении, близком к простиранию трансформных разломов), было высказано предположение о том, что

процесс деформации идет "полосно", т.е. концентрируется внутри пространства между древними субмеридиональными нарушениями [2].

Действительно, каждый из трех таких блоков, выделенных в пределах V полигона, обладает своеобразным типом и степенью деформации. Было выяснено, однако, что в некоторых случаях молодые (позднемиоценовые) структуры могут накладываться на древние (позднемеловые) трансформных разломы и смещать ее, что хорошо видно на северо-западном участке V полигона.

Здесь зона трансформного разлома Индрани срезается крупной широтной взбросо-сдвиговой структурой западного блока и на нее (на зону разлома Индрани) накладывается также крупная синклинальная структура центрального блока.

Таким образом, сочетание молодого и древнего структурных планов разделяет изучаемую территорию на блоки с различной степенью и характером деформации, что и определяет мозаично-блоковую структуру области внутриплитных деформаций [1,2,3].На отдельных участках V полигона были выявлены некоторые различия между характером деформации чехла и фундамента, вызванные, прежде всего, первичными неоднородностями поверхности фундамента. По-видимому, деформации фундамента, не отражающиеся на характере деформации вышележащего осадочного чехла, связаны еще с рифтовой (срединно-океанической) стадией развития океанического бассейна.

Литература

1. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука, 1990. 220 с.

2. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М: Наука, 1987. С.159–175.

3.*Левченко О.В.* Глубоководные котловины Индийского океана: Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутриплитные деформации) // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–67.

4.*Bull J.M.* Structural style of intra-plate deformations, Central Indian Basin: Kvidence for the role of fracture zones // Tectonophysics. 1990. N 184. P. 213–228.

В.А.Вигинский[1]

Тектонофациальный анализ – универсальный метод картирования деформаций осадочных комплексов

Идеи тектонофациального анализа развиваются в нашей стране около 25 лет. За это время на его базе сформировалась стройная система картирова-

[1] Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ), Москва, Россия

ния структурных неоднородностей верхней части земной коры [1,2]. Одним из активно развивающихся направлений является тектонофациальное картирование деформаций слабометаморфизованных осадочных комплексов (эпизоны).

Сущность методики тектонофациального анализа заключается в выделении и последующем картировании **тектонофаций**, представляющих собой ряды горных пород, которые различают по степени деформи-рованности, определяемой по совокупности структурных элементов, иными словами, по характерному структурному парагенезису [2].

В основу тектонофациального анализа положен ряд теоретических положений, открывающих возможности для создания единой классификации горных пород по степени деформированности. В числе этих положений можно назвать концепцию вертикальной структурной зональности земной коры, с одной стороны, и положение о шовном типе дислокационного механизма (за счет ламинарного течения) – с другой.

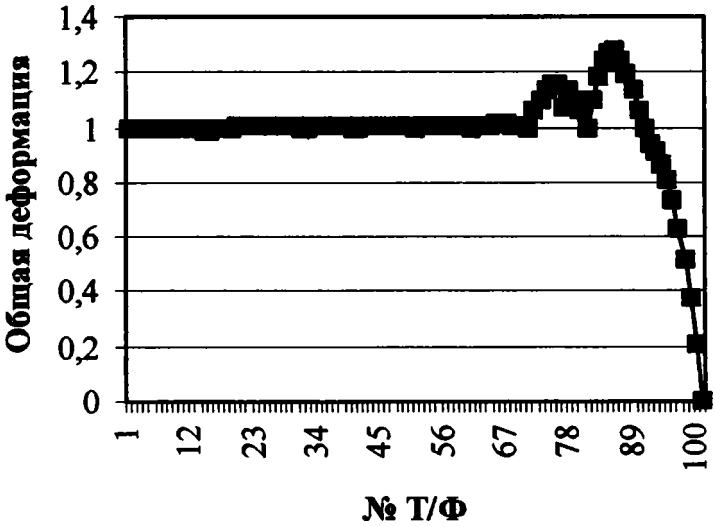
Логическим завершением представлений о шовном типе механизма дислокационного процесса явилось учение о тектоническом потоке как одном из основных способов формирования внутренней структуры земной коры [3]. В этом плане представляется интересным заметить, что представления о тектоническом потоке фактически впервые вводят в реальную геологическую практику рассмотрение фактора времени как одного из основных при анализе процессов структурообразования.

Вместе с тем, немаловажно отметить продуктивность «условно-мгновенного» подхода при исследовании деформированности эпизоны, в особенности с прогностическими целями в отношении месторождений полезных ископаемых, местонахождение которых привязано к толще слабометаморфизованного осадочного комплекса (подземные воды, углеводороды, иные подобные полезные ископаемые, залежи которых сохраняются в системе гидродинамического равновесия, условно мгновенно реагирующего на изменения условий среды).

Последнее замечание подводит к заключению, уже не только теоретическому, об относительности отмеченного выше противоречия и к утверждению синхронной реализации в горно-породных телах деформаций обоих типов (проявляющихся в разном масштабе времени). В смысле вышеизложенного особое значение приобретают результаты исследований по анализу микроструктурных особенностей тектонофаций [4]. Итоги данной работы сводятся к постановке проблемы картирования компонент деформаций в осадочных комплексах, при этом, значительное внимание уделено вариациям упомянутых компонент в зависимости от эмпирически принятых интервальных полуколичественных (№ тектонофации) характеристик деформированности (рисунок).

В свете рассматриваемой проблематики особый интерес представляет вариабельность общей деформированности (определитель тензора конечной

Зависимость общей деформации от № тектонофации (Т/Ф)



однородной плоской чистой деформации при допущении отсутствия деформаций по оси b и совпадении главных структурных осей с осями эллипсоида деформаций, отображающий отношение деформированного объема к недеформированному) в зависимости от № тектонофации.

Данная зависимость (см. рисунок) весьма интересна тем, что не только позволяет фиксировать начало процесса активного разломообразования (тектонофация 7) и, тем самым (а также граничными переходами через 1 при значениях тектонофаций 8 и 9), подтверждает правильность выделения качественных градаций тектонофаций, но и как бы фиксирует предразломное наращивание объема деформируемого тела с последующим резким сокращением объема этого тела в процессе разрушения (непосредственного разломообразования). Характерный минимум (значение общей деформированности, равное 1), соответствующий тектонофации 8, по-видимому, фиксирует доминанту пластического течения (дилатационного) в начальной стадии формирования разрывного нарушения (в теории деформаций – известный эффект образования "шейки"). Последующий максимум общей деформированности, вероятнее всего, обусловлен цепным развитием в деформируемом объеме внутренних неоднородностей, в конце концов, приводящее к разрушению (падение общей деформированности до нуля).

Проведенные исследования [4] позволили, помимо традиционно производившихся ранее построений [2], подойти к более тонким видам анализа деформированности исследуемых толщ, и в частности: к изучению плановых вариаций компонент деформации по главным структурным осям (**a** и **c**), конечно, при соблюдении оговоренных выше граничных условий и принципиальном принятии ситуации отсутствия деформаций по главной структурной оси **b** (последнее условие нередко не противоречит особенностям процесса складкообразования в геологической среде, хотя признать его полностью адекватным действительности, конечно, не представляется возможным), а также вариаций соотношения деформированного объема к первоначально недеформированному единичному объёму горных пород рассматриваемых комплексов.

Такого рода построения были осуществлены на примере Туапсинского прогиба северо-восточного сектора Черного моря. Полученные результаты позволили выявить важные особенности в строении осадочных комплексов (сейсмокомплексов) и некоторые соотношения, с точки зрения автора определяющие основные условия преобразования горных масс прогиба в обстановке развивающегося новейшего тектонического потока.

Так, при общем подобии вариаций латерального распределения значений компонент деформации (ε_a, ε_c) по осям **a** (ось максимального удлинения – соответствует в нашем случае субвертикальной оси) и **c** (ось максимального укорочения – соответствует субгоризонтальной оси, поперечной простиранию складок) отмечается некоторое несовпадение их планов. Отмеченные несовпадения фиксируются как в несоответствии относительных величин выделяющихся максимумов (в абсолютных значениях), так и в различии их латеральных размеров. Бросается в глаза также явная приуроченность очаговых максимумов к неким линейным зонам, приуроченным, по-видимому, к крупным разрывным нарушениям в домайкопском основании.

Нередко наблюдается явление несовпадения максимумов деформированности с максимумами видоизменений объемов деформированных частей толщ. Отмеченный факт может свидетельствовать о превалирующей роли в процессе деформирования на такого рода участках чистого изменения формы геологических тел. Соотношения данного типа достаточно интересны тем, что могут характеризовать благоприятные условия сохранности в пределах значительно деформированных и, тем самым, высокоперспективных в отношении формирования залежей углеводородов участков.

Приводимые результаты, фиксируя преимущества тектонофациальных построений, отображают дополнительные возможности их при осуществлении деформационного анализа структурно-геологических тел. Подобного рода анализ позволяет, оценив развитие деформаций рассматриваемых комплексов во времени и в пространстве, установить их природу, временную приуроченность, а также – проанализировав вариации параметров деформационного процесса, выявить ряд структурно-геологических особенностей

изучаемых геологических комплексов исследуемого ареала и даже, с помощью известных зависимостей, подойти к прогнозу перспективности определенных объемов разреза на предмет обнаружения тех или иных видов полезных ископаемых (в данном случае – углеводородов).

Литература

1. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, 1981. 180 с.

2. *Вигинский В.А., Громин В.И.* Тектонофациальный анализ эпизоны //Разведка и охрана недр. 1995. № 11.С. 31–35.

3. *Паталаха Е.И.,Лукиенко А.И.,Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. 160 с.

4. *Вигинский В.А., Громин В.И., Чаицкий В.П., Паталаха Е.И.* Микроструктурные признаки тектонофаций эпизоны // Разведка и охрана недр. 1998. № 1. С. 2–8.

В.А.Вигинский[1]

Два типа орогенов – два типа реализации коллизионных процессов в зонах конвергенции плит

Азово-Черноморский регион может служить своеобразным полигоном при исследовании процессов формирования земной коры в условиях завершающей фазы цикла Уилсона. Как можно заметить, все многообразие представлений о конкретных механизмах горообразования на самом деле, практически, исчерпывается следующим перечнем последних:

– нагрев (независимо от механизма разогрева) с последующим обътмным расширением, выпучиванием и деформацией "геосинклинальных" отложений[1];

– изгибание в целом земной коры ("складки основания" Э.Аргана) либо за счет поперечного, либо за счет продольного изгиба последней (контракция, мобилистические концепции), с последующим развитием вторичного (гравитационного) тектогенеза;

– изостатическое всплывание горных масс, погрузившихся в более плотную среду низов коры и верхней мантии (Гершель, 1836 г.; [2]).

Последняя из предполагаемых причин горообразования в последующем обрела подтверждение в экспериментах Д.Григгса [3], который отметил подобие структуры, полученной в результате эксперимента, с классическим "орогеном Кобера", и получила теоретическое обоснование в работах

[1] Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ), Москва, Россия

Т.Цубои [4]. Как показал Венинг-Мейнес, подобные геоструктуры должны возникать в зонах конвергенции после остановки субдукции ("тектоген Венинг-Мейнеса").

Важной особенностью Черноморской глубоководной впадины является практически циркумное обрамление последней новейшими орогенными сооружениями. При этом, представления, развиваемые автором [5], позволяют достаточно надежно разделить орогены северной полосы обрамления последней и юго-юго-восточной ее периферии.

В ареале Азово-Черноморского бассейна расположены Балканский (Стара Планина), Крымский и Кавказский орогены (Западный Кавказ), заложившиеся в рамках упомянутой полосы, а также типично коллизионные образования Понтид и Малого – Центрального Кавказов (рисунок - профили составлены при участии Л.Б.Мейснера и П.Е.Васильева: А–А, В–В и С–С – по материалам В.И. Шевченко, И.А. Резанова [6], D–D – по "Геология и гидрогеология..." [7] с изменениями).

Как видно, Альпийско-Кавказкая практически непрерывная меандрообразная полоса орогенов представлена относительно симметрично построенными горными сооружениями, с обеих сторон обрамляемыми молассовыми орогенными прогибами. Орогены этой зоны заложились в рамках полосы развития мел-эоценовых грабенообразных флишевых прогибов, компенсировавших в тылу сутуры вторичной субдукции (массив Странджа – поднятие Новатор – Восточно-Черноморское поднятие) на последних этапах закрытия Мезотетиса поглощение субокеанической коры краевого моря.

Иными словами, в данном случае, мы имеем типичные "орогены Кобера", приуроченные к компенсационной зоне позднемеловых флишевых прогибов. Они развивались, по-видимому, как компенсационные поднятия в тылу зон вторичной субдукции после ее остановки (по типу "тектогенов" Венинг-Мейнеса).

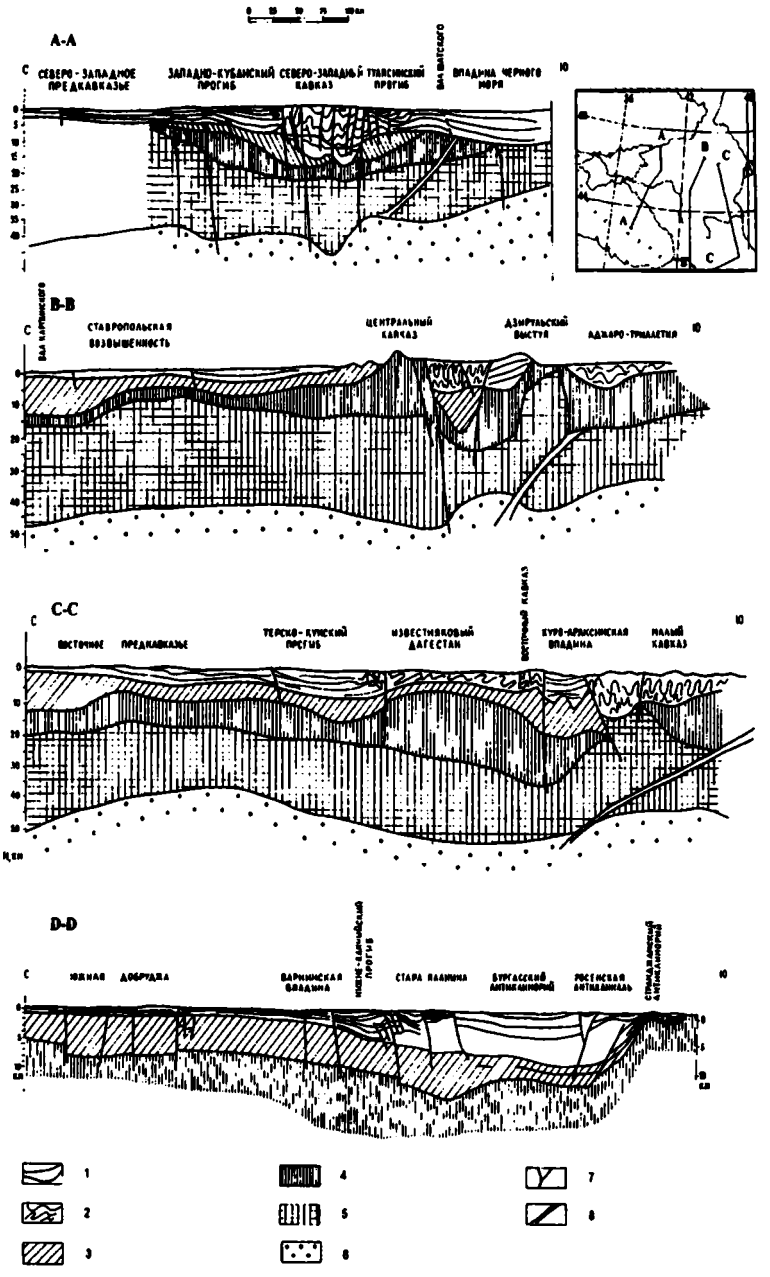
Западный Крым, Центральный и Малый Кавказы, а также Понтиды, в свою очередь, представляют собой новейшие орогены, сформировавшиеся в условиях непосредственной коллизии (вероятнее всего, носящей рудиментарный характер). Орогены данного типа ("орогены Аргана") характеризуются целым рядом характерных признаков: макроструктурной асимметрией

⇒

Глубинные поперечные профили через основные орогены северного обрамления Черноморской впадины:

А-А – Северо-Западный Кавказ, В-В – Центральный Кавказ, С-С – Восточный Кавказ, D-D – Стара Планина (Балкан)

1 – геологические границы в пределах альпийского осадочного комплекса; 2 – складчатость в пределах альпийского осадочного комплекса; 3 – герцинские комплексы; 4 – байкальские комплексы; 5 – подбайкальские комплексы земной коры; 6 – мантия; 7 – разломы; 8 – предполагаемое современное положение палеозоны Беньофа (зоны позднемеловой субдукции)


A-A
С
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ
ЗАПАДНО-КУБАНСКИЙ ПРОГИБ
СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ
ТУАПСИНСКИЙ ПРОГИБ
ВПАДИНА ЧЕРНОГО МОРЯ
Ю
B-B
С
ВАЛ КАРПИНСКОГО
СТАВРОПОЛЬСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ
ДЗИРУЛЬСКИЙ ВЫСТУП
АДЖАРО-ТРИАЛЕТИЯ
Ю
C-C
С
ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ
ТЕРСКО-КУМСКИЙ ПРОГИБ
ИЗВЕСТНЯКОВЫЙ ДАГЕСТАН
ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ
КУРО-АРАКСИНСКАЯ ВПАДИНА
МАЛЫЙ КАВКАЗ
Ю
D-D
С
ЮЖНАЯ ДОБРУДЖА
ВАРНИНСКАЯ ВПАДИНА
СТАРА ПЛАНИНА
БУРГАССКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ
РОДОПСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ
Ю
1
2
3
4
5
6
7
8

(куэстообразное горное сооружение, отсутствие или одностороннее развитие, при существенной редукции амплитуд новейших прогибаний, орогенных прогибов); бросающееся в глаза сдваивание мощностей подбайкальских комплексов земной коры; по-видимому, нередким является значительное развитие новейшего вулканизма.

Новейшие коллизионные процессы развиваются, как правило, вдоль основного (Родопско-Понтийского) сутура. Данная граница фиксируется разными типами слоистого строения земной коры: на севере характерен, как правило, полный разрез верхней части коры (от байкалид до альпид), в то время как южные блоки характеризуются практически исключительно бичленным строением: байкалиды – альпиды. Вместе с тем, в новейшее время проявляется коллизия и вдоль палеозоны вторичной субдукции: Западный Крым (Ялтинский сейсмофокальный узел), Дзирульский синтаксис.

Необходимо отметить, что обе глубоководные котловины Черного моря в новейшее время развиваются в условиях явного растяжения, о чем неопровержимо свидетельствует развитие в осадочном чехле по их периферии листрических сбросов [5]. Отмечаемые выше коллизионные взаимоотношения, таким образом, носят, по-видимому, локальный характер и определяются: в случае с Западным Крымом – возможными левосдвиговыми смещениями вдоль линеамента Архангельского-Андрусова (за счет давления Аравийского клина на спаянную Восточно-Черноморскую плиту - ?), а в пределах Малокавказско-Дзирульского выступа – непосредственным столкновением Евразиатской и Аравийской плит.

Новейшие орогены Азово-Черноморского сегмента Альпийского пояса являются своеобразными макроиндикаторами кинематических взаимодействий крупных блоков земной коры региона. Орогены коллизионного типа ("орогены Аргана") фиксируют состояние активного стресса, ориентированного поперечно простиранию геоструктур. В свою очередь, "орогены Кобера" отражают, соответственно, развитие тектонических процессов, сопровождающихся доминированием поперечного к простиранию структур растяжения.

Результаты работы позволяют рассматривать орогенные сооружения как парагенетические образования, фиксирующие заключительную стадию цикла Уилсона и отображающие как непосредственные проявления конвергентных процессов, так и выражение постколлизионной реакции земной коры компенсаторного типа.

Литература

1. *Reade T.M.* The Origin of Mauntain Ranges Considered Experimentally, Structurally, Dynamically. London. Taylor and Francis. 1886.

2. *Dutton C.E.* Isostasy //Bul. Phyl. Soc. Wash. 1889. № 11. P. 51–64.

3. *Griggs D. A* theory of mountain-building // Amer. Journ. of Sci. 1939. Vol.237, № 9. P. 611–649.

4. *Цубои Т.* Гравитационное поле Земли М.: Мир, 1982. 288 с.

5. *Вигинский В.А.* Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона М.: Геоинформмарк, 1997. 98 с.

6. *Шевченко В.И., Резанов И.А.* Глубинное геологическое строение Крыма, Кавказа, Копетдага и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей // Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976. С. 88–93.

7. Геология и гидрология западной части Черного моря / Под ред. Я.П.Маловицкого. София: Изд-во Болг. АН, 1979. 292 с.

В.И. Войнова , В.С.Приходько[1]

Вулканиты в акреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь)

Для аккреционных призм Центрального Сихотэ -Алиня, сложенных мезозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными комплексами, характерна тесная пространственная связь базальтоидов с меймечитами.Эти ассоциации изучены в Анюйском, Хуту-Бугинском, Барахтинском, Катэнском и Улиткинском разрезах. Основные эффузивы преимущественно представлены шаровыми и подушечными лавами базальтов и пикробазальтов, слагающими потоки, реже туфами и лавобрекчиями. Меймечиты и их лавобрекчии образуют силлы, дайки и трубки взрыва, обломочный материал в которых представлен базальтами, кремнистыми и терригенными породами.

Геологическая ситуация нахождения базальтов, положение точек их составов на дискриминационных геодинамических диаграммах (факторная диаграмма Дж.Пирса, TiO_2–K_2O, Zr/4–2Nb–Y, Zr–Ti/100–3Y, Nb–Zr (рис.1)) свидетельствуют о формировании базальтов в океанической внутриплитной обстановке под воздействием плюма. Судя по форме тел (трубки взрыва) меймечитов и набору ксенолитов в них, а также на основании петрогеохимических характеристик (см. рис.1) можно сделать вывод,что эти породы сформировались в постаккреционный этап эволюции призм .

Рассматриваемые базальты имеют щелочной характер (сумма щелочей изменяется от 3 до 9%) и подразделяются на натровый и калиевый типы с отношениями Na_2O/K_2O равными 0,3–0,55 и 2–2,5, соответственно. Общим для базальтоидов и меймечитов является их ферротитановая специализация ($FeO_{сум.}$= 10–19%, TiO_2 = 3–7% в базальтах и 1–3 % в меймечитах) и сходный характер распределения редкоземельных и малых элементов, который

[1] Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

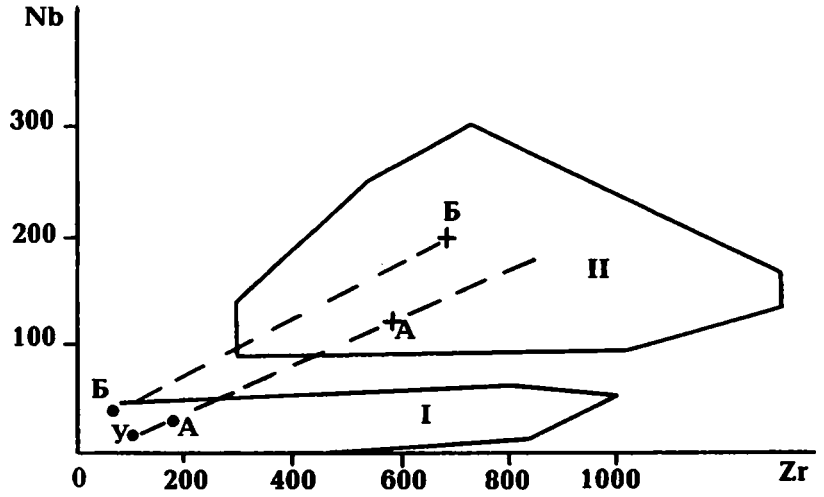


Рис.1. Дискриминационная диаграмма Nb–Zr (ppm)

I– поля составов: I – субдукционных и постколлизионных вулканических пород, II – вулканических пород, удаленных от субдукции в пространстве и во времени

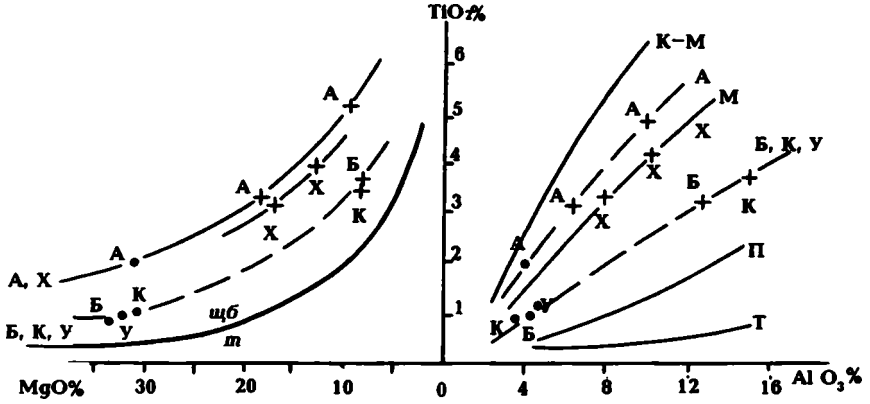


Рис.2. Соотношение TiO_2 с MgO и Al_2O_3

Точки - меймечиты, крестики – базальты, пикробазальты. Буквы у фигуративных точек обозначают конкретные ассоциации меймечитов : с Na-базальтами (А - Анюйская, Х - Хуту-Бугинская),с К-базальтами (Б – Барахтинская, К – Катэнская,У – Улиткинская)). Буквы на трендах вариаций составов в координатах TiO_2–Al_2O_3: К–М – кимберлитов, меймечитов, М – материала MARID, К – коматиитов, Т – толеитов Гавайских островов. щб – поле составов производных щелочнобазальтовых расплавов, m - поле составов производных толеитовых расплавов

четко выявляется на спайдер-диаграммах (La ,Ce, Sm, Eu, Tb, Tm, Yb, Rb, K, Ba, Sr, Th, Nb, Zr, Ti, Y), что может свидетельствовать о близости составов мантийных субстратов.

Анализ бинарных диаграмм в координатах TiO_2–MgO и TiO_2–Al_2O_3 показал, что фигуративные точки составов вулканитов размещаются вдоль закономерно располагающихся в петрохимическом пространстве трендов (рис.2), что свидетельствует: а) о петрогенетическом родстве пространственно сближенных базальтов и меймечитов и б) о наличии по меньшей мере двух типов таких парных ассоциаций. Установлено, что с калиевыми разностями базальтов ассоциируют меймечиты, сходные по петрогеохимическим и минералогическим параметрам с меймечитами Японии, Сахалина и Корякии, а с натровыми – меймечиты, близкие к меймечитам Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы.

Пространственное сонахождение базальтов и меймечитов, сформировавшихся в различных геодинамических условиях, в таких ассоциациях может, по нашему мнению, свидетельствовать о неодноактности формирования этих пар в ходе эволюции субдукционного процесса и образования аккреционной призмы.

М.И.Волобуев[1]

Доархейский этап формирования литосферы Земли: чтение изотопного кода

Доархейский (древнее 4,0 млрд лет) этап является наиболее слабо изученным отрезком геологической истории Земли. Причины этого кроются в редкой сохранности каменного материала доархейского возраста, интенсивной переработке его более поздними тектоническими, метаморфическими и другими процессами, слабой геохронологической изученности, отсутствии надежных критериев диагностики и отличия от более молодых образований и противоречивости теоретических позиций авторов, занимающихся изучением данной проблемы.

Некоторые геологи считают, что Земля в доархейское время была холодной, еще не претерпевшей плавления и тем более дифференциации. Поэтому никаких вулканических и других тектономагматических процессов в это время не происходило, за исключением локального плавления поверхностного протолита, вызванного метеоритной бомбардировкой.

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Согласно другой точке зрения, Земля вскоре после аккреции, а, возможно, и одновременно с завершающими стадиями последней, подверглась расплавлению и дифференциации исходного хондритового материала на оболочки разного состава. В этом случае естественно предположить, что уже в доархейское время происходили интенсивные тектономагматические процессы, способствовавшие формированию каменной оболочки Земли и дегазации мантии. Эта точка зрения находит убедительное подтверждение в данных изотопных и изотопно-геохронологических исследований последнего времени.

Установлено, что большинство собственно мантийных пород и изверженных пород мантийного генезиса, с возрастом древнее 3,5 млрд лет, имеют положительные значения E_{Nd} (T) – от +1 до +5, свидетельствующие об их происхождении из деплетированной мантии. Если учесть, что период полураспада Sm составляет 110 млрд лет, для образования указанных инициальных значений E_{Nd} деплетированная мантия должна была существовать сотни миллионов и даже миллиарды лет. Поэтому не остается сомнений в расплавлении исходного протолита Земли и глубокой его дифференциации уже в начале доархейского времени. Разогрев же Земли начался, по-видимому, еще раньше – в стадию ее аккреции, в результате соударения планетезималей.

В это же время, вероятно, происходила наиболее ранняя дегазация Земли и формирование протоатмосферы импактного происхождения. Изотопными методами непосредственно установлены также мантийные и коровые породы доархейского возраста – древнее 4,0 млрд лет. Мантийные породы встречаются в нодулях кимберлитов и в ксенолитах щелочных базальтов. Представлены они лерцолитами, гранатовыми, шпинелевыми и другими перидотитами и эклогитами, нередко алмазоносными. Наиболее древние, доархейские, мантийные перидотиты имеют Sm–Nd и Re–Os модельные возрасты превышающие 4,4 млрд лет, более поздние – 4,05–4,2 млрд лет. Эклогиты датированы в интервале 4,1–4,2 млрд лет. Среди эклогитов встречаются как изначально мантийные образования, так и возникшие за счет метаморфизма рециклированных в мантию пород корового происхождения – базальтов, коматиитов, анортозитов.

Важной задачей является распознание эклогитов разного происхождения. Показано, что эклогиты, возникшие по рециклированным породам земной коры, в отличие от собственно мантийных аналогов, обладают высокими свинцово-изотопными отношениями – формируют так называемый "свинцовый парадокс", с очень высокими положительными значениями E_{Nd} – от +50 до более +600. Гамма Os у них варьирует от +2200 до +7500, ^{187}Os / ^{186}Os обычно более 50, ^{187}Re / ^{186}Os более 1000, вместо = +1 до -20; 1,06 и 3,3, соответственно, для мантийных эклогитов, считающихся обычно производными по мантийным кумулатам.

Такие особенности изотопного состава эклогитов по коровым породам могли сформироваться при дегидратации и метаморфизме исходных базальтов и толеитов в зоне субдукции. Экспериментально установлено, что в этих условиях исключительной мобильностью обладает Pb, высокоподвижны Nd и Rb относительно U, Th, Sm, Sr, что приводит к значительному увеличению отношений U/Pb, Th/Pb, Sm/Nd, Sr/Rb и Re/Os в субдуцированной коре. При длительной консервации ее в мантии будут получены все изотопные характеристики, наблюдаемые в обсуждаемом типе эклогитов.

Таким образом, можно полагать, что значительный объем доархейской земной коры был погружен на мантийные глубины и трансформирован в эклогиты. Другая ее часть сохранилась в виде реликтов в составе земной коры древних кратонов. Примерами ее могут быть метагаббро и метагаббро-анортозиты Южной Индии – от 4,15 до 4,43 млрд лет; габбро, эндербиты и гранат-двупироксеновые гранулиты нейпирского комплекса Земли Эндерби, Антарктида (изохронный Pb-Pb и модельные Nd возрасты) – 3,99–4,2 млрд лет и др. Вероятными свидетельствами более кислых образований континентальной коры могут служить хорошо известные находки детритовых цирконов в Австралии с возрастом 4,0–4,3 млрд лет, а также тоналитовые гнейсы Акаста в провинции Слейв (Канада) – 4,1 млрд лет; метапелиты из Мозамбикского пояса Тем (Nd) = 4,28 млрд лет; гранитоиды и тоналитовые ортогнейсы Земли Эндерби T_{CHUR} (Nd) 4,05–4,09 млрд лет; гнейсы Шри-Ланки – 4,02 млрд лет и др.

Эти данные свидетельствуют о том, что уже в доархейское время в пределах основных кратонов шло формирование земной коры и литосферной мантии, т.е. континентальной литосферы в целом. В это же время обнаруживаются первые признаки древнейшего литогенеза, свидетельствующие о появлении на поверхности Земли жидкой воды. Присутствие алмазов в доархейских эклогитах и перидотитах позволяет ориентировочно оценить мощность доархейской литосферы, по аналогии с более поздними алмазоносными ассоциациями, примерно, в 150 км. В отличие от архейских мантийных перидотитов, материнским источником которых, как уже отмечалось, служила деплетированная мантия, доархейские мантийные комплексы генерированы, как правило, примитивной мантией хондритового состава – E_{Nd} (T) =0. Лишь изредка встречаются производные деплетированного и обогащенного резервуаров.

Имеющийся материал явно недостаточен для обоснованной реконструкции палеогеодинамических условий формирования доархейской каменной оболочки Земли. С известной долей условности, он лучше всего согласуется с моделью мелкоячеистой конвекции, приводившей к интраокеанической коллизии многочисленные микроплиты.

При столкновении существенно базальт-коматиитовых микроплит, обогащенных железом, а потому более тяжелых, с менее железистыми, преимущественно анортозитовыми, более тяжелые могли погружаться под бо-

лее легкие, а эти последние – обдуцировать на смежные микроплиты. Погружающаяся микроплита, по-видимому, оказывалась в геодинамических условиях, сходных с обстановкой более поздних зон субдукции. Здесь базальты и коматииты испытывали дегидратацию, метаморфизм и, в итоге, трансформировались в эклогиты со специфическими изотопными отношениями Sm/ Nd, U/Pb и др. С высвобождающимися водными флюидами транспортировались вверх наиболее легкоподвижные некогерентные элементы, которые приводили к формированию в обдукционных террейнах древнейших трондьемит-тоналитовых ассоциаций, т.е. фактически – к зарождению первых ядер протосиаля.

Этот процесс, по-видимому, охватывал всю поверхность Земли. Разрастание ядер протосиаля до размеров кратонов и стабилизация последних происходили, в основном, уже в архее. Есть основания предполагать, что не менее 70% площади современных континентов было образовано уже к 3,5 млрд лет назад. В последующей истории Земли имела место не столько аккреция новой континентальной литосферы, сколько деструкция старой, так что общая площадь ее, начиная с середины архея, систематически сокращалась. Об этом свидетельствуют не только изотопно-геохронологические и геологические данные по материкам, но и многочисленные признаки присутствия древнейших фрагментов континентальной литосферы под океанами.

При подготовке доклада автор использовал опубликованные работы следующих авторов: В.Е.Хаина, О.Г.Сорохтина, С.А.Ушакова, Д.Г.Пирсона, П.Блэка, С.Х.Ричардсона, Е.Ягоутца, М.Татсумото, Г.А.Снайдера, А.Мюллера, Р.Дж.Уокера, Л.А.Тейлора, М.Овада, Де Пауло, Мак Калоча, Б.Рао, В.Н.Соболева, Н.В.Соболева, Н.П.Похиленко, С.Г.Чейза, С. Б.Ширея, собственные и другие материалы.

М.И.Волобуев[1]

Изотопные ограничения геодинамической природы мантийного резервуара вулканитов горячих точек океана

Изолированные океанические острова, островные цепи, морские горы и другие вулканоструктуры, приуроченные преимущественно к внутренним частям литосферных плит, получили названия “горячих точек”. В ряде случаев горячие точки располагаются также на дивергентных границах лито-

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

сферных плит и в точках тройного сочленения последних (острова: Исландия, Азорские, Тристан-да-Кунья, Буве и др.).

Магматические породы горячих точек представлены вулканитами повышенной щелочности : оливиновыми базальтами, океанитами, трахибазальтами, гавайитами, муджиеритами, шошонитами и другими ассоциациями субщелочного состава. Нередко в щелочных базальтах присутствуют нодули ультраосновных пород докембрийского возраста (острова Гавайские, Канарские, Вознесения и др.).

Рядом исследователей, на основании анализа данных по содержанию РЗЭ и изотопов было показано, что магматические породы вулканических островов не могут быть получены из деплетированной мантии, являющейся источником базальтов срединно-океанических хребтов, ни путем ее парциального плавления, ни посредством дифференциации. Выдвигалась точка зрения о выплавлении магм горячих точек из мантии хондритового состава, поскольку в первоначально изученных породах значения ENd (T) были близкими или равными нулю.

Однако в дальнейшем это предположение не подтвердилось. Вулканиты горячих точек и даже породы одного и того же вулканического острова обнаруживают большие вариации в изотопном составе Pb, Nd, Sr и других элементов. В одних случаях вулканиты имеют сравнительно высокие положительные значения ENd (острова Гавайские, Зеленого Мыса, Галапагосские и др.), в других – отрицательные (острова Кергелен, Тристан-да-Кунья, Питкерн и др.). Во всех случаях предполагается, что очаги горячих точек располагаются в подастеносферных глубинах – либо в нижней мантии (или даже на границе ядра и мантии), либо на рубеже нижней и верхней мантий. Истощенный характер вулканитов связывается с контаминацией восходящих мантийных струй ("плюмов") деплетированной верхней мантией, а обогащенный – затягиванием в мантийный источник осадков океанического дна, при субдукции океанической плиты.

Однако, как в том, так и в другом случае, приводимые доводы оказываются неубедительными. Если положительные значения ENd еще можно объяснить путем контаминации горячих струй деплетированной мантией, то высокие отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, превышающие 20 (острова Руруту, Риматоре, Мангайя, Тубуайи, Св.Елены), равно как и высокие значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7050–0,7095) в вулканитах островов Самоа, Кергелен, Тристан-да-Кунья, Гоф, Вознесения, Буве и др., явно противоречат такой контаминации.

Не выдерживает испытания и представление о формировании обогащенных магм добавлением в магматический очаг океанических осадков, имеющих изотопные и геохимические параметры континентальной коры. $^{3}He/^{4}He$ в континентальной коре составляет $1,4 \times 10^{-8}$, а в вулканитах горячих точек $4,2 \times 10^{-5}$, т.е. на три порядка больше. Естественно, континентальная кора (или осадок) не в состоянии обеспечить изотопные отношения гелия, на-

блюдаемые в вулканических породах. Показательным является и отношение концентраций несовместимых элементов Nb/U, которое в породах вулканических островов составляет 40–60, а в континентальной коре – 10, что также исключает влияние рециклированных осадков на очаги магм горячих точек.

Эти данные подтверждают вывод Б.Г.Лутца, сделанный еще в 1977 г. о том, что зона эклогитизации (которую неизбежно должна пересекать субдуцирующая плита) является непреодолимым барьером для всех кислых пород. Некоторые исследователи кажущийся алогизм в поведении изотопов пытаются объяснить избирательным их фракционированием. Однако закономерное и сопряженное поведение изотопов разных элементов на спаренных изотопных диаграммах (Sr–Nd, Pb–Nd, Pb–Sr) отвергает это предподложение.

Одновременно установлено большое сходство изотопных отношений Nd, Pb, Sr и других элементов в вулканических породах горячих точек с таковыми в породах и минералах мантии континентальной литосферы. Данные подобного рода имеются по всему миру. На диаграммах построенных в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$, изотопные отношения пород и минералов литосферной мантии, изученные по ксенолитам в кимберлитах и щелочных базальтах, четко ложатся в границы полей, очерченных изотопными отношениями островных вулканитов. К этому можно добавить, что отношение $^{3}He/^{4}He$ в литосферной мантии ($6x10^{-5}$) является сходным с таковым субщелочных вулканитов горячих точек ($4,2x10^{-5}$).

Если учесть, к тому же, статистически установленную идентичность группировок возрастных дат мантийных ксенолитов и глубинных источников магм океанических островов (3100, 2600,1900 млн лет и др.), то нетрудно сделать вывод, что реальным источником магм горячих точек является мантия континентальной литосферы. На острове Св. Павла в Экваториальной Атлантике этот вывод подтвержден непосредственными наблюдениями, сопровождавшимися изотопными анализами Pb, Sr, и Nd как мантийных перидотитов (обнажающихся на острове), так и выплавленных из них вулканитов. Аналогичные данные имеются и по другим вулканическим островам – Канарским, Кергелену, Гавайям.

Особую проблему составляет геодинамика деструкции континентальной литосферной мантии и вовлечения ее в генерацию магм внутриплитного океанического вулканизма. Факторами, способствующими отслоению и отрыву пластин континентальной мантии от основного литосферного киля являются спонтанная нестабильность плотности литосферы, ее тектоническая расслоенность, утолщение в зонах компрессии в результате нагнетания материала при сокращении литосферы, термодинамические факторы, особенно влиятельные при супермобильном поведении плит и др.

Оторванные блоки и пластины литосферной мантии опускались в конвектирующий астеносферный слой и заякоревались. Этому способствовала

инверсия плотностей пластин и астеносферы (3,7 г/см^3 против 3,2 г/см^3). Экранируя тепловой поток , идущий из более глубоких горизонтов мантии, деламинированная пластина разогревалась, становилась гравитационно нестабильной и испускала горячие поднимающиеся струи обогащенного вещества, которые достигали поверхности дна океана и формировали вулканические острова.

Такой представляется, в общем виде, геодинамическая модель формирования горячих точек океана. Она хорошо согласуется с расчетами О.Г.Сорохтина и С.А.Ушакова, согласно которым зарождение щелочно-базальтовых магм происходит на глубинах, не превышающих 80 км, т.е. непосредственно под литосферой океанов. Эта модель хорошо согласуется со всем комплексом известных геологических, геодинамических, геохимических, петрологических и других данных, поэтому представляется жизнеспособной.

И.А.Володин[1] , И.Л.Гуфельд[2]

Автосолитоны во флюидогеодинамике

Рассматриваются автоволновые механизмы трансляции флюидов в литосфере, порождающие геодинамические процессы. В основу построения модели полагается открытое недавно явление диффузии протонов в кристаллической решетке вещества с изменением ее параметров, снижение порога дилатансии горной породы при этом процессе, а также высокая проникающая способность гелия в кристаллической решетке, приводящая к более интенсивному связыванию водорода в решетке и высокой вероятности образования трещин вдоль треков атомов гелия. Указанный комплекс процессов был впервые использован в работах [1-2] для описания сейсмотектонического режима, носящего ярко выраженный нелинейный характер.

Предлагаемая работа представляется попыткой математического моделирования геодинамических процессов. Ранее в [3] было дано математическое описание геодинамических *солитонов* в консолидированной геологической среде. В настоящей работе дается обоснование новых, *автосолитонных* механизмов в геодинамических процессах, что допускает значительно более широкие возможности для геолого-геофизической интерпретации.

Будем полагать, что атомы водорода в пористой и проницаемой среде горных пород находятся в двух состояниях: 1) свободном состоянии в порах

[1] Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

[2] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

или трещинах, концентрацию которого обозначим u, 2) связанное состояние в кристаллической решетке горной породы, концентрацию которого обозначим v. Связанное состояние в кристаллической решетке является квазистационарным состоянием с временем жизни, которое согласно экспериментам оценивается несколькими месяцами.

Введем на этой основе показатель экспоненты распада квазистационарных состояний λ, которая является также коэффициентом массообмена между концентрациями u и v, т.е. член λv будет определять интенсивность перехода атомов водорода из связанного состояния в свободное. Обратный переход атомов водорода из свободного состояния в связанное будем определять на основе механизма мягкого рассеяния протонов на кристаллической решетке. Пусть c – концентрация виртуальных связанных состояний для протона в решетке. Тогда функция v будет определять заполнение этих состояний, а (c – v) – количество оставшихся незаполненных состояний в решетке, которое пропорционально вероятности неупругого рассеяния протонов.

Полагая, что эта вероятность, определяемая сечением рассеяния, пропорциональна энергии протонов (парциальному давлению), можно написать обменный член для перехода атомов водорода из свободного состояния в связанное: $au(c - v)$, где коэффициент a зависит от сечения рассеяния и пористости горной породы. Полагаем, что коэффициент относительного объемного расширения кристаллической решетки горной породы линейно зависит от заполнения связанных состояний и имеет вд: $(1+bv)$.

Для упрощения дальнейшего качественного анализа будем считать, что процесс происходит в достаточно однородной среде. Заметим, что с увеличением глубины это приближение становится все более соответствующим действительности, так как степень консолидации геологической среды становится выше. Поэтому полагаем постоянными в рассматриваемом объеме величины проницаемости p и пористости k. Вводя коэффициенты $g=p/k$, $h=pb/[1+k(e-f)/f]$, где e,f – коэффициенты сжимаемости твердой (модуль Юнга) и газообразной фаз, получаем уравнение динамики свободной фазы, в котором использованы простейшие условия равновесия твердой и газообразной фаз при расширении твердой фазы геосреды:

$$\delta u/\delta t=g\Delta u-h\nabla(u\nabla v)+\lambda v-au(c-v) \qquad (1)$$

Процесс диффузии связанных протонов в кристаллической решетке горной породы будем рассматривать как результат обменных взаимодействий между заполненными и незаполненными состояниями. Определим коэффициент диффузии d как интенсивность обменных взаимодействий. Следует заметить, что масштаб скорости диффузии протонов в кристаллической решетке близок к скорости распространения дислокаций и может значительно (на несколько порядков) превышать скорости фильтрации уравнения (1). Помехой для этого процесса являются всякого рода неоднородности в ре-

шетке, обусловленные порами, трещинами и т.д. В качестве величины коэффициента проницаемости будем считать количество незаполненных виртуальных состояний (c–v) в каждой точке. Получаемое при этом уравнение описывает динамику связанной фазы с членами массообмена со свободной фазой:

$$\delta v/\delta t=d\Delta(cv-v^2/2)-\lambda v+au(c-v) \qquad (2)$$

Уравнения (1) – (2) образуют систему нелинейных уравнений для перекрестной диффузии, которая при определенных условиях на коэффициенты относится к классу активных систем с диффузией. Здесь локальное нарастание активатора u определяется диффузионными процессами, точнее коэффициентом перекрестной диффузии h, а также нелинейной диффузии d. Такие условия могут достигаться при определенных свойствах проницаемости геосреды, а также низком пороге давлений, при котором возникает процесс дилатансии.

Эксперименты показывают, что при описанном механизме захвата протонов происходит "охрупчивание" твердой фазы, т.е. действительное снижение порога дилатансии. Следствием этого является зависимость коэффициента проницаемости g от u. Кроме того, указанная система уравнений имеет параметр управления A, который связан с концентрацией гелия в геологической среде. Обладая высокой проникающей способностью в кристаллической решетке, он увеличивает величину коэффициента проницаемости g, а также интенсивность обменных взаимодействий (коэффициент a), которые в первом приближении можно считать линейно зависящими от A.

Проведенный в настоящее время объем экспериментальных исследований, вообще говоря, недостаточен для точного определения параметров изучаемых процессов. Однако компьютерный анализ системы уравнений показывает наличие достаточно широкого диапазона коэффициентов, в котором возможно появление решений автосолитонного типа. При перечисленных выше условиях на возможности процессов дилатансии и наличии параметра управления A система (1 – 2) имеет характерные решения типа автосолитонов (АС), а на фоне квазиоднородного распределения концентраций – периодических страт.

Рассматриваются два случая редукции системы уравнений к одномерным:1) центрально-симметричный процесс, зависящий от радиуса, 2) плоско-параллельное распределение.

1. Автосолитон очагового, центрального типа существует, когда диффузионное расплывание провала концентрации носителей v в центре автосолитона компенсируется фильтрационным потоком носителей u. Размеры автосолитона определяются величиной коэффициента биполярной (перекрестной) диффузии h. Качественная картина образования таких солитонов описана в работе [4]. При определенных соотношениях на коэффициенты системы уравнений возможны эффекты "пробоя" автосолитона, когда, например, за короткое время резко увеличивается количество активатора u в

центре АС. Это процесс ударного типа, который вполне может служить прообразом землетрясения, качественный механизм которого описан в [2].

2.Рассматривая движение водорода к дневной поверхности в приближении одномерной задачи, когда процесс не зависит от горизонтальных координат, получаем характерную устойчивую конфигурацию решений типа периодических страт. Анализ эволюции этой стратифицированной системы показывает, что движение водорода в ней будет носить прерывистый, импульсный характер. Один слой водород будет проходить в свободной фазе, а следующий – в связанной и процесс будет иметь вид последовательной перекачки водорода из страты в соседнюю, вышележвщую, причем отдельными порциями.

При определенных условиях в этой системе также возникает "пробой", приводящий к быстрой перестройке стратифицированной системы, включая и изменение периода стратификации. Этот процесс может проявляться в зависимости от интенсивности либо в виде катастрофического тектонического движения во всем блоке, в котором указанные страты выдержаны по латерали, либо в виде слабой сейсмичности, которая по данным наблюдений имеет период в несколько лет. Кроме того, математическая модель допускает решения типа пульсирующих АС, в том числе пульсирующих горизонтальных страт. Согласно наблюдениям динамики выхода газов на дневную поверхность, характерный период пульсаций может колебаться от нескольких суток до нескольких месяцев.

Литература

1.*Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И.* Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов // ДАН. 1998. Т. 362, №5. С.343–346.

2.*Gufeld I.L.,Gusev G.A.,Lyutikov R.A., Matveeva M.I.A* Radiation model of seismic process.// J.Earthquake Pred.Res. 1997. Vol.6, №5. P.333–355.

3. *Володин И.А., Максимов А.М., Радкевич Е.В.* Медленные солитоны в консолидированной геологической среде // ДАН. 1993. Т. 334, №6. С.234–238.

4. *Кернер Б.С., Осипов В.В.* Автосолитоны. М.: Наука, 1991. 198 с.

А. В. Волошин[1]

Разрывные парагенезисы в магматогенных структурах центрального типа Закарпатья

Потребности выбора наиболее перспективных направлений поисково-разведочных работ в Закарпатье, в частности, в пределах слабо обнаженного

[1] Львовский государственный университет (ЛГУ), Львов, Украина

Береговского холмогорья, диктуют необходимость углубленного структурно-тектонического изучения района. В последнее десятилетие эта задача решается путем расширения комплекса методов структурных исследований. Важной основой для интерпретации геолого-геофизических и геохимических данных стали результаты проведенного О. М. Колодием геоиндикационного дешифрирования космоаэрофотоснимков. С его помощью выявлена наиболее полная сеть разрывов, которая представляется интегрирующим отражением разноэтапных напряженно-деформированных состояний, реализованных под воздействием различных силовых факторов.

Анализ отдешифрированной сети разрывов позволил выделить, наряду с транзитными меридиональными и субширотными системами разрывов, ряд форм с радиально-кольцевым разрывным структурным парагенезисом. Такие формы, как показывает сравнение схем дешифрирования и палеовулканологических реконструкций, связаны с магматической деятельностью и могут рассматриваться в качестве магматогенных структур центрального типа (МСЦТ) [3].

Палеовулканологические данные подтверждают линейно-узловое расположение магматических центров, морфологически выраженных в виде сводовых поднятий. Наиболее крупные из них, в частности Береговский свод, отличаются разнообразием структурно-вещественных проявлений магматизма и интерференцией разнопорядковых "кольцевых структур" [1]. Строение Береговского свода связывается с развитием палеовулканического центра, но на глубине свыше 1 км по геофизическим данным предполагается существование интрузивного ядра. При этом, с бадения по сармат структура развивалась как депрессия с полигеным заполнением, синхронно с эксплозиями риодацитового состава в ее пределах, а последующее формирование сводового поднятия происходило на фоне пестрого вулканизма и гидротермальной деятельности.

Длительное геологическое развитие МСЦТ сопровождалось суперпозицией (интерференцией) последовательно возникающих и унаследованно развивающихся разрывных парагенезисов, элементы которых дешифрируются на космоаэрофотоснимках и устанавливаются полевыми геологическими исследованиями. Выявление разрывных структурных парагенезисов по фрагментарным геологическим данным затруднительно. В горных выработках в основном фигурируют: парагенезис субвертикальных трещин (в разрезе) и парагенезис наклонных трещин. Последний в общем случае моложе и несет рудную минерализацию.

Проведение тектонофизических исследований также было осложнено крайне редким наблюдением достоверных признаков, по которым могли быть оределены направления перемещений и трансформации разрывов различных генетических типов. Поэтому реконструкции палеотектонических полей напряжений носили фрагментарный характер. Полевые тектонофизические данные сопоставлялись с математическими моделями [2,4]. Резуль-

таты расчетов, проведенных, в частности, В. В. Шевчуком и И. Б. Бутытером для верхнекоровых геологических систем с упругой однородной и грубослоистой средой и различными сочетаниями массовых и поверхностных сил и с использованием механических параметров породных комплексов МСЦТ Закарпатья, позволяют установить динамические условия возникновения систем трещин отрыва и скола с различной пространственной ориентацией.

Комплексная обработка результатов дешифрирования, структурно-парагенетического анализа, тектонофизических исследований и данных математического моделирования позволяет показать, что трещинно-разрывные парагенезисы рудного этапа сформированы в результате совместных проявлений регионального сжатия–растяжения и активного поведения магматического ядра МСЦТ. Основную рудную нагрузку несут структуры, образованные в условиях усадки магматического ядра МСЦТ. Дальнейшие работы по реконструкции палеотектонических полей напряжений для магматогеннных структур ценрального типа Закарпатья дадут возможность точнее прогнозировать положение рудоносных объектов.

Литература

1. *Гончарук А.Ф., Степанов В.А., Веремеенко Л.І., Кулібаба В.М., Шемякша Т.І.* Рудоконцентруючі структури й етапи вулкано-тектонічного розвитку Берегово-Беганськоі золотоносні зони Закарпаття // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 1994. №12. С. 168–177.
2. *Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений М. : Недра, 1988. 261 с.
3. *Шевчук В.В., Колодий О.Н.* Использование космических снимков для анализа механизма формирования локальных кольцевых структур (на примере Алиинской структуры в Восточном Забайкалье) // Исслед. Земли из космоса. 1989. №6. С. 23–28.
4. *Шевчук В.В., Коровайчук И.М.* Математическая модель структуры центрального типа с жестким ядром // Геология и геофизика. 1992. №2. С. 31–36.

О.А.Вотах, Е.В.Деев, М.А.Левчук[1]

Геодинамика фациального и формационного состава тектонических единиц земной коры

Структура и геодинамика магматических и метаморфических комплексов контролируются седиментационными системами земной коры. Состав, морфоструктура и архитектура всех ее тектонических единиц, включая сис-

[1] Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск, Россия

темы разломов и зон повышенной проницаемости, тесно между собою взаимосвязаны. При этом вещественные и структурные преобразования в них происходят под влиянием одних и тех же физических параметров среды: гравитации, давления, температуры, вязкости, времени и т.д.

Следовательно, классификации состава осадочных, метаморфических и магматических пород, а также фаций и всех более крупных их соединений, тоже должны создаваться по тем критериям, которые связаны с фундаментальными физическими параметрами среды.

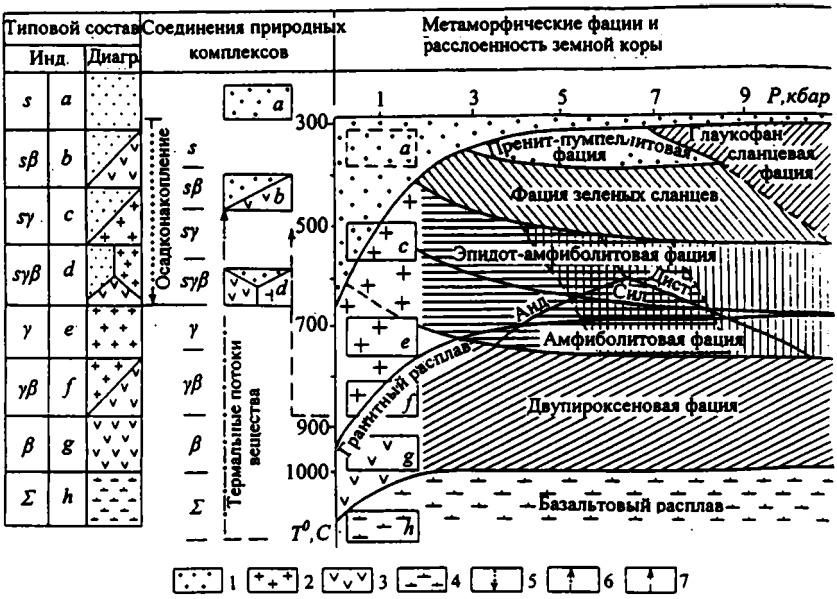
Опыт выделения на основе «ведущих идей» таких групп горных пород и формаций, как геосинклинальные, орогенные, дейтеро- и протоорогенные, островодужные и т. п., показывает, что критерии подобного разделения имеют лишь косвенное отношение к видовой систематике объектов по их собственному составу и структуре.

Поэтому в основу классифицирования осадочных пород в данном случае берется то «главное направление», которое развивалось в работах М.С.Швецова, Л.Б.Рухина, Ф.Дж.Петтиджона и более всего используется в практике геологов [7]. А.А.Маракушев [5] и другие исследователи доказали, что минеральные парагенезы любого вида горных пород являются функцией их химического состава и физических условий метаморфизма. По этим критерим различаются, в частности, минеральные фации: 1) метапелитов (гранитоидный ряд); 2) базитов и метабазитов (базитовый ряд); 3) гипербазитов (ультрабазитовый ряд).

В предоженной Ю.А. Кузнецовым, А.Ф. Булоусовым и Г.В.Поляковым [4] петрологической модели показано, что разнообразные по составу магматические формации сложены следующими главными петрохимическими типами фаций так называемой «чистой линии»: гранитоидной, базитоидной и ультрабазитовой (гипербазитовой).

Таким образом, история изучения осадочных, метаморфических и магматических объектов привела к необходимости их разделения (в том числе и для целей геодинамических построений) непосредственно по структурно-вещественным критериям, связанным с фундаментальными параметрами той среды, в которой они формируются. В этом переходе на аналитические методы важными оказались научные результаты эпохи господства «геосинклинальных идей» в геологии. Теория геосинклиналей ушла со сцены после того, как ее научные достижения привели к появлению аналитических методов изучения структуры вещества земной коры, на уровне петрохимии, фациального и формационного анализа тектонических единиц разного ранга, а также ко многим другим важным геологии открытиям.

В таких случаях, как свидетельствует история, не следует быстро менять "парадигмы", переходить с одной "ведущей идеи" на другую (пускай даже очень популярной среди новых научных авторитетов) без предварительной оценки аналитических результатов предшествующей концепции. Аналитические данные (они не отменяются при смене ведущих идей) обеспечивают



Общая геодинамическая модель формироваания петрологического состава тектонических единиц земной коры разного ранга

Построена на базе общей систематики тектонических комплексов коры ([2], левая часть рис.) и общей графической схемы зависимости минеральных и петрологических фаций от термодинамических условий их формирования ([6] правая часть графики)

1–4 – главные типы комплексообразующих фаций: 1 – осадочные, 2 – гранитоидные, 3 – базитоидные, 4 – гипербазитоидные (ультраосновные); 5–7 – породообразующие векторы потоков вещества и энергии: 5 – гравитационные, 6 – термальные базит-гипербазитовые, 7 – термальные гранитоидного ряда. Индексами (s–Σ) обозначены доминирующие петрологические фации. Буквами (a–h) выделены главные типы формационного состава крупных тектонических единиц

преемственность наших знаний. По Н.С.Шатскому [9], аналитическая тектоника выясняет строение (структуру) отдельных частей земной коры и Земли в целом, определяет возможные условия их возникновения (движения, энергетика, механизм образования), из чего видно, что она включает в себя и аналитическую часть геодинамики.

Качественная классификация крупных тектонических единиц по их формационному составу (диаграммы a–h в левой части рисунка) разрабатывалась ранее методами аналитической тектоники, сначала на примере тектонических зон складчатых областей и в терминах «геосинклинальной парадигмы» [10, 1, 2]. Устаревшие термины позже пришлось заменить буквен-

ными обозначениями, поскольку аналитическая тектоника, а также геодинамика, как считают Ю.М.Пущаровский [8] и другие ученые, не предполагает служение какой-либо геологической концепции.

Представленная на рисунке геодинамическая модель, по сути своей, является аналитической. Она включает в себя такие обязательные компоненты динамики как: 1) *статика* (поэлементная структура, раскрывающая качественный формационный состав объектов и отвечающая на первый фундаментальный вопрос – "что из чего состоит?"; 2) *кинематика* (векторы движения вещества и энергии, указывающие направление действующих сил и отвечающие на второй вопрос – "что во что превращается?"; 3) действующие силы и главные источники энергии – гравитационные и термальные, которые вызывают в материале коры появление компрессионных и декомпрессионных зон разного масштаба и уровней расположения.

Под воздействием этих зон растяжения и сжатия структура и динамика геологической среды существенно усложняются и мобилизм вещества на всех ранговых уровнях, вплоть до глобального, оказывается "поливекторным". Возникающие при этом тепломассопотоки разного порядка и тектонические единицы разного ранга периодически образуют в земной коре открытые или частично закрытые геодинамические системы. Детали этих систем, относящиеся к магматическим образованиям, интегрируются в общую многокомпонентную систему по определенной схеме [2, 3].

Следовательно, представленная выше общая геодинамическая модель допускает и более дробную классификацию состава тектонических единиц по аналогичным критериям. Тем самым обеспечивается возможность создания целого пакета разномасштабных моделей, которые увязаны между собою общностью классификационного базиса, отражающего фундаментальные параметры среды формирования тектонических единиц разного фациального и формационного состава.

Литература

1. *Богданов А.А.* Тектоника платформ и складчатых областей М.: Наука, 1976. 339 с.
2. *Вотах О.А.* Структура вещества Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 224 с.
3. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
4. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. 1976. № 5. С.3–19.
5. *Маракушев А.А. Петрогенезис.* М.: Недра, 1988. 293 с.
6. Метаморфические комплексы Азии / Под ред. В.С.Соболева, Г.Г.Лепезина, Н.Л.Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. 348 с.
7. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В.Н.Шванов, В.Т.Фролов, Э.И.Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
8. *Пущаровский Ю.М.* Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С.62–68.
9. *Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1963. Т.3. 348 с.
10. *Штилле Г.* Избранные труды М.: Мир, 1964. 887 с.

И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелия[1]

Петрогенетическая модель магматитов Дзирульского кристаллического массива в свете тектонической расслоенности земной коры

Дзирульский массив (выступ доюрского фундамента Черноморско-Центрально-Закавказского террейна [1]) сложен докембрийскими гнейсово-мигматитовым комплексом, кварцево-диоритовыми гнейсами и метабазитами, догерцинскими метабазитами второй фазы и ранне- и позднегерцинскими гранитоидами. Установлено, что региональный метаморфизм в Дзирульском массиве имел полициклический характер. Выявлены: докембрийский и раннеордовикский прогрессивный и паозднегерцинский регрессивный этапы [2}.

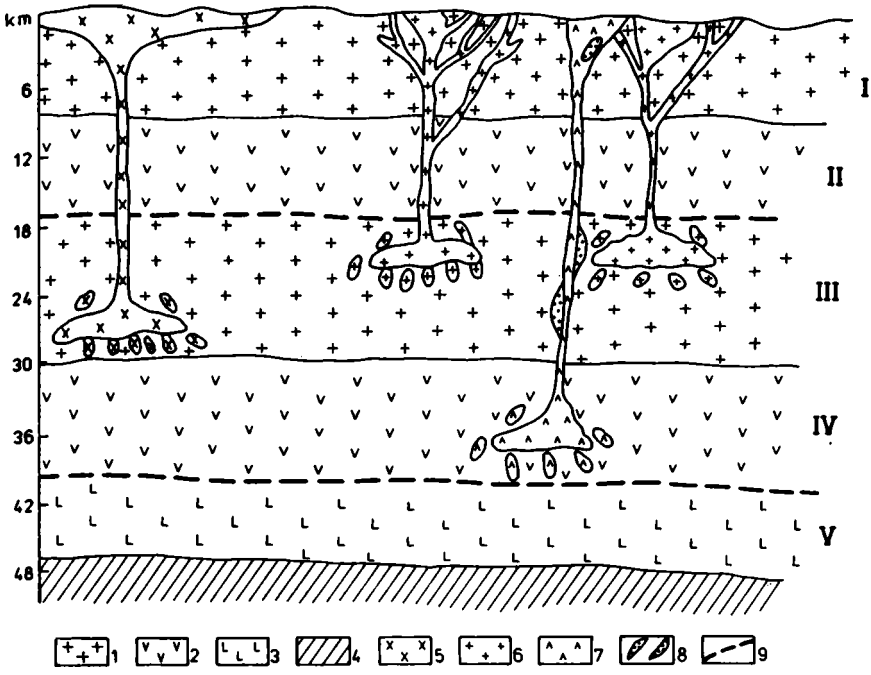
Весьма своеобразно построена юго-восточная часть Дзирульского массива, где на поверхности обнажены фрагменты вертикально-аккреционного комплекса, состоящего из нагромождения различных по характеру террейнов и субтеррейнов, формировавшихся в совершенно различных геодинамических условиях. Такое тектоническое расслоение охватывает, по-видимому, и более глубокие горизонты земной коры.

Было высказано предположение [3], что на глубине сиалический субстрат, из которого могла генерироваться позднегерцинская эвтектоидная гранитная магма, перекрыт мощным догранитным тектоническим покровом фемических пород.

В пользу такого допущения, на наш взгляд, свидетельствуют: 1) широкое развитие в Дзирульском массиве интенсивно тектонизированных реликтов метабазитов, аналогичных по вещественному составу метабазитам офиолитов (фрагменты третьего и второго слоев океанской коры) [4] и палеоокеанской коры типа срединно-океанических хребтов [5] включенных в Чорчано-Уцлевский аккреционный аллохтонный комплекс; 2) тесная пространственная связь догранитного фемического субстрата с Чорчано-Уцлевским аллохтонным комплексом (мы предполагаем, что последниий шарьирован совместно с догранитным кристаллическим основанием фемического профиля) и, наконец, 3) геофизические данные, в частности материалы глубинного сейсмического зондирования по профилю Гали–Рустави [6]. По этим данным в скоростном разрезе земной коры наблюдается чередование сиалических и мафических слоев (рисунок), что, по нашему мнению, вызвано существованием двух поверхностей тектонического перемещения.

Перекрытие мафитовым слоем третьего "инверсионного" сиалического слоя и его шарьирование, видимо, одновременно с дзирульскими офиолитами

[1] Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия



Принципиальная схема формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива

1 – сиалические слои; 2 – мафические слои; 3 – "коровой астенослой"; 4 – верхняя мантия; 5 – Рквийский интрузив; 6 – микроклиновые граниты; 7 – калишпатовое габбро, 8 – кварц-полевошпатовый анатектит, 9 – поверхности тектонического перемещения

(в турне – раннем—среднем визе) вызвало сдваивание и относительное утолщение тонкой и еще незрелой континентальной коры. Что касается более глубокой поверхности тектонического перемещения, то она представляет собой срыв по подошве земной коры, предполагаемый во многих регионах мира.

Таким образом, на основании приведенных выше фактов мы считаем, что земная кора Черноморско-Центрально-Закавказского террейна является тектонически расслоенной. Наличие такой расслоенности позволяет по-новому рассмотреть механизм формирования магматических образований Дзирульского кристаллического массива.

По нашему мнению, породы догерцинского кристаллического субстрата Дзирульского массива – это океанические образования габбро-диорит-кварцево-диоритового комплекса, с фрагментами регионально-метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, тогда как позднегерцинские магматические гомогенные граниты, имеющие эвтектоидный

состав, а также порфировидные гранитоиды так называемой Рквийской интрузии – типичные продукты выборочного плавления сиалической коры.

На основании генетического изучения древних гранитоидов Дзирульского кристаллического массива, а также петрохимических данных, было показано [3], что кварцево-диоритовые гнейсы принадлежат к гранитоидам I типа, а анатектические микроклиновые граниты – к гранитоидам S типа.

Докембрийские кварцево-диоритовые гнейсы, видимо, образованы в энсиматической незрелой островной дуге, в процессе субдукции во внутриокеанских условиях, без участия континентального материала.

Массивные кварцевые диориты представляют собой продукты вторичного плавления мафических пород (метабазитов, амфиболитов) океанской коры, а также, частично, кварцево-диоритовых гнейсов. Им соответствуют гранитоиды мантийно-корового субдукционного типа по В.Е. Хаину.

Принятое ранее, в особенности в работах последнего десятилетия, представление о строении земной коры в области Дзирульского кристаллического массива не позволяет петрологически объяснить механизм генезиса магматических эвтектоидных, богатых калием гранитов, пропитавших огромные массы пород несиалического профиля.

Позднегерцинские микроклиновые граниты Дзирульского кристаллического массива с позиции геодинамической обстановки формирования гранитоидов относятся к островодужной группе, а в зависимости от источника магмы – к корово-анатектической. Нам представляется, что микроклиновые граниты Дзирульского кристаллического массива могли образовываться без участия мантийного тепла и материала. Источником тепла является переход в тепловую энергию механической энергии тектонических деформации. Определенную роль в привносе тепла могла играть и радиоактивность континентальной коры.

Догранитный аллохтон фемических пород, достигающий по мощности нескольких километров, перекрывший сиалический субстрат, установил высокий P–T-градиент в последнем. Утолщение земной коры (ее тектоническое сдвивание) стимулировало процесс выборочного плавления слагающих его пород (см. рисунок).

Нам представляется, что в сиалическом субстрате (в третьем слое) на разных глубинах генерировались исходные магмы позднегерцинских равномерно-зернистых эвтектоидных и порфировидных (Рквийских) гранитоидов калиевого ряда. Последние более высокотемпературные, нежели первые, и формировались в самых глубинных частях “инверсионного слоя” (см. рисунок) изолированно от области генерации эвтектоидной гранитной магмы. Формирование микроклиновых гранитов происходило вслед за шарьированием мафического слоя.

В этом же свете нами трактуется формирование исходной магмы весьма своеобразных пород Дзирульского массива – калишпатовых габбро (так называемых рикотитов). Оно происходило на глубине 30 км, в четвертом

мафитовом слое, значительно позднее шарьирования аллохтонного комплекса (первого и второго слоев) и становления позднегерцинских микроклиновых гранитов, видимо, синхронно с вулканизмом байосского времени.

Литература

1. *Gamkrelidze I.P.* Terranes of the Caucasus and adjacent areas // Bul. of Georgian Acad. of Sci. 1997. Vol.155, №3. P.75–81.

2. *Gamkrelidze I.P., Chengelia D.M.* New data on the interrelation and age of the Dzirula massif constituting rocks // Bul. of Georgian Acad. of Sci. 1998. Vol.158, №1.P.78-82.

3. *Шенгелиа Д.М., Окросцваридзе А.В.* Новые данные о строении Дзирульского массива // ДАН. 1998. Т.339, №6. С.801–803.

4. *Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелиа М.А.* и др. // Геотектоника. 1981. №5. С.23–33.

5. *Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К.* и др. // Петрология . 1993. Т.1, №1. С. 50–87.

6. *Иоселиани М.С., Чичинадзе В.К., Диасамидзе Ш.П.* Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 150 с.

Ю.Г.Гатинский[1]

Щелочной магматизм и редкометальное-редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники

В настоящее время большинство геологов принимает существование в мантии термально-плотностных неоднородностей. Те из них, температура которых выше, а плотность ниже окружающего материала, поднимаются вверх в виде восходящих мантийных плюмов. Они отчетливо фиксируются в литосфере проявлениями специфического основного и щелочного магматизма. Особенно наглядно устанавливается совпадение провинций развития позднемезозойских–кайнозойских щелочных и щелочных ультраосновных комплексов и сопутствующего им оруденения с современными плюмами, выделенными по данным сейсмической томографии [4]. Отсюда вытекает возможность обратного решения проблемы связи между ними: по более древним породам и рудам такого типа проследить проявления плюм-тектоники в прошлом. Для этого, прежде всего, необходимо систематизировать данные по рассматриваемым геологическим маркерам.

Всю гамму пород анорогенного щелочного магматизма можно представить в виде последовательного ряда формаций (Ф), каждая из которых отвечает определенным условиям генерации материнских магм и интенсивности

[1] Государственный геологический музей (ГГМ) РАН, Москва, Россия

флюидного режима. При его построении за основу взята классификация щелочных гранитоидов И.А.Нечаевой [3], дополненная данными по щелочным ультраосновным породам и редкометалльным лейкогранитам. Предполагается, что такой ряд, приведенный ниже, коррелируется со стадиями подъема плюма и переработки литосферы над ним с образованием очагов расплава на разных уровнях глубинности от глубинных мантийных (I–IV) через промежуточные гибридные палингенно-глубинные (V–VI) до существенно палингенных с убывающей интенсивностью привноса мантийных флюидов (VIII–X). Этот ряд включает следующие формации.

I. Трахит-базальтовая Ф океанских островов (пикриты, щелочные базальты, фонолиты, трахиты, габбро, нефелиновые сиениты, щелочные граниты). Ф имеет позднекайнозойский возраст и распространена на островах: Канарских, Кергелен, Пасхи, Галапагосских и др. На островах Зеленого Мыса с нею связаны карбонатиты с оруденением REE церовой группы, Zr, Nb, V, Sr [6].

II. Трахибазальт-пантеллеритовая Ф аденского типа (трахибазальты, трахиты, трахилипариты, пантеллериты, щелочные граниты. Ф распространена на побережьях Аденского залива и Красного моря, где имеет олигоцен-миоценовый возраст, а также на некоторых островах Средиземного моря [3, 8]. Отмечены повышенные содержания Zr, Nb, Ta. Ф I и II выходят над апикальными частями Африкано-Индийского и Тихоокеанского суперплюмов.

III. Щелочно-ультрамафитовая Ф северо-сибирского типа (меймечиты, мелилиты, биотитовые перидотиты, меланефелениты, фонолиты). К Ф относятся интрузии Меймеча-Котуйской провинции в Сибири, Ковдорский и другие массивы позднего палеозоя в Карелии [2].

IV. Йолит-уртитовая Ф с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами кольского типа (йолиты, уртиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты). Классические примеры Ф – Хибинский и Ловозерский массивы девонского возраста [2]. С ними, как и с Ф III, связаны карбонатиты с оруденением REE цериевой группы, Nb, Ta и повышенными концентрациями Th, U, Sr [1]. Щелочные ультраосновные комплексы со сходным оруденением известны в связи с мезозойскими рифтами в Малави, Юго-Восточной Бразилии, в кайнозойском Рейнском грабене (месторождение Кайзерштуль) и в современных рифтах Восточной Африки.

V. Калиевая базальтоидная Ф центрально-алданского типа (калиевые базальты, шошониты, трахиты, калиевые пироксениты, шонкиниты, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные граниты). Примерами служат позднеюрские массивы центральной части Алданского щита и запада Якутии, интрузии позднего палеозоя в Северном Прибайкалье (Сынныр) и Северном Казахстане, палеогеновые интрузии на Малом Кавказе (Тежсар) и в Монтане на севере США [3]. Сопутствующие карбонатные метасоматиты содержат оруденение REE цериевой группы, Au, иногда Pt, Ir, Os.

VI. Щелочно-габброидная Ф гренландского типа (трахибазальты, тефриты, габбро, тералиты, сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты). К Ф относится Гардарский массив позднего протерозоя на юге Гренландии, позднепалеозойские интрузии Кузнецкого Алатау и Витима [2, 3]. Оруденение представлено Zr, Nb при повышенных содержаниях Ga, Cs, V, Sr. Иногда с породами Ф связаны карбонатиты с REE цериевой группы, Cu, Au, U (протерозойские месторождения Палабора на юге Африки и Сиенкуен в Северном Вьетнаме).

VII. Сиенит-гранитная Ф нигерийского типа (риолиты, комендиты, габбро, сиениты, нефелиновые сиениты, биотитовые и щелочные граниты). Породы Ф выходят на плато Джос в Нигерии и на юго-востоке Бразилии (ранний мел), в грабене Осло (поздний палеозой) [2, 3]. Характерно оруденение Sn, Nb, Ta, Zr, U, REE цериевой группы при повышенных концентрациях W, Be, Mo. Ф отчетливо предваряет проявления рифтогенеза на участках своего развития.

VIII. Нефелин-сиенитовая Ф восточнотувинского типа (миаскиты, нефелиновые сиениты, тингуаиты). Такими породами сложены девонские массивы Баян-Кол, Чик, Кадыр-Ос и другие на Сангелене и в Восточном Саяне, Ильменогорский раннего палеозоя на Урале [3]. С Ф связаны альбититы с оруденением Zr, Nb, REE цериевой группы, Cs.

IX. Гранитная Ф горно-алтайского типа (сиениты, граносиениты, биотитовые и щелочные граниты) [3]. К Ф относятся триасовые интрузии Горного Алтая, Забайкалья (Малокуналейский массив), палеогеновые комплексы с месторождениями Намсе на севере Вьетнама и Маунтин-Пас на западе США. По геохимическим особенностям эти комплексы принадлежат к редкометаль-ным гранитоидам щелочного ряда [5]. Оруденение представлено Zr, Nb, Mo, U, Th, REE цериевой группы на ранних стадиях и иттровой – на поздних.

X. Лейкогранитная Ф повышенной щелочности западномалайского типа (граносиениты, биотитовые и лейкократовые микроклиновые граниты, пегматиты). Примерами служат Гунонг Джерай и другие позднекарбоновые массивы на западе п-ова Малакка, некоторые девонские массивы Северного Казахстана и мезозойские Забайкалья, позднемеловые массивы Гэцзю в Южном Китае и Пиаоак на севере Вьетнама. По геохимическим особенностям они относятся к типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов [5] и содержат промышленное оруденение Sn, Nb, Mo, W при повышенных концентрациях Ta, Li, Be, Zr, Rb, Cs, REE иттриевой группы.

В докладе приведены некоторые петрохимические и изотопные характеристики Ф. Для большинства из них (кроме IX и X, возникших при процессах палингенеза без заметного привноса глубинного материала) отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется в пределах 0.7020–0.7070 при $-1\text{-}0 \leq \varepsilon Nd \leq 5.5\text{-}6.0$, что позволяет предполагать отсутствие значительного влияния на состав расплавов деплетированной мантии (типа DM-MORB) и нахождение главной облас-

ти питания в глубоких мантийных очагах лишь с незначительной позднейшей контаминацией магм астеносферным и коровым материалом [6, 8].

Таким образом, по развитию провинций протерозойских, раннепалеозойских и позднепалеозойских–раннемезозойских щелочных пород рассмотренных типов и сопутствующего им оруденения можно со значительной долей вероятности восстанавливать положение плюмов прошлых эпох и качественно оценивать интенсивность их подъема от значительной для I–IV до умеренной для V–VIII и слабой для IX–X.

Работа выполнена в рамках научной школы академика Д.В.Рундквиста (проект № 96-15-98364).

Литература

1.Геохимия магматизма/ Л.И.Овчинников, Л.С.Бородин, В.С.Гладких и др. М.: Наука, 1982. 224 с.

2. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В.* и др. Щелочной магматизм – индикатор периодической активизации мантии Земли. Петрология. Т.9. (Докл.27-й сес. МГК; М.: Наука, 1984. С. 113–122.

3. *Нечаева И.А.* Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976. 147 с.

4. *Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Мирлин Е.Г.* и др. Геодинамика XXI века и полезные ископаемые// Наука в России. 1998. № 6.

5. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов М.:Наука, 1977. 280 с.

6. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса/ А.О.Мазарович, Д.И.Фрих-Хар, Л.И.Когарко и др. М.: Наука. 1990. 246 с. (Тр.ГИН; Вып.451).

7.*Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Горячие точки в мантии Центральной Азии и эволюция их мантийных источников в позднем мезозое и кайнозое// Науки о Земле на пороге XXI века: Тез докл. М.: Научный мир, 1997. С.205.

8. *Manetti P., Capaldi G., Chiesa S.* et al. Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present// Tectonophysics. 1991. Vol. 198, № 2-4. P. 181–202.

М.Л.Гельман[1]

Позднемезозойские пояса гранитных батолитов и регионального метаморфизма на Северо-Востоке Азии: тектонические и геодинамические обстановки формирования

MZ_2 кислый магматизм и региональный метаморфизм на континентальных окраинах Северо-Востока Азии – это единое событие с характерными общими чертами. Пояса гранитов, вулканитов, зонального метаморфизма

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

низко- и умеренно-барического типов совмещены или тесно сближены, располагаясь в кратонических геоблоках, где была континентальная кора дорифейского возраста, вдоль их границ с геоблоками океанической природы.

Эти границы определили устойчивую в MZ_2 петрографическую, петрохимическую и геохимическую зональность гранитов, в которой взаимосвязаны их M, I, S и A типы. Гранитоиды, где более, где менее тесно в структурном и возрастном отношении связаны с кислыми вулканитами и распределяются по нескольким фациям глубинности (до уровня мезозоны).

MZ_2 магматическая эпоха – от начала средней юры до середины кампана. Ее начало знаменуется повсеместными изменениями в характере осадконакопления (как в гранитоидных, так и в офиолитовых провинциях), стратиграфическими перерывами, местами – угловым несогласием, первыми – после преобладающе базальтовой MZ_1 эпохи – признаками кислого вулканизма, возможно, и первыми кислыми интрузиями, перестройкой плана региональной петрографической зональности.

В конце эпохи – завершение эволюции кислого магматизма и новое преобразование зональности. Послекампанский кислый магматизм подчиняется плану зональности новой KZ эпохи. Показательное кажущееся исключение – Золотой хребет, где на кислые и основные вулканиты средней части верхнего мела, относящиеся к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП), наложены аналогичные толщи маастрихтского возраста, которые представляют собой западную оконечность нового Анадырско-Бристольского пояса.

В истории деформированной окраины Сибирского палеоконтинента начало MZ_2 магматической эпохи отстоит от последних предшествующих проявлений кислого магматизма (PZ_2, Омолонский срединный массив) на 160–170 млн лет. В южном обрамлении Чукотского кратонического блока выявлены MZ_1 гранитоиды натриевого ряда в ассоциации с основными и ультраосновными породами, и до-MZ_2 период без кислого магматизма в Чукотской провинции длился всего около 50 млн лет. Однако ареалы MZ_1 и MZ_2 гранитоидов почти полностью разобщены. В ареалах MZ_2 гранитоидов (они там, где наиболее мощная кора) обнаружены и PZ_2 граниты, разница в их возрасте почти 300 млн лет.

Объемный кислый магматизм и зональный региональный метаморфизм и отличают MZ_2 эпоху от предшествующих. Ее начало, конец и важнейшие внутренние события соответствуют важным глобальным и общепацифическим вехам геологической истории. Различаются три главные геоструктурные формы, в которых были организованы процессы MZ_2 гранитообразования и метаморфизма.

А. Внедрению колымских батолитов, кислому вулканизму в Уяндино-Ясачненском вулканогенном поясе и во внешней зоне ОЧВП непосредственно предшествует (J_2 и начало J_3o) быстрое опускание в структурах Иньяли-Дебинского и Армано-Вилигинского мегасинклинориев. Гранитные и

игнимбритовые ареалы не только в целом располагаются в самой опущенной части деформированной окраины Сибирского палеоконтинента, но и некоторые отдельные плутоны и вулканоструктуры приурочены к соразмерным с ними блокам погружения с повышенной мощностью отложений J_2. В состав J_2-J_3o накоплений входит тефра – взрывной кислый вулканизм начался еще при погружениях. Некоторые Rb-Sr и K-Ar даты колымских гранитов (около 175 млн лет) говорят о J_2 событиях в их истории, хотя известные геологические данные не дают оснований для того, чтобы приписать гранитной интрузии возраст более ранний, чем J_3o-km.

Прогибание происходило в рифтовых структурах, параллельных краю кратона, и может быть приписано эклогитизации нижней коры при катализирующем воздействии маловодного глубинного флюида, последующему обрушению ее в мантию (по механизму Е.В.Артюшкова и С.В.Соболева). На уровне границы кора / мантия под действием того же флюида из кварцевых эклогитов и гранулитов выплавлялись кислые магмы. Признаки глубинного магмогенезиса выявлены у гранат- и кордиеритсодержащих колымских гранитов и вулканитов. Интрузия вязкой маловодной магмы вызывает конформный изгиб осадочных слоев над кровлей батолитов. Возникает парадоксальное сочетание признаков соскладчатого и приразломного образования. Продольные сбросо-сдвиги контролируют положение метаморфических зон, составляющих пояс, в истории которого различаются прогрессивный (добиотитовая, биотитовая и кодиерит-биотитовая ступени) и регрессивный этапы. Размещение батолитов, опережающие и сопровождающие малые интрузии в зонах метаморфизма происходили в условиях сжатия. Вдоль поперечных сдвигов (Омсукчанский разлом и др.) возникали обстановки растяжения, и это влияло на местные особенности изверженных пород.

Б. Гранитно-метаморофические купола наиболее свойственны Чукотскому кратоническому блоку. Главные события в их истории – зональный региональный метаморфизм до уровня амфиболитовой фации (начало 145 млн лет) и размещение в ядре мезозональных гранитоидных плутонов (120 млн лет – ранняя фаза, до сброса сверхлитостатического давления, и 100–90 млн лет – поздняя фаза); подъем куполов в середине мела сопряжен с вулканизмом. Гранитно-метаморфические купола – аналог метаморфических комплексов ядра Кордильер, которые отличаются более длительной историей развития. К северу от Провинции Бассейнов и Хребтов значение более молодых событий уменьшается, и купол Киглуайк на п-ове Сьюард того же возраста, что и Кооленьский на Чукотском полуострове.

Комплексы ядра Кордильер и чукотские гранитно-метаморфические купола представляют единую систему, прослеживающуюся в деформированных кратонических блоках от Мексики до Куларского хребта в Восточной Якутии. Их формированию предшествовало длительное (J_1 – J_2) воздымание. Купола представляют собой глыбовые антиклинали, сопряженные с J_3–K_1пс прогибами с коррелятными осадочными и тефровыми накоплениями.

Ограничениям таких структур параллельны зоны смятия и зеленосланцевого метаморфизма. В районе Золотого хребта, близ границы кратонического блока, купола росли на плечах J_3-K_1nc рифта.

Образование куполов – это следствие барического, термального и химического воздействия мантии на нижнюю и среднюю кору в центрах подъема глубинного флюида. Поле сил сжатия–растяжения изменчиво в пространстве и во времени. Промежуточная (А–Б) тектоническая позиция гранитного магматизма обнаруживается в хребте Полоусном. Граниты здесь приурочены к рифтоподобному триасовому прогибу (как колымские к триасово-юрскому), но по времени образованияи по составу подобны чукотским – быстрое опускание в MZ_1 подготовило верхи мантии и нижнюю кору к гранитообразованию в мелу, когда сложился благоприятный флюидный режим. Сходные с купольными черты выявляются в истории MZ_2 магматизма в положительных структурах, обрамляющих Иньяли-Дебинский и Арманo-Вилигинский мегасинклинории. Подобное (как А и Б) сочетание форм магматизма и метаморфизма типично для эпикратонических условий и, например, свойственно позднеархейской истории щита Йилгарн.

В. Габбро-гранитный пояс в теле T–K_1nc островодужных накоплений в основании приокеанической зоны ОЧВП, вдоль границы кратонов, где сокращена мощность коры и особенно ее среднего кислого слоя. В истории батолитов при общей тенденции к гомодромной эволюции неоднократно чередовались фазы основных и кислых интрузий, отмечено смешение магм. Батолиты размещены в структурных поднятиях, начало оформления которых зафиксировано в осадочно-вулканогенных фациях в раме батолитов. Здесь среди основных вулканитов заключены J_3 –K_1nc линзы кислых пород, в том числе туфов с основными лапилли и кислым цементом – свидетельства кислого вулканизма уже в предбатолитовое время. Главная интрузия габбро – наиболее ранняя и отделена от последующих фаз формированием протяженных зон регионального метаморфизма.

Кульминации до уровня гранат-амфиболитовой фации, подобные гранитно-метаморфическим куполам, приближены к плутонам наиболее объемной гранодиорит-тоналитовой фазы, а в этих плутонах характерны краевые гнейсовые фации. Последующие интрузивные фазы относятся ко все менее глубинным фациям, вплоть до субвулканических. Главная интрузивная фаза (около 100 млн лет) соответствует главной K_1al–K_2s стадии вулканизма во внешней зоне ОЧВП. Этот пояс гранитов и метаморфизма аналогичен западному поясу в Кордильерах (от плутонического комплекса Берегового хребта Канады, до батолита Южной Калифорнии).

Многие авторы восстанавливают разновозрастные субдукции и коллизии на границах геоблоков, определяющих положение батолитовых поясов. Однако не эти, а более общие тектонические явления определяют причины гранитообразования и метаморфизма.

М.Л.Гельман[1]

О чем рассказывают дискриминантные и другие петрохимические диаграммы: критика узнавания геодинамических образов

В практике палеогеодинамического анализа существенны статистические образы петрохимии вулканитов из эталонных обстановок. При реконструкциях логическая ошибка возможна хотя бы потому, что не все формы магматизма, выступающие как геологически самостоятельное явление, мы можем с достаточной определенностью соотнести с современностью. Это относится к гранитообразованию, особенно в глубинных фациях, к ультраосновному вулканизму.

Например, в Северо-Восточной Азии на одной и той же припацифической активной континентальной окраине MZ_2 эпоха магматизма отличается от предшествующей MZ_1 обилием и генетическим разнообразием гранитоидов и комагматичных кислых и средних вулканитов. Провинции кислого магматизма расположены в MZ_2 латеральной зональности между фронтальными офиолитовыми провинциями (включающими, наряду с собственно офиолитами также островодужные ассоциации) и тыловыми щелочно-базальтовыми.

Аналогичные офиолитовые и щелочно-базальтовые провинции MZ_1 при том же, что и в MZ_2, геоструктурном положении, граничат между собой непосредственно. Это отличие – геодинамической природы, и его можно увязать с выводами [3 и др.] о сменах глобальной структуры мантийной конвекции, либо с изменением ее параметров [7], с представлениями [13] о чередовании в истории Земли "вилсонианских" периодов и периодов главной орогении. Но диагностическике диаграммы к нему безразличны.

Проблема дифференцированности магматизма раннего докембрия вылилась [8] в дискуссию о том, работала ли в ранней истории Земли тектоника плит. В фанерозое возможность / невозможность бимодальных либо непрерывно дифференцированных серий в диапазоне составов: насыщенный базальт – риолит определялась мерой щелочности трансмагматического флюида, и натрий-калиевая зональность такого флюида на окраине континента влияла на смену натриевых бимодальных серий (вне кратона) непрерывно зональными (на его границе) и калиевыми бимодальными (во внутрикратонической ситуации) [1]. Поведение щелочей при этом сильно зависело от отношения CO_2:H_2O во флюиде [2].

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

Геохимия калия в раннем архее, до раннепротерозойского "калиевого взрыва", режим летучих были иными. Априори нельзя искать портретные черты современных геодинамических обстановок даже в базальт-риолитовых сериях раннего архея. Но нередко индикаторными считают любые проявления бимодальности либо непрерывности независимо от состава, ссылаются на дискретное сочетание коматиитов с более кислыми породами. Такая специфически раннедокембрийская контрастность, однако, определяется не характером магматических реакций с участием плагиоклаза (как в базальт-риолитовых сериях), а иными причинами, возможно, жидкостной несмесимостью [4], которая вряд ли имеет отношение к геодинамическим обстановкам.

Дискриминантные петрохимические диаграммы [5] учитывают роль главных и примесных составляющих в горных породах. Содержания главных компонентов взаимозависимы из-за котектичности магм [2,4,6,9]. На диаграммах состояния эвтектические точки и фазовые границы в пространстве содержаний инертных компонентов могут смещаться под влиянием внешних интенсивных факторов: давления, активностей летучих, вполне подвижных щелочей и др., что и влияет на петрохимические особенности изверженных пород.

Главные компоненты F_1, F_2, F_3 диаграммы Дж.Пирса учитывают все составляющие "сухого остатка" в химическом анализе базальтов. Сопоставив коэффициенты в уравнениях для F_1, F_2 и F_3 и пределы колебаний содержания оксидов в базальтах, увидим, что F_1 может принимать большие (или меньшие) значения в зависимости главным образом от роста (уменьшения) содержания Al_2O_3, отчасти также от сокращения (роста) CaO.

Поэтому (см. обобщенную физико-химическую диаграмму для базальтов в [6]), F_1 преимущественно отражает водное давление при выплавлении магмы. F_2 определяется K_2O, т.е. отражает калий-натриевую зональность магматизма в транзитали континент– океан. F_3, противопоставляя SiO_2 остальным оксидам, характеризует дифференцированность вулканических сообществ. Соответственно на проекциях F_1 vs.F_2 и F_2 vs. F_3 видим противопоставление: 1) островодужных вулканитов как более "водных" – внутриплит-ным; 2) бедных калием базальтов СОХ – высококалиевым шошонитам при промежуточном положении базальтов из прочих обстановок; (3) более диф-ференцированных известково-щелочных базальтов низкокалиевым толеитам.

Диаграмма F_1–F_2–F_3 при всей фундаментальности статистического вывода ничего не говорит о том, насколько жестко эти известные закономерности связаны с геологией СОХ, островных дуг и т.д., или вообще со сжатием–растяжением. Для дискриминации предложены также и более простые – тройные и бинарные диаграммы, часто с опорой на Ti и K. Ф.Чейз [10] представил глобальную неоднородность распределения титана как самое первое обобщение в петрохимии KZ вулканизма, требующее теоретического объяснения. Калий – индикатор зональности в транзитали. Обогащение или

обеднение базальтов и других изверженных пород Ti и K определяется, по-видимому, многими причинами, в их числе – флюидно-метасоматическая подготовка магмогенерирующей мантии, влияние давления на коэффициент распределения кристалл–расплав, способы и пути дифференциации магмы, меняющиеся в зависимости, в частности, от фугитивности кислорода. Поэтому соотношения титана, калия и других некогерентных элементов различны, но не специфичны для геодинамических обстановок. С изменением окислительного режима связывает положение фигуративных точек на диаграмме TiO_2–P_2O_5×10–MnO×10 ее автор [11].

Показательны неожиданные исключения при в общем почти безупречной дискриминации океанических и неокеанических базальтов на диаграмме K_2O–TiO_2–P_2O_5 [12]. "Океанические" черты у базальтов Гренландии и траппов Декана объяснены тем, что это "результат прерванных попыток создать рифтингом новое морское дно" ([12] с.424). Точно те же черты, однако, устойчивы и у сибирских траппов разных возраста и структурного положения.

В целом, если срединно-океанические, рифтовые, островодужные и другие геодинамические обстановки геологического прошлого удается реконструировать геологическими методами, то петрохимические диаграммы могут сказать, насколько флюидный режим и другие условия петрогенезиса в этих обстановках были похожи на известные в современных эталонах, но не распознают их в прошлом.

Литература

1. *Гельман М.Л.* О зависимости свойств магматических серий от щелочности трансмагматических флюидов // Геохимия. 1992. № 10. С. 1388–1400.

2. *Гельман М.Л.* О химической и минералогической классификациях изверженных пород: почему возможно простое основание в химической классификации // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 57–87.

3. *Кравченко С.М., Хаин В.Е.* Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция // ДАН. 1996. Т. 347, N 3. С. 368–371.

4. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

5. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / И.И.Абрамович и др. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 519 с.

6. *Перчук Л.Л., Фролова Т.И.* Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий // ДАН СССР. 1980. Т. 253, № 6. С. 1436–1439.

7. *Филатова Н.И.* Зависимость тектонических и магматических процессов в зоне перехода континент–океан от эндогенной активности Земли в течение цикла Вилсона // ДАН. 1998. Т.361, № 4. С. 523–526.

8. *Хаин В.Е.* Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1993. № 6. С.12–25.

9. *Штейнберг Д.С.* О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 160 с.

10. *Chayes F.* Различие между внутри- и приокеаническими проявлениями кайнозойского вулканизма // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. С.126–129. (Тр. Геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне; Вып. 62).

11. *Mullen E.D.* MnO / TiO_2 / P_2O_5: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983. Vol. 62, № 1. P. 53–62.

12. *Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.* The TiO_2 - K_2O-P_2O_5 diagramm; a method of discrimination between oceanic and nonoceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 1975. Vol. 24, № 1. P.419–426.

13. *Stein M., Hofmann A.W.* Mantle overturns and major orogenies (MOMO) // Geochronology, cosmochronology, and isotop. geology: Abstr. of the eight intern. confer. US Geol. Surv. Circ. 1107. 1994. P. 303.

Л.В. Генералова[1], О.М. Гнилко[2]

К вопросу об обдукции офиолитовых аллохтонов (на примере Северо-Восточной Ферганы и Украинских Карпат)

Проблема обдукции и генезиса покровных структур с участием офиолитов занимает одно из главных мест в исследованиях последних лет. Покровные структуры с участием офиолитовых аллохтонов характерны как для герцинид Северо-Восточной Ферганы , так и для альпид Карпат. Во Внутренних Восточных Карпатах по данным румынских и украинских исследователей известны [1] две группы покровов.

Верхняя, Трансильванская, группа представлена офиолитами, которые сохранились в тектонических останцах гор Першани, Хегимаш, Рареу-Чивчин. Они структурно залегают на барем-альбской олистостроме, котороя известна как буковинский "дикий" флиш. Олистолиты сложены породами вышезалегающего покрова.

Нижняя, Мармарошская, группа покровов в Румынском и Украинском сегментах Карпат представлена тремя тектоническими пластинами. Они сложены домезозойскими зеленосланцевыми и афмиболитовыми метаморфитами и маломощным триас-нижнемеловым осадочным комплексом.

Трансильванские и Мармарошские покровы перекрыты вракон-сеноманским терригенным неоавтохтоном. Таким образом, названные покровы формировались на протяжении барема–альба. Образованное в это время покровное сооружение ограничивало с внутренней стороны флишевый Карпатский бассейн. В нижней части оно было сложено метаморфитами континентальной коры доальпийской консолидации, а в верхней – надвинутыми на них мезозойскими океаническими и островодужными офиолитами. Общая вергентность Мармарошской структуры направлена в сторону фли-

[1] Львовский государственный университет (ЛГУ), Львов, Украина

[2] Институт геологии и геохимии горючих ископаемых (ИГГГИ) НАН Украины, Львов, Украина

шевого бассейна. Последний развивался на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы.

В Северо-Восточной Фергане (Кыргызстан) проходит граница Срединного и Южного Тянь-Шаня. Срединный Тянь-Шань рассматривается как часть эпикаледонского Киргизско-Казахского континента. На его краю в серпухово-башкирское время возникает пояс андезито-риолитового вулканизма. Южный Тянь-Шань в палеозое (почти до конца каменноугольного периода) представлял собой Туркестанский океан. Покровно-складчатые структуры Южного Тянь-Шаня сейчас надвинуты на автохтонные образования Срединного Тянь-Шаня, что прослеживается в районе гор Бозбу-Тоо. Автохтон сложен среднедевонскими натрий-калиевыми дацитам, риолитами, их туфами и игнимбритами, сформированными в каледонский орогенный этап. Вулканиты стратиграфически несогласно перекрыты верхнедевонско-нижнекаменноугольным платформенным чехлом, представленным доломит-известняковыми толщами.

На восток от гор Бозбу-Тоо, в северо-восточных отрогах Ферганского хребта и на юго-восточном окончании Атойнакского хребта, выделяются три группы покровов, каждая из которых характеризуется своим структурно-вещественным комплексом (СВК).

Верхняя, майлисуйская, офиолитовая группа покровов включает аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, кумулятивные лерцолиты, пироксениты и габбро. Вулканогенные серии характеризуются ордовик-среднедевонскими апобазальтовыми хлорит-альбит-актинолитовыми сланцами с роями даек долеритов двух генераций, метапесчаниками, спилитами, кварц-хлорит- эпидотовыми сланцами, яшмами и ритмитами. Верхнедевонско-нижнекаменноугольная известняково-кремнистая толща завершает СВК. Он структурно налегает на серпентинитовый меланж с матриксом раннемосковского возраста.

Средняя, сересуйская, терригенно-вулканогенно-кремнистая группа покровов представлена следующими толщами:силурийской кремнисто-сланцевой, нижне-среднедевонской известняково-вулканогенно-кремнистой и нижнекаменноугольной кремнисто-известняковой общей мощностью 950–1150 м. Толщи расслоены серпентинитовым меланжем. Для СВК характерна смена толеитовых базальтов вверх по разрезу на известняково-щелочные вулканиты натровой и калий-натровой серий. В подошве данной группы покровов наблюдается башкирско-нижнемосковсий микститовый горизонт мощностью 300–400 м. В структурно нижней, баубашатинской, вулканогенно-карбонатной группе покровов выделены четыре толщи: ранне-среднедевонских рифовых известняков, среднедевонских субщелочных высокотитанистых андезито-базальтов, а также средне-позднедевонских доломитово-известняковых и позднедевонско-раннекаменноугольных кремнисто-известняковых образований. Данная группа покровов структурно залегает на башкирском микситовом комплексе мощность которого 300–400 м.

Аллохтонные комплексы всех трех групп покровов смяты в складки с общей вергентностью на запад и северо-запад. В ядрах антиформ и горстов образовались тектонические окна, которые определяют амплитуду шарьирования в десятки километров. По геофизическим данным, в пределах всего региона земная кора характеризуется полно развитым "гранитным" слоем, а офиолитовые тела покровов возбуждают в отрицательном гравитационном поле локальные положительные аномалии [2].На континентальную природу автохтона указывают также позднекаменоугольно-раннепермские субщелочные граниты, идентичные по своим петрогеохимичесим характеристикам Срединно-Тянь-Шанским. Граниты прорывают все три группы покровов.

Итак, в Северо-Восточной Фергане в башкирско-раннемосковское время океанические офиолиты и островные вулканогенно-карбонатные образования обдуцировались на активную окраину Киргизско-Казахского континента. Известно, что поцессы обдукции на краю океанических бассейнов наблюдаются на пассивных и активных их окраинах.

Приведенный анализ позволяет считать, что во Внутренних Карпатах покровные ансамбли с участием офиолитовых аллохтонов надвигались в раннемеловое время в сторону древней континентальной окраины пассивного типа, а в Северо-Восточной Фергане подобные ансамбли были шарьированы в позднекаменноугольную эпоху на материковую окраину активного типа. Даные материалы позволяют еще раз констатировать, что обдуцирование офиолитовых комплексов характерно для окраин континентов, граничащих с океаном. Это явление проявляется как в палеозое, так в мезозое и кайнозое.

Литература

1. *Сандулеску М.* Карпаты // Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей м-ба 1:2 500 000). М.: Наука, 1978. С. 382–421.

2. *Миколайчук А.В.* Догеосинклинальное основание и сейсмичность Ферганo-Кокшаальской складчатой системы: Автореф.дис. канд. геол.-минер. наук. Фрунзе, 1986. 23с.

М.Д.Гесь[1]

Два эпизода субдукции – два типа островодужных систем каледонид Тянь-Шаня

Геодинамические комплексы, индуцирующие процессы каледонской субдукции в Тянь-Шане, представлены островодужными и задуговыми вул-

[1] Институт геологии НАН Кыргызстана, Бишкек, Кыргызстан

канитами, интрузивными породами, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов. Среди них установлены комплексы двух возрастных уровней: кембрийско-тремадокские и аренигско-среднеордовикские. Их формирование обусловлено двумя эпизодами двусторонней субдукции в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента.

Первый (кембрийско-тремадокский) эпизод субдукции отразился в возникновении и формировании Капкаташско-Восточно-Терскейской энсиматической островной дуги в северной (в западной, в палеоориентировке) части Ишим-Нарынского (по А.В.Авдееву, 1984) палеоокеанического бассейна как ветви Палеоазиатского океана. В пределах дуги происходила интенсивная вулканическая деятельность с образованием вулканитов толеитовой (базальты, гиалобазальты, лейкобазальты и натриевые трахибазальты) и слабо дифференцированной известково-щелочной (базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, их туфы и туфо-конгломераты) серий.

По петрохимическим и геохимическим данным, отраженным на таких информативных дискриминантных диаграммах, как FeO/MgO – TiO_2, TiO_2–K_2O, Zr/Y–Zr, Ti/100–Sr/2–Zr, Cr–Y, сериальная принадлежность подтверждается. По отдельным соотношениям (например, TiO_2–K_2O) часть базальтов близка к бонинитовой серии, характерной для юных вулканических дуг, заложенных на мафическом основании. Об этом свидетельствует также тесная пространственная ассоциация базальтов с тектоническими пластинами габбро и ультрамафитов и отсутствие обломочного материала континентального происхождения в терригенных толщах преддугового бассейна.

Разрезы базальтов толеитовой серии примитивной островной дуги в восточной части ее наращиваются вулканитами слабо дифференцированной известково-щелочной натровой серии. Ее представители фрагментарно присутствуют в современной чешуйчато-блоковой структуре и в западной части Северного Тянь-Шаня. Базальты толеитовой островодужной серии здесь обнаруживаются лишь в обломках, встречающихся в вулканогенно-терригенных отложениях задуговых и преддуговых бассейнов.

С известково-щелочными вулканитами Капкаташско-Восточно-Терскейской островной дуги тесно ассоциируют небольшие интрузивы биотит-роговообманковых кварцевых диоритов–тоналитов. По таким информативным параметрам, как K/Na + K(0,22), Ca/Na + K(0,33), Na + K/A1(0,61), A1/2Ca + Na + K(0,95), и минералогическому составу они соответствуют М-типу гранитоидов островодужного происхождения (White, 1979; Pitcher, 1983; и др.). Спектр нормализованных по гранитам океанических хребтов (ORG) содержаний редкоземельных и некоторых редких элементов в рассматриваемых гранитоидах на спайдер-диаграмме Дж.Пирса (Pearce et a1., 1984) соответствует спектру типовых гранитоидов вулканических дуг.

Формирование энсиматической островной дуги сопровождалось задуго-

вым спредингом и образованием офиолитовой ассоциации, покрывающейся чехлом осадочных и осадочно-вулканогенных образований. В современной структуре аллохтонные фрагменты офиолитов установлены на большей части Северного Тянь-Шаня. Часть из них сконцентрирована в пояс, протягивающийся на расстояние около 700 км от восточного окончания хребтаТерскей АлаТоо и до западных отрогов Киргизского хребта, после которого по данным бурения (Авдеев, 1984; Алексеев, 1992) и гравиметрии офиолиты погружаются под Чу-Сарысуйскую неотектоническую впадину.

В сохранившихся аллохтонных фрагментах офиолитовой ассоциации внизу присутствуют интенсивно серпентинизированные, часто меланжированные, ультрамафиты, сменяющиеся расслоенными и массивными габброидами. Петрохимические черты этих пород сходны с характеристиками их аналогов в типовых офиолитовых ассоциациях. Дайки габбро-диабазов, диабазов и долеритов, секущие габбро, чаще встречаются в рассеянном положении и лишь местами присутствуют фрагменты концентрированного комплекса "дайка в дайке".

Вулканиты офиолитовой ассоциации представлены зеленокаменноизмененными пиллоу-лавами базальтов, местами содержащими прослои кремней с остатками кембрийско-раннеордовикских организмов. Породы даек и покровов по петрохимическим характеристикам относятся главным образом к толеитовой серии. По информативным соотношениям Cr–Y, Ti–Zr, Ti-Cr, Y–Zr они соответствуют MORB. На классификационной диаграмме Дж.Пирса F1–F2–F3 точки составов вулканитов расположены в полях MORB и толеитов примитивных островных дуг. Однако по сравнению с последними в них резко повышено содержание TiO_2. По спектру распределения содержаний РЗЭ, нормированных по содержаниям в океанических базальтах N-типа, они близки MORB E-типа и занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитовыми базальтами. Сравнивая полученный спектр распределения РЗЭ с таковым для базальтов Марианского задугового трога, приходим к выводу о значительном их сходстве.

Все эти данные, как видно, подтверждают задуговой характер рассматриваемой офиолитовой ассоциации. К осадочному заполнению задугового бассейна относятся кремнистые и глинисто-кремнистые отложения, покрывающие базальты и сменяющиеся вверх по разрезу и по латерали с приближением к островной дуге терригенными и вулканогенно-терригенными турбидитами, включающими горизонты олистостром. Кембрийско-тремадокский эпизод субдукции завершился коллизией рассмотренной островодужной системы с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентом. Островодужные вулканические комплексы надвигались на образования задугового бассейна и совместно с ними на шельф микроконтинента. Шарьирование сопровождалось складчатостью алло- и автохтонов. После этого (480–470 млн лет назад) формировались диорит-монцонит-гранодиоритовые комплексы круп-

ных интрузивов, амальгамировавших аккреционно-коллизионный коллаж этих структур. Информативные петрохимические параметры и минеральный состав этих гранитоидов подтверждают их сходство с типовыми коллизионными гранитоидами.

В конце раннего ордовика субдукция возобновилась и до конца среднего ордовика она происходила с юга и севера (с запада и востока в палеоориентировке) под образовавшийся к тому времени композитный террейн из Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и энсиматической островодужной системы. Этот второй эпизод каледонской субдукции включал формирование двух островодужных систем (Северо-Тянь-Шаньской с юга и Кендык-тас-Заилийской с севера) на упомянутом выше террейне, по отношению к которому их образования являются неоавтохтоном. Комплекс–индикатор вулканической деятельности в островных дугах представлен дифференцированной известково-щелочной (лавы, левобрекчии, туфы андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов) и субщелочной (трахибазальты, трахиандезиты, трахириолиты, туфы, туфоконгломераты) сериями. Петрогеохимическая идентификация подтверждает их сериальную принадлежность и образование в обстановке энсиалических островных дуг.

С вулканическими сериями второго этапа каледонской субдукции ассоциируют осадочные и осадочно-вулканогенные толщи граувакковых и аркозово-граувакковых глубоководных турбидитов, туфов, туфопесчаников, выполняющих задуговые и преддуговые бассейны. Как видно из характера аренигско-среднеордовикских отложений (глубоководные турбидиты из терригенных и вулканогенно-терригенных пород), они связаны с энсиалическими островными дугами и заполняют преддуговой и задуговой бассейны на, возможно, утоненной континентальной коре, т.е. со вторым этапом каледонской субдукции в Тянь-Шане связано формирование энсиалической островодужной системы, а не окраинно-континентального вулканического пояса с тыловым прогибом, в котором, если судить по современным и ископаемым аналогам, должны бы формироваться мелководно-морские и континентальные отложения.

Т.В.Гиоргобиани[1]

Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа

Позднекайнозойский этап развития Большого Кавказа, охватывающий промежуток времени поздний миоцен – антропоген, существенно отличает

[1] Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия

ся от предыдущей раннеальпийской стадии. Особенность этого этапа заключается в том, что в это время на Кавказе произошла смена геодинамической обстановки, вызвавшая изменение главного направления его сжатия с северо-восточного на субмеридиональное [1,2]. В начале позднекайнозойской стадии в результате развития Аденского и Красноморского рифтов, а также Левантийской системы грабенов и сдвигов, произошел раскол Африканского континента и отделение от него Аравийской плиты. Последняя начала дрейф на север в субмеридиональном направлении, вызывая тангенциальное сжатие расположенной перед ней складчатой области, в результате которого Кавказ оказался в зоне коллизии с Евразийским континентом.

Однако субмеридиональное сжатие не распространилось по всему Кавказскому сектору, а происходило только перед фронтом перемещения Аравийской плиты. На ее восточном фланге, ввиду клиновидной формы плиты, субмеридиональное движение последней вызывало северо-восточное сжатие расположенной перед краем области. В результате в пределах Большого (Б.) Кавказа образовались два сегмента, испытывающих сжатие разных направлений: субмеридиональное – Западный и северо-восточное – Восточный. Граница между ними проходила по зоне Асса-Арагвинского разлома [3].

На коллизионной стадии происходила автономная деформация этих сегментов (схема). В Западном сегменте произошла смена направления сжимающих сил с северо-восточного на субмеридиональное. Но при этом неизменной осталась кинематика раннеальпийской деформации, заключающаяся в придвиге [4] Черноморско-Закавказского (ЧЗ) микроконтинента к Б. Кавказу. В пределах Восточного сегмента изменение ориентировки вектора сжатия не произошло, но сменилась кинематика деформаций. Придвиг, имевший место на доколлизионной стадии, на этой стадии сменился поддвигом микроконтинента под Б. Кавказ.

Одновременное существование разных полей тектонических напряжений в пределах региона обусловило синхронное формирование различных складчатых и разрывных структур в отдельных его сегментах [2]. Наряду со складчатостью на позднекайнозойском этапе продолжалась дальнейшая сегментация мегантиклинория Б. Кавказа и ЧЗ микроплиты. Последняя раздробилась Пшехско-Адлерским и Самурским разломами, очевидно имеющими продолжение в пределах микроплиты, на более мелкие плиты второго порядка – наноплиты. В соответствии с Б. Кавказом в пределах ЧЗ микроплиты, выделяются: Северо-Западная (СЗ), Центральная (Ц.), Восточная (В.) и Юго-Восточная (ЮВ) наноплиты (см схему). Кинематика движения этих плит предопределила геодинамическую обстановку на коллизионной стадии в рассматриваемом регионе. СЗ плита в течение этого времени оставалась относительно неподвижной, только испытывала слабое противочасовое вращение. Ц. плита характеризовалась поступательно-вращательными перемещениями в северном направлении в связи с ее косым сжатием. Ротация происходила против движения часовой стрелки на 15–20°. Поэтому восточ-

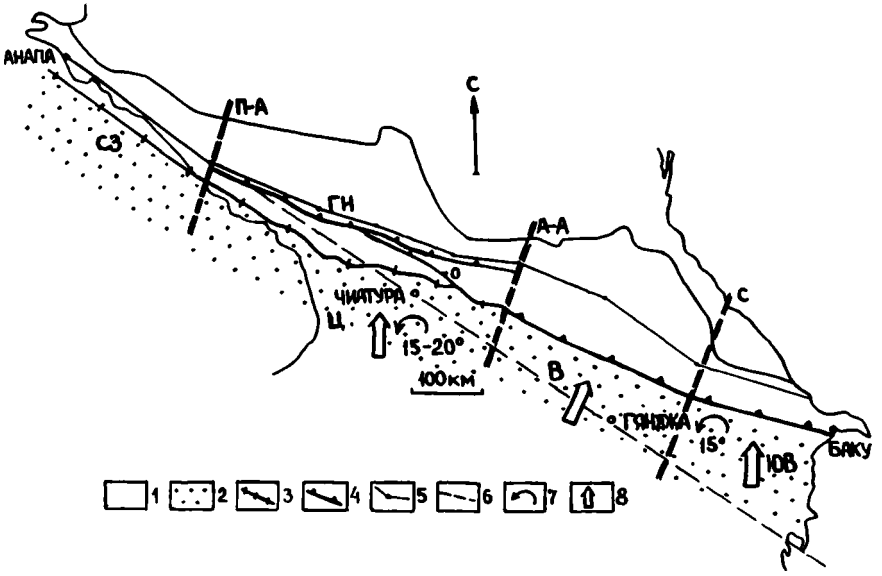


Схема позднекайнозойской геодинамики Большого Кавказа и приграничного Закавказья

1 – мегантиклинорий Б. Кавказа; 2 – Черноморско-Закавказский микроконтинент; 3 – краевой разлом мегантиклинория, по которому происходит придвиг микроконтинента и сжатие Западного сегмента; 4 – краевой разлом мегантиклинория, по которому происходит придвиг микроконтинента и сжатие Восточного сегмента; 5 – современная ось мегантиклинория; 6 – предкайнозойская ось мегантиклинория; 7 – направление движения и углы вращения плит; 8 – направление движения плит

Разрывные нарушения: П-А – Пшехско-Адлерский, А-А – Асса-Арагвинский, С – Самурский, О – Орхевский, ГН – Главный надвиг. Бергштрихи обращены в сторону падения разломов. Наноплиты: СЗ – Северо-Западная, Ц – Центральная, В – Восточная, ЮВ – Юго-Восточная

ная часть Ц. Кавказа продвигалась на север на большем расстоянии, чем западная. При этом Гагрско-Джавская зона по Орхевскому разлому пододвигалась под Местийско-Тианетскую зону, а также под Чхалтинско-Лайлинскую зону. В свою очередь, эта зона и Казбегско-Лагодехская зона по Главному надвигу была пододвинута под зону Главного хребта. Особенно четко этот поддвиг выражен в Дарьяльском ущелье. Тангенциальное сжатие, возникшее при поддвиге, вызывало протрузивное выжимание в холодном состоянии палеозойских Дарьяльского и Гвелетского гранитоидных массивов вверх в перекрывающие их нижнеюрские глинистые отложения [5].

В. плита продвигалась в северо-восточном направлении и пододвигалась под В. Кавказ. Тангенциальное сжатие, возникающее при поддвиге, переда-

валось мегантиклинорию, в результате чего В. Кавказ, двигаясь вдоль ограничивающих его Асса-Арагвинского и Самурского разломов, перемещался в северо-восточном направлении, где происходило вдвигание в Терско-Каспийский прогиб [6]. Амплитуда перемещения по отношению к западной части Ц. Кавказа составляет 65 км, а по сравнению с его восточной половиной – 35 км. ЮВ плита поддвигалась под мегантиклинорий и в процессе поступательного движения испытывала горизонтальное вращение против движения часовой стрелки на 15°. В результате ЮВ Кавказ перемещался почти в северном направлении. Субмеридиональное повторное сжатие вызвало в регионе преобразование ранних складчатых структур северо-западного простирания и образование интерференционной складчатости [7].

В результате различной кинематики движения плит ось мегантиклинория Б. Кавказа оказалась деформированной. Она при общем северо-западном простирании не отличается прямолинейностью и по-разному ориентирована на отдельных участках (см.схему). Поэтому ось мегантиклинория в Западном сегменте образует плавный изгиб и от северо-западного простирания постепенно приобретает субширотное направление. В пределах Восточного сегмента она также слабо изогнута, но в противоположном направлении.

Поскольку на коллизионном этапе развития Б. Кавказа направление оси мегантиклинория в его северо-западной части по отношению к первоначальной доколлизионной ориентировке оставалось почти неизменным, можно предположить, что такое простирание соответствует ее первоначальной ориентировке. Если продлить ось прямолинейно в юго-восточном направлении, тогда она пройдет через города Чиатура и Гянджи (бывший Кировабад) и выйдет в конце Куринской косы в Каспийском море. В этом случае современная ось мегантиклинория будет удалена в северо-восточном направлении от ее первоначальной ориентировки в пределах Ц. Кавказа на 25–115 км, а в пределах В. Кавказа – на 130–135 км. Средняя скорость перемещений этих сегментов на позднекайнозойском этапе развития региона составляет 11–12 мм/год.

Таким образом, позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья отражает преобразование и разрушение раннеальпийской структуры региона. В это время происходили формирование поперечных сегментов мегантиклинория и их автономная деформация, которая продолжается и в современную эпоху.

Литература

1. *Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В.* Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–40.

2. *Гиоргобиани Т.В.* Парагенезы коллизионных структур Кавказа //Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 39–41.

3. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.* О природе Асса-Арагвинского линеамента //Сообщ. АН ГССР. 1982. Т. 107, №1. С. 85–88.

4. *Паталаха Е.И.* Явление придвига в разломной тектонике //ДАН СССР. 1976. Т.228, № 5. С. 1175–1178.

5. *Гиоргобиани Т.В.* О протрузивной форме дарьяльских гранитоидных массивов //Материалы Юбил.науч. сессии, посвящ. 90-летию проф. Г.М. Заридзе. Тбилиси, 1998. С.13–15.

6. *Соборнов К.О.* Структурная сегментация Восточно-Кавказского пояса надвигов // Геотектоника. 1996. № 5. С.76–78.

7. *Григорьянц В.В.* Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа // Геотектоника. 1996. 1968. № 4. С. 128–136.

Т.В.Гиоргобиани[1]

Шолевая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья

Вдоль южного края мегантиклинория Большого Кавказа часто наблюдаются коленообразные в плане изгибы складчатой структуры и зоны его сочленения с Черноморско-Закавказским срединным массивом [1]. Эти поперечные горизонтальные флексуры развиты в западной части Большого Кавказа, где они своими субмеридиональными секущими направлениями хорошо выделяются на фоне общекавказского северо-западного простирания структур (рис. 1).

Вопрос о происхождении этих поперечных структур в пределах Северо-Западного Кавказа рассматривался нами ранее [1]. По нашему мнению, их возникновение обусловлено внедрением в складчатую структуру южного склона Большого Кавказа узких блоков Черноморско-Закавказского срединного массива, происшедшего на коллизионном этапе (поздний миоцен – антропоген) развития региона. Вдвигание мелких линейновытянутых блоков срединного массива в морфоструктуру мегантиклинория Большого Кавказа и их смещение относительно друг друга вызывали поперечный изгиб его краевой зоны и южной границы.

Такие мелкие блоки, развитые в пределах срединных массивов (микроконтинентов) называют шолями [2,3]. В рассматриваемом регионе, с запада на восток, выделяются следующие шоли: Геленджикская, Туапсинская, Сочинская, Гудаутская, Сухумская, Ксанская, Жинвальская и Иорская (см. рис. 1).

Черноморско-Закавказская плита расчленена на шоли субмеридионального направления, имеющие форму параллелограммов, ширина которых составляет 30–70 км. Они ступенчато опускаются вдоль границы мегантик

[1] Геологический институт АН Грузии, Тбилиси, Грузия

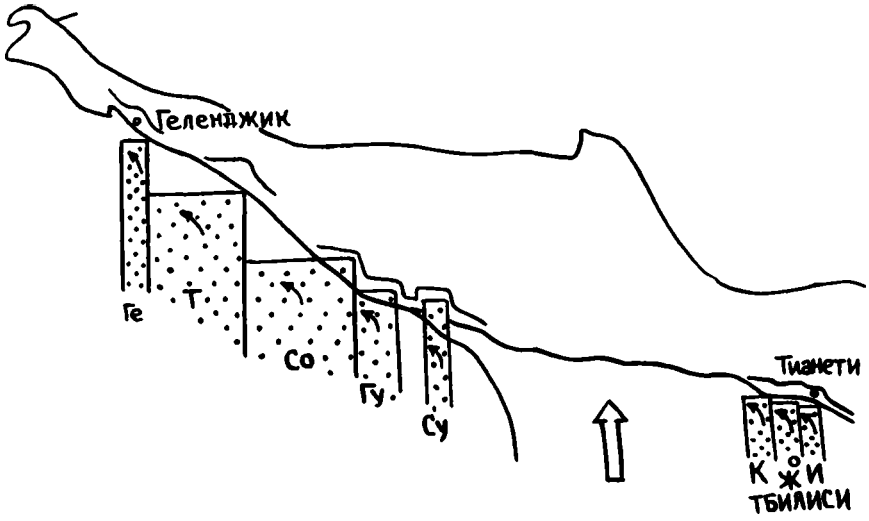


Рис. 1. Схема расположения шолей в пределах Черноморско-Закавказского срединного массива

Шоли: Ге – Геленджикская, Т – Туапсинская, Со – Сочинская, Гу – Гудаутская, Су – Сухумская, К – Ксанская, Ж – Жинвальская, И – Иорская. Над шолями показаны коленообразные изгибы складчатой структуры мегантиклинория Большого Кавказа.

⇑ - направление главного горизонтального сжатия; ↑ - направление движения и вращения полей

линория и срединного массива с запада на восток. Амплитуды перемещений колеблются в пределах от первых километров до более 10 км. Шоли по бокам ограничены субмеридиональными крутопадающими сбросо-сдвигами, а торцовые стороны их представлены отрезками разлома, разграничивающего мегантиклинорий и срединный массив и имеющего в общем северо-западное простирание. На участках внедрения шолей они имеют субширотные направления.

Образование шолей обусловлено интенсивным субмеридиональным сжатием срединного массива, вызывающим в нем возникновение параллельных направлению деформации трещин растяжения, выраженных в структуре сбросами. Они расчленяют срединный массив на отдельные мелкие блоки, северные перемещения которых приводят к формированию в нем кулисно-ступенчатых структур.

По характеру взаимоотношений шолевых структур с южным краем мегантиклинория Большого Кавказа выделяются два типа зон сочленения шолей, которые определяют кинематику их движения.

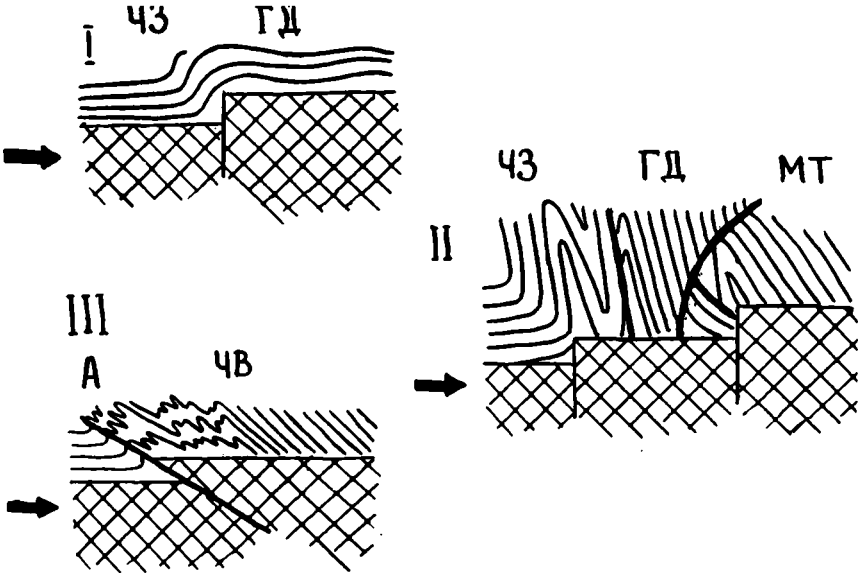


Рис. 2. Типы шолей по кинематике их движений

Пояснения см. в тексте. Тектонические зоны: А – Абхазская, ЧВ – Чвежепсинская, ГД – Гагрско-Джавская, МТ – Местийско-Тианетская. ЧЗ – Черноморско-Закавказский срединный массив

→ - направление сжатия

Первый тип, когда зона представлена крутопадающим разломом, по поверхности которого происходит прижимание шоля к границе мегантиклинория, и шоли вдвигаются в структуру подвижного пояса (рис. 2, I). Движения шолей и их внедрение в мегантиклинорий, кроме его поперечных изгибов, вызывают возникновение шологенных структур перед фронтом их перемещений. Таковыми являются интерференционные складчатые структуры, сформированные путем повторного субмеридионального сжатия ранней складчатости северо-западного простирания. Кроме того, это обусловливает образование новых складок субширотного направления, возникающих в результате субмеридионального сжатия до сих пор не деформированных или слабо деформированных участков мегантиклинория (пример – Туапсинская и Геленджикская шоли) [1].

Характер деформаций Большого Кавказа зависит от амплитуды перемещений шолей и интенсивности производимого при этом ими сжатия. Если они невелики, тогда внутри подвижной зоны возникает слабая пологая открытая складчатость, как, например, в случае Гудаутского шоля (см. рис. 2, I). Интенсивное сжатие, производимое некоторыми шолями, вызывает не

только сильную деформацию прилегающей к нему части складчатой зоны, но и надвигание последней на соседнюю тектоническую зону. Примером может служить Жинвальская шоль, которая вдвинута в складчатую структуру Гагро-Джавской зоны. Деформации последней хорошо видны в ущелье р. Аркала, в районе Военно-Грузинской дороги (см. рис. 2, II). Здесь отложения средней юры и трансгрессивно залегающие на них песчано-глинистые толщи эоцена и олигоцена сорваны со своего основания и совместно интенсивно дислоцированы в складки с острыми стреловидными замками и вертикальными осевыми плоскостями. Складки настолько сильно сжаты, что их крылья приведены в почти параллельное субвертикальное положение.

Кроме того, в результате интенсивного сжатия верхняя часть верхнего эоцена, представленная в Гагрско-Джавской зоне олистостромовым комплексом, надвинута по козырьковому разлому в обратном направлении с юга на север на мел-палеогеновую флишевую толщу Местийско-Тианетской зоны. Видимая минимальная амплитуда перекрытия здесь достигает 100 м.

Второй тип зоны сочленения представляет собой пологий (30–35°) разлом, по которому шоли пододвинуты под южную границу мегантиклинория Большого Кавказа (см. рис. 2, III). К этому типу относится Сочинская шоль, которая по пологому Воронцовскому нарушению пододвинута под Чвежепсинскую зону. В пределах чехла последней слагающие его отложения палеогена в общем образуют слабо наклоненную на север моноклиналь. В прилегающей к надвигу зоне эта структура осложнена наложенными друг на друга лежачими и опрокинутыми на юг мелкими складками. Южная часть Чвежепсинской зоны перекрывает структуры Абхазской зоны, величина перекрытия составляет 3 км (см. рис. 2, III).

Существование шолей и большие амплитуды их горизонтальных перемещений свидетельствуют о тектонической расслоенности [4] земной коры Кавказа. Морфология зон сопряжения шолей со складчатой структурой мегантиклинория указывает на горизонтальное вращение против движения часовой стрелки шолей в порцессе их поступательного движения, происходящего в обстановке интенсивного косого сжатия. Такая кинематика шолей, в свою очередь, свидетельствует о дискретно-вращательном противочасовом движении в целом западной части Черноморско-Закавказского срединного массива.

Литература

1. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.* Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60с.

2. *Абрамович И.И., Груза В.В., Клушин И.Г.* и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 280 с.

3. *Абрамович И.И., Засеев В.Г.* Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 170–182.

4. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.

В. Г. Гитис[1], Б.В.Ермаков[2]

Информационные технологии комплексного анализа пространственно-временных геолого-геофизических данных

1. Концепция. Широкое распространение ГИС подготовило условия для создания обширных баз пространственно-временных данных с географической привязкой. Однако конечная цель пользователя состоит не только в получении данных как таковых, а в решении своих конкретных задач Для этого необходимо интегрировать базы данных с геоинформационной средой, которая может как поддерживать поиск и выбор релевантных данных, так и осуществлять их картографическое представление, обработку, комплексный анализ и извлечение знаний.

В докладе рассматриваются технология комплексного анализа пространственно-временных геоданных и среда информационного моделирования, включающая в себя системы Geo, GeoTime и GeoNet. Технология ориентирована на два типа запросов пользователя: ознакомление с геологическими свойствами Среды, комплексное исследование геологических свойств среды и решение практических задач прогноза.

Ознакомление со свойствами среды поддерживается средствами ординарной статистики на пространственно-временных растрах, набором операторов преобразования разнотипных геоданных в растровые признаки и средствами картографики, включающими построение карт сходства с прецедентом по набору признаков и построение карт по экспертным правилам, представленным в виде конструкций нечеткой логики.

Задачи комплексного исследования и прогноза пространственно-временных свойств геологической среды относятся к весьма сложным задачам геоинформатики. Сложность обусловлена отсутствием математических моделей связи многих геологических процессов и явлений со свойствами геологической среды, неполнотой информации и шумами в исходных данных. Высокая неопределенность приводит к следующей концептуальной схеме решения задач.

Имеются данные, знания и некоторое предположение о связи исследуемого свойства со свойствами геологической среды, сформулированное в виде причинно-следственной модели. Требуется в рамках модели найти формальное решение: зависимость исследуемого свойства от характеристик геологической среды и его картографическое представление. Решение не опровергает модель, если выполняются три условия:

---

[1] Институт проблем передачи информации (ИППИ) РАН, Москва, Россия

[2] ВНИИГеофизика, Москва, Россия

– *совместимость*: результат не опровергается на имеющихся данных;

– *значимость*: критерий качества решения значимо показывает на наличие причинно-следственной связи;

– *интерпретируемость*: результат может быть объяснен и обоснован с помощью имеющихся знаний и данных.

2. Технология. Процесс решения задач прогноза является итеративным. При решении пользователь, как правило, должен многократно выполнять обработку и анализ данных, проверять ряд альтернативных гипотез и оценивать результаты с точки зрения возможности построения их геолого-геофизической интерпретации. По мере накопления новых данных версии решения модифицируются и уточняются. Процесс решения задач содержит шесть основных операций.

1. Формализация задачи:

– определение способа представления исследуемого свойства (объекта) скалярной величиной и способа описания свойства набором признаков;

– формулировка причинно-следственной модели исследуемого явления;

– формализация модели в виде картографической схемы и/или в виде множества логических высказываний.

2. Формализация информационного пространства задачи:

– выбор и структурирование исходных данных;

– представление геологических структур, каталогов точек, растров и временных рядов с координатной привязкой в векторном, табличном и в растровом форматах;

– формирование выборок прецедентов;

– выбор методов преобразования данных в признаки, более адекватно описывающие исследуемое свойство;

– представление знаний эксперта о зависимости изучаемого свойства от признаков в виде системы ограничений на область оцениваемых параметров.

3. Предварительная обработка:

– интерполяция векторных и точечных данных, первичная обработка временных рядов; – формирование подкаталогов событий, композиция растровых полей.

4. Генерирование системы признаков:

– создание двухмерных растров линейных объектов;

– создание двух- и трехмерных растров точечных объектов;

– фильтрация двух- и трехмерных растровых полей;

– выполнение алгебраических и логических преобразований над несколькими растровыми полями.

5. Порождение решения:

– вывод зависимости исследуемого свойства от растровых признаков (прогнозирующая функция);

– отбор наиболее информативных растровых признаков;

– построение карт прогноза и оценки точности решения.

6. Анализ и аргументация решения:

– анализ ошибок на контрольной выборке прецедентов;

– проверка непротиворечивости решения и причинно-следственной модели с помощью картографического и статистического анализа;

– анализ и обоснование решения по прецедентам;

– построение логических объяснений и обоснований.

3. Пространственный прогноз. Пространственный прогноз по геологическим данным обычно производится в два этапа:

Обучение: нахождение зависимости прогноза от свойств геологической среды.

Экстраполяция: вычисление зависимости во всех точках изучаемого региона.

Исследование пространственных свойств геологической среды и решение задач пространственного прогноза поддерживается системой GEO 2.5. Система применялась для построения прогнозных карт M_{max} землетрясений и для прогноза рудных и нефтегазовых полезных ископаемых

4. Пространственно-временной прогноз (анализ предвестников землетрясений). Прогноз землетрясений обычно основан на анализе каталогов землетрясений и временных рядов геофизических, гидрогеологических, геохимических и геодезических измерений. Технология пространственно-временного прогноза в инструментальной среде GeoTime основана на анализе динамических полей, заданных на трехмерном растре с двумя пространственными и временной координатами. Динамические поля вычисляются по каталогам землетрясений и по временным рядам. Среда GeoTime обслуживает два направления исследований:

– выдвижение гипотез по предвестникам землетрясений;

– обнаружение аномалий и оценивание их значимости.

Система GeoTime применялась для ретроспективного прогноза землетрясений и передана для совместных исследований в ГСБ КНР.

5. Сетевая геоинформационная система GeoNet 2.01. Процесс построения информационного общества характеризуется увеличением потоков пространственно-временной информации с географической привязкой. Это требует объединения геоинформационных и коммуникационных технологий. Разработан подход и создан прототип сетевой технологии информационного моделирования пространственно-временных свойств геологической среды GeoNet. Клиентская часть системы GeoNet реализована на языке Java и доступна по адресам http://www.iitp.ru/projects/geo и по адресу http://ta-www.jrc.it/gitis/index.html. Апплет поддерживает следующие функции:

1) картографическое представление растровых, векторных и точечных данных (композиция и представление карт из нескольких растровых, векторных и точечных слоев, изменение размеров карты, измерение значений растровых слоев, построение разрезов, построение карт сходства);

2) преобразование данных (выполнение произвольных алгебраических и логических операций над набором растров, моделирование освещения, формирование учебных выборок);

3) правдоподобный вывод прогнозных карт по комплексу растровых слоев (метод сходства с выборкой прецедентов, метод сходства по экспертным высказываниям в конструкциях нечеткой логики, метод функций принадлежности, метод непараметрической регрессии).

6.Заключение.

1. Для комплексного анализа пространственно-временных геоданных целесообразно использовать проблемно-ориентированную информационную среду.

2. Информационная среда должна обеспечивать решение следующих задач:

– хранение, поиск и извлечение геоданных;

– картографический анализ пространственно-временных данных;

– комплексный анализ и обработку растровых, векторных, точечных данных и временных рядов с картографической привязкой;

– выполнение правдоподобных рассуждений (порождение и проверка гипотез, аргументация решения) на пространственно-временных объектах;

– создание информационных моделей пространственно-временных объектов.

Системы Geo, GeoTime и GeoNet являются эффективным инструментом для комплексного анализа пространственно-временных геоданных и решения задач геолого-геофизического прогноза.

Д.П.Гладкочуб, А.М.Мазукабзов, Ю.В.Меньшагин[1]

Раннедокембрийские офиолиты в структуре Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы

Выделение офиолитов в структуре древних метаморфических комплексов в значительной степени осложнено существенной тектонической раздробленностью фрагментов базит-ультрабазитовой ассоциации, их последующим (и нередко неоднократным) высокотемпературным метаморфизмом, а также интенсивной гранитизацией тектонических пакетов. В то же время, целый ряд предпосылок позволяет предполагать, что некоторые ба-

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

зит-гипербазитовые ассоциации, развитые в краевых частях раннедокембрийских кратонов, могут представлять собой фрагменты коры океанического типа. Так, в западной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы достаточно широко представлены образования базит-ультрабазитовой ассоциации, включающей метаперидотиты, метапироксениты, метагаббро и метабазальты (амфиболиты). В отдельных фрагментах наблюдаются постепенные переходы от ультрабазитов к базитам. Метаморфизм базитов и ультрабазитов соответствует Р–Т-условиям амфиболитовой фации; кроме этого, среди метабазитов обнаружены реликты эклогитов [1].

В силу ограниченности применения геологических критериев для решения вопросов о генетической принадлежности базит-ультрабазитовой ассоциации использовались данные геохимического изучения рассматриваемых пород. Для метаперидотитов характерна значительная степень деплетированности в отношении крупноионных литофильных (LIL) и высокозарядных (HFS) элементов, V-образный тренд распределения REE и крайне низкий уровень содержаний лантаноидов, т.е. геохимические особенности, наиболее типичные для ультрабазитовых образований офиолитовых комплексов. По особенностям состава исследованные метапироксениты отвечают ультрабазитам переходного комплекса офиолитовой ассоциации. Данные породы представляют собой низкотитанистые, низкоглиноземистые образования нормальной щелочности. По комплексу геохимических характеристик метапироксениты наиболее близки к ультрабазитам Срединно-Атлантического хребта и пироксенитам габброидного комплекса офиолитов Семейл (Оман) [2].

Базитовая составляющая базит-ультрабазитовой ассоциации в пределах Булунского блока Шарыжалгайского выступа представлена двумя петрогеохимическими разновидностями (типами) метаморфизованных габброидов и диабазов. К первому типу метабазитов относятся безгранатовые амфиболиты, второй тип объединяет гранатсодержащие разности амфиболитов и имеет, по сравнению с первым, значительно более широкое региональное распространение.

Безгранатовые амфиболиты представляют собой продукт метаморфизма низко глиноземистых, умеренно титанистых, высоко магнезиальных базитов толеитовой специфики. В них отмечены высокие концентрации совместимых (Cr, Co, Ni, Sc) элементов, при низких содержаниях несовместимых LILE, HFSE и REE, что свидетельствует о деплетированной природе родоначального магматического источника. Значения величин индикаторных геохимических отношений рассчитанные для безгранатовых амфиболитов: Ti/Zr=94–122; Ti/V=20–23; V/Sc=4,17–4,57; Zr/Sc=0.87–0,89 полностью сопоставимы со значениями этих параметров в MORB. Характер отношения стабильных REE $(La/Sm)n=0,74\pm0,04$; $(La/Yb)n=1,21+0,19$; $(Sm/Yb)n=$ $=1,65+0,21$ также близок к «нормальным» базальтам срединно-океанических хребтов. Тренды нормированных по хондриту содержаний REE в безгранатовых метабазитах имеют субгоризонтальный характер и не более чем деся-

тикратно превышают хондритовые нормы. Комплекс полученных геохимических характеристик позволяет рассматривать безгранатовые метабазиты в качестве метаморфизованных производных деплетированного базитового источника близкого к N-типу MORB.

Существенной геохимической особенностью гранатовых амфиболитов является их относительная обогащенность стабильными высокозарядными элементами (Zr, Nb, Y) и REE. Для гранатовых амфиболитов характерны более высокие, по сравнению с типичными N-MORB, величины индикаторных отношений: $(La/Sm)n=1,45\pm0,15$; $(La/Yb)n=1,37\pm0,25$. Субгоризонтальные, недифференцированные тренды нормализованных содержаний REE в метабазальтах второго типа соответствуют уровню 10–20 хондритовых норм. Совокупность имеющихся геохимических критериев позволяет предполагать, что гранатовые амфиболиты представляют собой продукт метаморфического преобразования базальтов близких к T-типу MORB.

Проведенные исследования позволяют обосновать следующие выводы.

1. Фрагменты метаморфизованной базит-ультрабазитовой ассоциации западной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы, нередко рассматриваемые в качестве образований зеленокаменного пояса [3], по комплексу геологических и петролого-геохимических критериев могут быть отнесены к офиолитам. Присутствие среди метабазитовых разностей эклогитов также косвенно может свидетельствовать в пользу отнесения исследованной базит-ультрабазитовой ассоциации к древней океанической коре, претерпевшей высокобарический метаморфизм в пределах палеосубдукционной зоны.

2. Исходя из геологических обоснований дорифейского возраста метаморфических и магматических образований Шарыжалгайского выступа [4], а также геохронологических данных о возрастном интервале основных тектонометаморфических событий 1800–2000 млн. лет [5], можно предполагать, что реликты базит-ультрабазитовой ассоциации таргазойского офиолитового комплекса Шарыжалгайского выступа представляют собой фрагменты карельского палеоокеана, граничащего в палеопротерозое с древним Ангарским кратоном.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-65105) и Президиума Сибирского отделения РАН.

Литература

1. *Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V.* High-pressure metamorphism of the Precambrian ophiolites of the Sharyzhalgai massif (Siberia, Russia) // International Ophiolite Symposium: Abstract supplement, Oulu. Geological Survey of Finland. 1998. Special Paper. Vol.26. P.55.

2. Магматические горные породы. Т.5: Ультраосновные породы. М.:Наука, 1988. 508 с.

3. *Сезько А.И.* Корреляция метаморфических, магматических и тектонических процессов в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, С. 60-72.

4. *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
5. *Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L.* // J. Geol.. 1991. Vol.99, №6. P.851–861.

В.А.Глебовицкий[1]

Коллизионные орогены архея и палеопротерозоя и эволюция их метаморфизма

Анализ геолого-геохронологических данных, главным образом по Лавразии, позволил выделить две раннедокембрийские глобальные системы коллизинонных орогенов с возрастом 2.7 и 1.9 млрд лет, знаменующих собой формирование позднеархейского и палеопротерозойского суперконтинентов [1]. Каждому этапу коллизии (но не в каждой коллизионной структуре) предшествует период развития структуры как аккреционного орогена, что прослеживается на Канадском, Балтийском и Алданском щитах [2]. Так, в центральной части последнего образованию гигантских надвигов 1.95 млрд лет назад предшествовал рост новой континентальной коры (2.3 млрд лет) [3].

Одним из показательных примеров коллизионных орогенов являются Беломорский и Лапландский пояс на Балтийском щите. Их геологическое и изотопно-геохронологическое исследование позволили установить основные этапы эволюции: а) субдукция "океанической" коры под континентальную, формирование островной дуги (Керетский пояс) и раннего тоналитового комплекса (2.80–2.86 млрд лет); б) формирование позднего тоналитового комплекса, приведшего к приращению новой континентальной коры (2.74 млрд лет); в) проявление высокоградного (гранулитового) метаморфизма на окраине континента (2.72 млрд лет); г) коллизия и сопровождающий высокобарический метаморфизм (2.65–2.70 млрд лет); д) рифтогенез с формированием базит-гипербазитовых и гранитоидных комплексов (2.45–2.00 млрд лет); е) свекофеннская коллизия типа "континент-континент" и проявление высокобарного метаморфизма (1.95–1.90 млрд лет).

По разрезу через активную окраину архейского континента получены первые результаты по Sm-Nd систематике как изверженных, так и метаосадочных пород, которые позволили проследить последовательное наращивание континентальной коры в интервале времени 2.8–2.75 млрд лет [1, 4, 5].

Одной из характерных особенностей коллизилнных орогенов такого типа (пояса Пиквитоний и Капускасинг на Канадском щите [2], Притимптонский

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

[3] и Становой на Алданском щите, Беломорский и Лапландский [1] на Балтийском щите) является проявление высокобарического метаморфизма в высокоградных породах (в частности, в гранулитах) [6, 7].

Особо детально в этом смысле исследованы Беломорский и Лапландский пояса. В первом из них полная последовательность метаморфических эпизодов хорошо продатирована. К наиболее ранним событиям относится низко и умеренно барический метаморфизм островодужных серий, связанный с моментом субдукции (2.85 млрд лет). Он достигал условий гранулитовой фации. Метаморфизм, проявившийся 2.72 млрд лет назад вдоль юго-западной окраины Беломорского пояса и завершивший период формирование новой континентальной коры, характеризовался умеренными давлениями (около 6 кбар) при температурах 800–850°С обнаруживает отчетливую связь со становлением плутонической эндербит-чарнокитовой ассоциации, которая и стимулировала появление положительных термических аномалий. Эти гранулиты во всех случаях попадают в зоны сильной тектонической и метаморфической переработки в высокобарических условиях (до 10–14 кбар) при постепенном охлаждении до 600-650°С [6, 7]. Таким образом, выводится тренд развития "против часовой стрелки".

Следующим событием является метаморфизм, связанный с эпохой рифтогенеза. В силу того, что все структуры такого рода интенсивно перерабатываются в период палеопротерозойской коллизии, идентифицировать это событие бывает крайне трудно. Но все же в отдельных местах это возможно, в частности, в том случае, если удается найти верхнее возрастное ограничение. В Кандалакшско-Колвицкой зоне, например, непосредственно после внедрения расслоенных габбро-анортозитовых плутонов (2.46 млрд лет) они подвергаются интенсивному рассланцеванию в первично субгоризонтальных зонах сдвиговых деформаций. Данные термо- и барометрии показывают, что весь комплекс пород испытывает изобарическое охлаждение, еще находясь на больших глубинах, так как давление достигает 10–12 кбар при температурах, меняющихся от 900 до 700°С [8]. Завершился этот процесс формированием зон амфиболитизации, в которых происходит возрастание концентрации Zr на порядок и кристаллизуется новый циркон с возрастом 2.43 млрд лет.

Последующая коллизия приводит к формированию гигантских покровов, сложенных в частности, умеренно барическими гранулитами, которые в зонах надвигов подвергаются интенсивной свиговой деформации и рассланцеванию, а одновременно и высокобарическому метаморфизму (до 9–10 кбар). Иными словами, в этом случае наблюдается P–T-эволюция "против часовой стрелки", что вообще характерно для периода коллизии.

Другой характерной особенностью коллизионных орогенов является формирование инвертированной метаморфической зональности [9]. Для сравнения приведем данные аккреционных орогенов, когда явления колли-

зии проявлены, но не сыграли решающей роли в формировании их структуры. В Свекофеннском орогене на основании петрологических и изотопно-геохронологических исследований произведена точная периодизация эндогенных процессов; идентифицирована шовная (Раахе-Ладожская) зона, разделяющая Карельский архейский кратон и Свекофеннскую зону генерации раннепротерозойской коры; прослежена эволюция магматизма, ответственного за генерацию новой континентальной коры; подробно исследованы процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, завершившиеся формированием коровых магматических очагов. При этом установлено, что во внутренних частях орогена развитие метаморфизма идет "по часовой стрелке", а в зонах крупных надвигов по периферии происходит примерно изобарическое охлаждение. Первые данные по Sm-Nd систематике изверженных пород [10] позволяют проследить эволюцию новой континентальной коры.

Литература

1. *Glebovitsky V.A.* Early Precambrian of Russia: Review of investigations and new interpretation. Gordon & Breach Publisher. 1997.

2. *Глебовицкий В.А.* Корреляция и геодинамическая интерпретация главнейших событий в архейских и раннепротерозойских структурах Лавразии // Геология и геофизика. 1996, №1.

3. *Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А.* Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т.3. № 1. С. 99–110.

4. *Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В.,Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. №1.

5. *Miller Yu.V., Glebovitsky V.A., Bogdanova S.V., Skold T., Lvov A.B., Myskova T.A.* The Belomorian Allochthon, Baltic shield: Late Archaean Evolution. Precambrian Research. 1998. Elseivire, Amsterdam (in press).

6. *Глебовицкий В.А., Седова И.С., Вапник Е.А., Семенов А.П.* Значение флюидных включений и состава флюида для интерпретации эволюции полиметаморфических комплексов, Тупая губа, Ковдозера // Геохимия. 1993. №2.

7. *Седова И.С., Глебовицкий В.А., Семенов А.П.* Эволюция высокотемпературного и высокобарического метаморфизма позднеребольского периода на примере участка Тупой Губы, Западное Беломорье // Петрология. 1996 Т.4, № 3

8. *Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В.* Реакционные структуры и P–T-режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Зап. Всерос. минерал. общ-ва. 1997. Т.126, №2. С. 1–22.

9. *Глебовицкий В.А.* Физико-химические и геолологические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. №2.

10. *Baltybayev Sh.K., Glebovitsky V.A., Sedova I.S., Kovach V.P., Shuldiner V.I., Kozyreva I.V.* Tectonic evolution and deep structure of the svecofennian accretional orogen (se finland and north ladoga region) // Tectonophysics 1999 (in press).

М.З.Глуховский, В.М.Моралев[1]

Эволюция тектонических условий проявления анортозитового магматизма Алданского щита

Полученные недавно новые данные позволяют значительно уточнить сложившиеся представления об анортозитовом магматизме Алданского щита, поскольку свидетельствуют о существовании здесь трех разновозрастных комплексов: ранне- и позднеархейских, а также раннепротерозойских. Проведенный нами сравнительный анализ геологического положения полихронных анортозитов и связанных с ними пород, а также их петрогеохимических характеристик позволил выявить некоторые тенденции, отображающие важные черты эволюции тектонических условий проявления анортозитового магматизма, неплохо согласующиеся с нуклеарной концепцией формирования древнейшей континентальной литосферы в режиме плюм-тектоники [1].

Раннеархейские анортозиты (3,4 млрд лет) [2], встречаются редко, залегают в гранулитовых комплексах архея и структурно связаны с эндербитовыми куполами [3]. Они ассоциируют с метабазитами, слагая пластообразные и секущие тела мощностью до 300 м. Геологические соотношения с другими комплексами эндербитовых куполов показывают, что древнейшие анортозиты внедрялись после этапа наиболее раннего гранитообразования (низкокалиевые эндербиты с меланократовыми включениями реликтов базитовой протокоры – 3,5–3,6 млрд лет) и перед заключительным этапом формирования эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов (3,3–3,2 млрд лет), завершившим становление эндербитовых куполов [3]. Эти гранитоиды, равно как метаосадочные и метавулканогенные породы окаймления эндербитовых куполов, входят в состав супракрустального комплекса. Эндербитовые купола рассматриваются как производные структурные формы отдельных мантийных струй, на которые разделялись крупные мантийные плюмы, формировавшие многокупольные сиалические ядра – нуклеары.

Позднеархейские анортозиты известны в составе стратифицированных интрузий габброидов, слагая не более 10% их объема [2]. Эти небольшие массивы приурочены к дуговым тектоническим швам, входящим в систему Алдано-Станового нуклеара (частью которого является Алданский щит). В пределах последнего выделяются и крупные гранито-гнейсовые сложные купола – овалы. К таким овалам длительного (архей – ранний протерозой) развития относятся Чарский (200 x 140 км) на западе щита и Маймаканский (190 x 335 км) на его востоке. Дуговые швы, конформные внешней части

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

нуклеара и гранито-гнейсовым овалам, контролируют размещение позднеархейских зеленокаменных поясов (3,1–2,9 млрд лет) [1].

Раннепротерозойские автономные анортозиты слагают один из крупнейших в мире Каларский массив и массивы Джугджурской группы. Структурный контроль этих массивов осуществляется Становым разломом и его ветвями. Очевидно также, что массивы автономных анортозитов сосредочены в двух тектонических узлах, где Становой разлом по касательной сопрягается с расположенными к северу от него гранито-гнейсовыми овалами – Чарским (Каларский массив) и Маймаканским (Джугджурская группа массивов).

По геологическим и геофизическим данным [4,5] Каларский массив имеет форму пластины протяженностью 200 км, шириной до 80 км и мощностью до 8–10 км, которая плавно погружается в северном направлении, в сторону центральной части Чарского овала.

Сравнительный анализ петрогеохимических характеристик анортозитов, включающих данные о содержаниях и распределении РЗЭ и корреляции содержаний Sr и Yb, Eu и Nd, Zr и Y и др. [3] показывает, что раннеархейские анортозиты и связанные с ними метабазиты являются производными основной магмы, очаги которой локализовались в центрах зарождения эндербитовых куполов. Эта ассоциация пород формировалась на фоне часто меняющихся условий сжатия и растяжения, типичных для эволюции эндербитовых куполов, когда создавались обстановки относительного динамического равновесия, определявшие возможность дифференциации родоначальной магмы [3].

Можно полагать, что формирование раннеархейских анортозитов происходило параллельно с ростом куполов на ранних этапах становления первой эмбриональной континентальной коры в эпоху господства плюм-тектонического режима. Образование позднеархейских анортозитов в составе стратифицированных интрузивов габброидов, локализованных в зонах сублинейных разломов, можно связывать с заключительными этапами эпохи плюм-тектонического режима, которые характеризовались длительным формированием зеленокаменных поясов и сопряженных с ними гранитогнейсовых куполов и овалов. Именно тогда в приэкваториальном поясе мантийных плюмов [6] ,по всей видимости, началась аккреция сиалических ядер в крупную континентальную массу докембрийского суперконтинента. Раннепротерозойские анортозиты формировались в эпоху глобальных процессов термотектогенеза [5] в условиях существования уже достаточно мощной и жесткой континентальной коры. Последняя была отделена от литосферной мантии разделом, отвечающим протоастеносферному слою, который вмещает очаги магмы, соответствующей среднему составу нижней континентальной коры – т.е. кварцево-диоритовому.

Эта магма по механизму фильтр-прессинга могла разделяться на кумулятивную анортозитовую “кашу” и гранитный расплав. Первая в результате

пластического течения в горизонтальном слое, осуществляемого в результате превышения критического градиента температур [7], выдвигалась из внутренних частей нуклеаров в верхние горизонты литосферы их внешних зон. Гранитные же расплавы интрудировали в кору, маркируя, тем самым, ход движения глубинного пластичного слоя.

Эта модель формирования тектонически разобщенных комплементарных комплексов, разработанная на примере Алданского щита [5], позволяет выделить в его пределах три центра генерации магм, родоначальных для анортозитов и гранитов типа рапакиви: Чарский, Маймаканский и Центрально-Алданский.

Проведенный ранее анализ пространственного размещения массивов анортозитов в глобальной системе нуклеаров [5] может свидетельствовать о том, что сиалические ядра докембрийского суперконтинента к концу архея выступали в качестве более или менее изометричных террейнов с достаточно зрелой и мощной континентальной корой. В одних случаях эти террейны находились в тесном коллизионном соприкосновении друг с другом, в других – разделялись существенно мафическими или эндербит-базитовыми межнуклеарными комплексами. По этой причине большинство поясов с автономными анортозитами, ассоциирующими с высокометаморфизованными комплексами, располагаются в краевых частях нуклеаров (террейнов) и реже внутри них в зонах дуговых сдвиго-надвиговых зон разломов.

По всей видимости пояса высокобарического метаморфизма с анортозитами (типа Джугджуро-Станового) можно отнести к своеобразным зонам коллизии, в которых осуществлялся вывод на высокие уровни литосферы больших масс кумулятивных анортозитовых расплавов и ассоциирующих с ними пород. Таким образом, различия геологических условий залегания разновозрастных анортозитов Алданского щита и специфика их петрогеохимических характеристик отражают закономерный ход тектонической эволюции анортозитового магматизма, протекавшего сначала в условиях тектоники плюмов ранней Земли, а затем в режиме перехода от тектоники плюмов к тектонике литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65083.

Литература

1. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.

2. *Березкин В.И., Смелов А.П.* Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, №3. С.101–112.

3. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И.* Сравнительный анализ тектонической эволюции архейских эндербитовых куполов (на примере Алданского щита) // Геотектоника. 1998. №5. С.3–14.

4. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* и др. Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №4. С.130–133.

5. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. №3. С.69–81.

6. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С.3–15.

7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1994. 300 с.

В.М. Голубев[1]

Парадигма актуальной геодинамики

Установлена теснейшая связь геодинамики и тектогенеза с космодинамикой, в том числе неравномерностью вращения Земли и резонансными лунно-солнечными гравимагнитными воздействиями. Отдешифрированная на континентах и океанах регулярная сеть планетарной трещиноватости выступает геодинамической матрицей, олицетворяющей структуру фундаментального геодинамического поля, исходного для геофизических полей.

Осепланетарная симметрия и древность матрицы явствуют о непрестанных изменениях скорости вращения и полярного сжатия Земли и неизменном положении континентов.

Разгрузка георотационных напряжений в сети трещиноватости поясняет образование линейных и концентрических структур земной коры, механику и стадийность геосинклинального процесса. Он определяется волнообразным ходом деформаций в глобальных сдвиговых зонах между литосферными плитами при их попеременных поворотах. Направление сдвигов и типы разломов изменяются в соответствии с геодинамическими циклами, которые отражают изменения скорости вращения Земли. Они проходят на фоне пульсационного замедления вращения и гравитационного сжатия планеты.

Гравитационная дифференциация и ротационная сепарация земного вещества ответственна за расслоение, многоярусную мантийную конвекцию и симметрию Земли.

За асимметрию Земли и глобальную неоднородность литосферы ответственны лунно-солнечные резонансные гравимагнитные воздействия, которые привели к выделению главных антиподальных океаническо-континен-

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

тальных пар неоднородностей литосферы: тихоокеанско-африканской и антарктическо-арктической. Они проявились тихоокеанским и южным океаническими полушариями, сложившими единое океаническое полушарие, а полярная и экваториальная сплюснутость Земли выразилась критическими широтами и долготами. Крупнейшая тихоокеанская неоднородность зародилась вследствие встречного смещения ядер Земли и Луны при импульсной аккреции последней в афелии близкой тогда протолунной орбиты. Это придало Земле и Луне эксцентричность и резонансность вращения и связало их барицентром в двойную планету.

Полярная неоднородность Земли обусловлена уже усилением лунно-солнечных воздействий в перигелии земной орбиты, причем утяжеление и расширение Южного полушария вызвало его левый (по ходу вращения Земли) приэкваториальный сдвиг относительно Северного полушария при импульсном замедлении вращения планеты. Смещение ядра не есть особенность Земли и проступает в антиподальности и разных наклонениях других планет. Как и у них, космофизическая цикличность при рождении Земли отпечаталась в широком спектре – от минут до сотен миллионов лет – собственных колебаний земного ядра. Наследственные георитмы заложили чуткую реакцию Земли на вариации сродственных космофизических полей, резонанс с которыми побуждает к геодинамической активизации.

Циклические перемещения ядра сопровождаются покачиванием Земли относительно плоскости орбиты и сдвигом траекторий движения по земной поверхности линий соединений и противостояний Луны с Солнцем. Вместе с ними перемещаются гравимагнитные волны, которые, вероятно, генерируются между центрами масс космических тел при резонансах в их движении. Повторяющиеся вереницы волн выделили две антиподальные зоны в коре и мантии Земли, где возникают приливно-конвективные притоки и оттоки мантийного вещества. Там же разгружаются основные георотационные напряжения, делая эти зоны глобальными сейсмическими поясами.

Совмещение центральных линий солнечных и лунных затмений с линиями геодинамической матрицы, а критических точек затмений – с узлами матрицы и эпицентрами землетрясений легло в основу гравиротационного механизма землетрясений и их долгосрочного прогнозирования. Антиподальные океанический и континентальный деформационные пояса выражены системами срединно-океанических и окраинно-материковых хребтов.

Пояса в целом разделяют главные литосферные неоднородности на семь основных литосферных плит: Северо-Американскую (вместе с Хуан-де-Фука), Южно-Американскую (вместе с Кокос, Карибской и Наска), Евразиатскую (вместе с Индийской), Африканскую (вместе с Аравийской), Австралийскую, Тихоокеанскую (вместе с Филиппинской) и Антарктическую. Их центральные и краевые части представлены континентальными и океаническими платформами, разделенными внутриплитными подвижными поясами. Взаимопеременные повороты плит и платформ согласно с геодинами-

ческими циклами сказываются в тектономагматической активности переходных зон между континентами и океанами и в изостатических движениях платформ.

Развитие Земли и преобразования литосферы следуют за изменениями геодинамики и лунно-солнечными воздействиями при обращении Солнечной системы вокруг ядра Галактики. Аномалистический и сидерический периоды обращения по 190 и 215 млн лет выделены по геохронологической шкале. Сочетание их фаз формирует геологические периоды и эпохи. Сочетание галактических периодов выливается в неравномерные по активности и длительности (155–195 млн лет) галактические годы, геодинамические циклы. Они соотносятся с геотектоническими циклами: байкальским – предвендско-среднекембрийским, каледонским – среднекембрийско-девонским, герцинским – каменноугольно-триасовым, альпийским – юрско-неогеновым и начавшимся неотектоническим – плиоцен-четвертичным. Геодинамические циклы разделены переломными, критическими точками (орогеническими эпохами) на четыре геодинамические фазы по 25–65 млн лет.

В переломных точках галактических периодов и годов происходят изменения кинематики и физических полей Солнца, а затем Земли и Луны. Вариации космофизических и геофизических полей стимулируют ступенчатые физико-химические процессы самоорганизации и реорганизации земного вещества и контролируют мощность трех основных источников энергии тектогенеза: ротационного (приливного) и производных от него геогравитационного и радиогенного. В эпохи сжатия Земли доминирует энергия гравитационной дифференциации вещества, а в эпохи ослабления сжатия и относительного растяжения – энергия радиоактивного распада.

Циклическое схождение галактических периодов и волновой ход амплитуд геодинамических циклов сложили четыре геодинамических мегацикла преобразования литосферы по 730, 1680, 1550 и более 530 млн лет: половинный катархейский, архейский, протерозойский и незавершенный фанерозойский. Мегациклы разделяются на полумегациклы расширения и сжатия Земли, проходящие на фоне общего сжатия и включающие мегафазы по 350–530 млн лет. Фанерозойский полумегацикл расширения состоит из палеозойской и незавершенной мезозойско-кайнозойской мегафаз, попарно объединяющих каледонский и герцинский и более активные альпийский и неотектонический циклы.

Изменения динамики движения Земли вызывают вариации геомагнитного поля, причем ускорению вращения отвечает прямая полярность поля, а общему замедлению – обратная. Одновременные перемещения земного ядра и изменения наклонения Земли обусловливают компенсационные перемещения геомагнитных полюсов, которые вкупе с поворотами литосферных плит выражаются в разбросе палеомагнитных данных. Возникающие при геомагнитных инверсиях теллурические токи способствуют плавлению зем-

ной коры в геодинамических узлах и поясах, делая геодинамические циклы тектономагматическими.

Изменения геодинамики вкупе с вариациями солнечной активности и притока солнечной энергии сказываются в циклическом изменении климата с появлением и перемещением широтной климатической зональности. Рассеивание инсоляции и ослабление зональности при больших наклонах земного экватора вызывает низкоширотные (позднедокембрийские и палеозойские) оледенения, а усиление зональности при малых наклонах ведет к образованию полярных ледовых шапок. Дополнительное усиление зональности при оформлении Мирового океана стало главной причиной мощи четвертичного оледенения.

Всесторонняя физическая аномальность делает критические точки разнопорядковых геодинамических циклов разномасштабными георевoлюционными эпохами, которые подготавливают продолжительные эпохи микроэволюционного развития. Нарастающая дифференциация и усложнение литосферы наполняют неповторимым содержанием каждый из 24 галактических лет Земли, открытых в космос и живущих по его законам. Таким образом, парадигма гравиротационной геодинамики утверждает космогенно-эндогенные движущие силы тектогенеза, пополняя геосинклинально-платформенную теорию сдвиговой тектоникой и преобразуя теорию литосферных плит в полноценную, актуальную.

В.М.Голубев[1]

Астеносферная субдукция и океанизация

Синтез достаточно обобщенных геолого-геофизических данных по континентам и океанам подводит к геодинамическим реконструкциям дифференциации по существу однородной литосферы. Парадигма актуальной геодинамики позволяет в новом качестве возродить идею океанизации, к которой обращают история развития континентов, однотипная сбросовая структура континентальных склонов, пелеобиогеографические данные, драгирование в океанах гранитоидных пород и геофизические свидетельства наличия там реликтов коры субконтинентального типа. Все это вкупе со множеством нерешенных проблем тектогенеза, в том числе его движущих сил, требует кардинальной реформы тектоники литосферных плит.

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

По всем признакам до середины протерозоя маломощная субконтинентальная литосфера была довольно монолитна и представляла собой бескрайнюю и в общем плоскую Пангею, залитую мелкими морями и разделенную сетью валообразных мобильных поясов. Изменение характера мобильных поясов отмечает этапы дифференциации и консолидации коры и переход к существенно хрупким деформациям геосинклинального процесса. Признаки рифтогорообразования становятся заметными в протерозойских поясах, а в фанерозойских поясах довлеют. Возросшая хрупкость коры обусловила мощь уже зрелого геосинклинального процесса в альпийское время, когда вместе с океанами формируются высочайшие горные системы окраин континентов.

Мобильные пояса сложились в результате циклического сжатия и нуклеарного вспучивания пластичной литосферы. Среди них заметно выделялись протоокеанический и протоконтинентальный дефомационные пояса, наметившие главные плитные неоднородности. Циклы растяжения–сжатия деформационных поясов и приливно-конвективные мантийные плюмажи в протоокеаническом поясе привели к позднему протерозою к динамотермальному уплотнению (ультравысокобарическому метаморфизму), воздыманию и денудации "гранитного" слоя смежных с поясами оторочек плит. За счет этого в центральных депрессиях плит сложились крупные бассейны осадконакопления – протоконтинентальные платформы.

В начале палеозоя, при наступлении каледонского геодинамического цикла, погружение протоконтинентальных платформ под грузом накопившихся отложений ускорилось, поскольку Земля подошла к эпохе крайней десинхронизации галактических периодов обращения и своего максимального расширения. Расширение усилилось в середине палеозоя, при наступлении герцинского цикла. Тогда Пангея разделилась рифтами протоконтинентального деформационного пояса на Лавразию и Гондвану, обособление которых ознаменовало углубление своеобразия тихоокеанско-африканской и антарктическо-арктической литосферных неоднородностей и возросшую жесткость коры.

В начале мезозоя, при наступлении альпийского цикла и экваториальном растяжении, еще более возросшие неоднородность и жесткость литосферы обусловили ее окончательный распад на основные плиты, которые притом раздробились внутриплитными подвижными поясами. В условиях изостатической компенсации начались погружения уплотненных оторочек плит, а облегченные за счет накопления мощной осадочной покрышки и гранитизации основания протоконтинентальные платформы стали всплывать.

Всплывание платформ побуждалось выжиманием под них сравнительно легких, толеит-базальтовых дериватов астеносферы. Она пополнялась мантийными плюмажами в протоокеаническом деформационном поясе и при растекании под оторочками плит выплавляла из их основания и уносила легкие компоненты. Дифференциация астеносферы под протоконтинентами

вылилась в инъецирование магм основного, среднего и кислого состава с наращиванием "гранитного" и "базальтового" слоев платформ и формированием трапповых провинций и вулканических поясов. В итоге литосфера утонилась под океанами и утолщилась под континентами, а астеносфера приобрела обратные соотношения.

Движение астеносферного потока под протоконтиненты сопровождалось мигрирующим спредингом подплавленных окраин литосферных плит и платобазальтовым вулканизмом. Ослабление спрединга при позднемеловой инверсии альпийского цикла и залечивание базальтами периферийных трещин вызвало попятную миграцию фронта вулканизма к срединным хребтам. Астеносферный поток стал по преимуществу разгружаться в своей нисходящей ветви в подвижной зоне на границе с протоконтинентальными платформами. Разнос вещества от срединно-океанических хребтов происходит наименее энергоемким способом – посредством круговорота приливно-конвективных астеносферных потоков. Они истощают литосферу под океанами, частично компенсируя это базальтовыми излияниями, и теряют свои легкие компоненты и энергию под континентами, в том числе под пассивными окраинами.

Спрединговые аномалии отмечают смену полярности геомагнитного поля и интенсификацию вулканизма при циклических изменениях скорости вращения Земли, фиксируя тем самым время залечивания спрединговых трещин. Кайнозойская система аномалий запечатлела ритм осестремительного сужения областей платобазальтового вулканизма завершающего этапа альпийского цикла океанизации. При этом вулканические покровы скрывают осебежное расширение областей вулканизма начального этапа, фрагментарно проступающего на периферии океанов мезозойской системой аномалий.

Перераспределение вещества литосферы и астеносферы сопровождалось изостатической океанизацией оторочек литосферных плит, которые претерпели базификацию. Она следовала за частичной денудацией "гранитного" слоя оторочек, мигрирующим спредингом и динамотермальной переработкой при подплавлении. В результате эклогитизации основных пород и обезвоживания серпентинизированных гипербазитов, вкупе слагавших "базальтовый" слой протокоры, граница Мохоровичича поднялась, а краевые платформы плит погрузились. Высвобожденная при базификации ювенильная вода океанического солевого состава пополнила океаны.

Океанизация в виде компенсационного прогибания литосферы под грузом базальтов пришла с альпийским циклом, однако реальная периферийная океанизация началась при позднемеловой инверсии цикла и интенсифицировалась с последней фазы цикла в конце эоцена. Особенно массированные катастрофические погружения произошли в конце неогена при наступлении неотектонического цикла и экваториальном растяжении. Неотектоническому погружению океанического дна предшествовало и сопутствовало антиподальное эпейрогеническое воздымание континентов, которое оставило

следы в виде осушенных континентальных платформ и ступеней морских террас.

Воздымание континентов внесло весомый вклад в образование сравнительно мелководного Северного Ледовитого океана, полноценную океанизацию которого затрудняет неглубокая базификация Арктической платформы, расположенной в центре континентального темени Земли. Северный Ледовитый океан вместе с глубоководными морями стал самым молодым звеном в эволюционном ряду океанов, который открыт Тихим океаном и продолжен вторичными Атлантическим и Индийским океанами. И только при омоложении и слиянии неразвитых океанов в позднем миоцене и плиоцене появился Мировой океан. Земля окончательно вошла в океаническую стадию развития, стадию эволюционной зрелости, и главными геоструктурами стали вполне дифференцированные океанические и континентальные платформы, межплитные деформационные и внутриплитные подвижные пояса.

И.И.Голубева[1]

Структуры «циркульных глыб» и кислый эксплозивный магматизм на Полярном Урале

На западном склоне Полярного Урала относительно недавно выявлены гипабиссальные магматические породы кислого состава с явно выраженными пирокластитовыми структурами, представленные туффизитами (интрузивными туфами) и интрузивными игнимбритами [1,2]. Они генетически связаны с лемвинской риолит-гранитной вулканоплутонической ассоциацией, где туффизиты образуют чехлы облекания и небольшие диатремы внутри массивов, а игнимбриты представлены дайками или линзовидными телами. Во всех случаях внедрение туффизитов предшествовало игнимбритовому магматизму.

При дальнейшем выявлении интрузивных пирокластитов на данной территории выяснилось, что их тела, как и тела других членов риолит-гранитной ассоциации, занимают вполне определенную тектоническую позицию. Они приурочены к системе сопряженных дугообразных трещин–раздвигов (схема), которые, видимо, формируются в результате гигантских гравитационных оползней основания континентальной коры в пределах восточной окраины Печорской плиты, прилегающей к Уральскому коллизион-

[1] Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

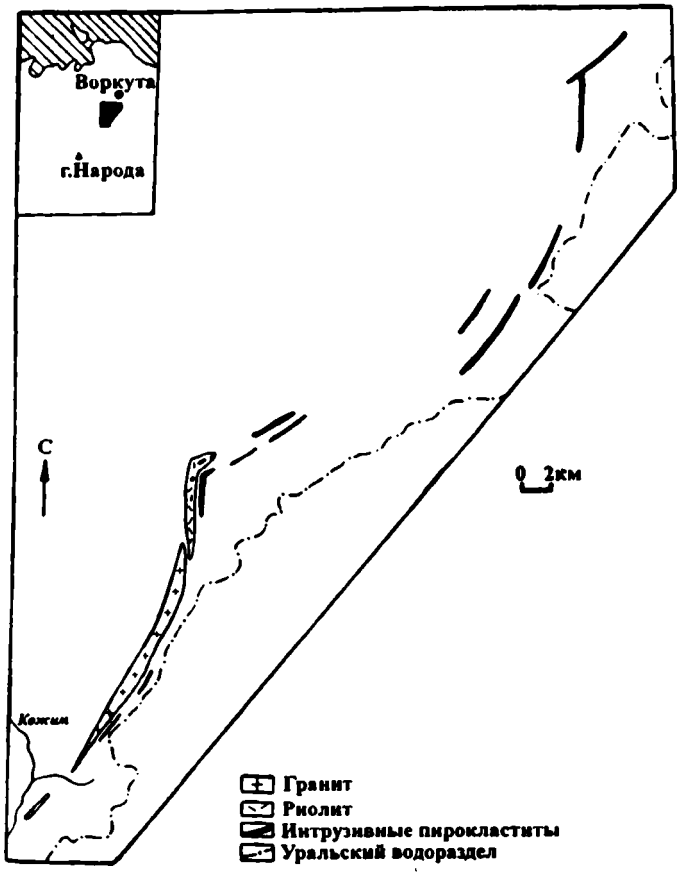


Схема размещения интрузивных пирокластитов и других членов риолит-гранитной ассоциаии

ному шву. Подобные структуры называются «циркульными глыбами», или гравитационными оползнями. Сползание происходило в сторону Печорской плиты – на запад, так как выпуклость дуг обращена на восток. Заложение трещин и гравитационное сползание «вниз – к западу», т.е. от Урала, инициировалось формированием в Приуралье глубоких прогибов, выполненных мощными толщами осадков, и усугублялось давлением надвигавшихся с востока обдуцированных гипербазитовых блоков.

Эти уходящие на большую глубину долгоживущие трещины растяжения способствуют декомпрессии магматических очагов и создают тем самым

идеальные условия для проявления эксплозивных процессов с образованием интрузивных пирокластитов.

Подобные гравитационно-оползневые структуры описаны в Восточном Сихотэ-Алинском поясе и Центральном Казахстане и связаны в обоих случаях с вулканическими поясами кислого состава [3,4].

Литература

Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты Севера Урала. Сыктывкар, 1994. 84с.

Голубева И.И. Интрузивные игнимбриты на Полярном Урале // Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С.11–18. (Тр. Ин-та геол., Вып.94).

Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Гранитно-липаритовая формация девона Центрального Казахстана // Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, 1969. С.46–53

Рыбалко В.И. Лиминарные пояса: Закономерности строения и развития // Фанерозойский магматизм Сихотэ-Алинской вулканической области. Владивосток, 1987. С.31–50.

В.Е. Гоникберг[1]

Агардагская зона Юго-Восточной Тувы - вулканиты и ассоциирующие породы как показатели эволюции палеотектонических обстановок

Агардагская шовная зона сложена дислоцированными породами позднего докембрия – раннего кембрия [1-4]; она отделяет метаморфический комплекс Сангиленского массива (позднедокембрийского микроконтинента) от островодужного (по характеру венд-раннекембрийского вулканизма) блока хребта Восточный Танну-Ола и может описываться в качестве наклоненной к северо-западу чешуйчатой псевдомоноклинали с омоложением (в первом приближении) стратифицированных комплексов по мере удаления от Сангилена. В пределах зоны выделяются **три структурных этажа.**

Характерным компонентом **нижнего этажа** являются альпинотипные гипербазиты и метагабброиды, образующие, совместно с амфиболитизированными базальтами и вулканогенно-осадочными породами, фрагментизированную офиолитовую ассоциацию [5,6] – реликт ложа энсиматического морского бассейна, обрамлявшего в позднем рифее Сангиленский энсиалический шельф. Фрагменты той же, по-видимому, ассоциации отмечаются в низах аллохтонного комплекса, перекрывающего автохтонный (и изофациально с аллохтоном метаморфизованного) разрез краевой части микрокон-

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

тинента [7,8]. Петрогеохимические характеристики метабазитов позволяют реконструировать в пределах энсиматического бассейна зону поддвига, которая была наклонена в сторону от Сангилена, что и обеспечило (в конце позднего рифея) шарьирование офиолитов на склоновые и шельфовые осадки рифтогенной окраины микроконтинента.

В низах наблюдаемого разреза **среднего этажа** развиты обломочные, вплоть до конгломератов, отложения с галькой и гравием метаморфизованных вулканитов средне-основного, реже умеренно кислого состава, а также метагабброидов, микрокварцитов и мраморов. Выше к ним местами добавляются обломки интрузивных пород диорит-плагиогранитного ряда. С обломочными осадками ассоциируют известняки, известковистые алевролиты и алевросланцы, а также туфогенно-осадочные породы, причем весь этот набор может рассматриваться как параавтохтонный комплекс склоновой части рифтогенного палеобассейна или же в качестве *нижней пластины* его венд-раннекембрийского тектоностратиграфического разреза.

Низы перекрывающей (*второй снизу*) пластины слагаются базальтами в ассоциации с вулканогенно-граувакковыми песчаниками, кремнистыми и пеплово-кремнистыми породами. При этом субщелочные базальты надстраиваются низкокалиевыми и умеренно титанистыми толеитами, сходными с толеитами Красного моря и Калифорнийского залива [9]. Вверх по разрезу базальты сменяются вулканомиктовыми и известковистыми алевропесчаниками и алевросланцами, а среди кремнистых пород отмечаются спонгилиты [3], сложенные спикулами губок самого начала раннего кембрия. Разрез венчается известняками и доломитами с микрофитолитами и строматолитами позднедокембрийского облика [1].

Следующая, *третья снизу*, пластина образована сложнодислоцированным комплексом кремнистых пород с небольшим количеством глинистых сланцев и пелитоморфных известняков. В предполагаемых низах первичного разреза залегают миндалекаменные базальты, переходящие по латерали в аквагенные туфы. Магнезиальные, титанистые и очень низкоглиноземистые, все эти породы наиболее близки к внутриплитным океаническим базальтам гавайского типа [10], подтверждая тем самым накопление вулканогенно-кремнистой толщи третьей пластины в обстановке уже полностью "раскрытого" окраинного бассейна. В основании пластины зафиксированы умеренно железистые метагабброиды, сходные с породами нижнего структурного этажа, а также альпинотипные гипербазиты с пластовыми телами метапироксенитов и низкожелезистых метагаббро [5]. Можно предполагать значительное надвигание данного комплекса пород на отлагавшийся ближе к борту рифта (в континентальном подножие?) вулканогенно-осадочный комплекс второй пластины.

Сходные гипербазиты залегают и в основании *четвертой* тектонической пластины, слагая, в частности, крупнейший в Агардагской зоне одноименный массив. Ассоциирующие с гипербазитами габбро-амфиболиты характе-

ризуются высокой железистостью и, как правило, титанистостью при низкой глиноземистости [5]. Стратифицированная толща сложена терригенными и кремнистыми сланцами, вулканогенными грауваккамн и базальтами, петрохимическая характеристика которых отсутствует.

Верхний структурный этаж зоны образован туфогенно-карбонатной толщей, содержащей археоциаты и трилобиты второй половины раннего кембрия [2] и литологически сходной с одновозрастными ей свитами северо-западного "островодужного" обрамления зоны – ирбитейской и ильчирской. Туфогенные отложения толщи имеют андезитовый состав, в карбонатных – отмечается примесь вулканического (пеплового) материала. В базальных конгломератах присутствуют обломки пород двух нижних этажей. С северо-запада туфогенно-карбонатная толща оконтурена взброшенным на нее комплексом расслоенных габброидов, кумулятивных гипербазитов и замещающих габброиды позднерифейских [4] тоналитов, которые слагают Карашатскую блок-пластину нижнего структурного этажа.

Соотношение базальных слоев толщи с подстилающим комплексом среднего структурного этажа показывает, что сформировавшее этот эта внутрираннекембрийское тектоническое событие свелось здесь к образованию тектоностратиграфического пакета пластин и сопряженных с ними изоклинальных складок. В палеотектоническом аспекте оно привело к значительному сужению раскрывшегося к этому времени окраинно-морского бассейна и к ликвидации его как обособленной морфоструктурной единицы. На месте существовавшей в венде – начале раннего кембрия системы "островная дуга – задуговой бассейн" во второй половине раннего кембрия установилась седиментационная обстановка мелководной и морфоструктурно слабо дифференцированной активной окраины андийско-зондского типа, которая сохранялась вплоть до тектонического сжатия главной (в среднем–позднем кембрии?) фазы раннекаледонского тектогенеза.

Таким образом, метабазальтовые и габбро-гипербазитовые комплексы нижнего этажа Агардагской зоны маркируют обстановку древнего океанического (по типу коры) бассейна с зарождающимися в нем островными дугами; базальты, обломочные и кремнистые отложения среднего этажа – обстановку рифтогенно-спредингового задугового бассейна япономорского типа, заложившегося вдоль зоны позднерифейского скучивания и обдуцирования океанической коры на микроконтинент; андезиты и туфогенно-карбонатные ассоциации верхнего этажа - обстановку активной континентальной окраины, сформированной в результате причленения островной дуги к микроконтиненту.

Литература

1. *Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Фефелов А.Ф.* Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува)// Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979. С.92–119.

2. *Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Журавлева И.Т.* и др. Стратиграфический объем нижнекембрийских отложений на северо-западной окраине нагорья Сангилен в Туве// Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980. С.95–115.

3. *Терлеев А.А., Журавлева И.Т.* Спикулы губок в древних отложениях Юго-Восточной Тувы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С.106–118.

4. *Лебедев В.И., Владимиров А.Г. Халилов В.А.* и др. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских-раннепалеозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена // Геология и геофизика. 1993. № 7. С.45–52.

5. *Гоникберг В.Е.* Тектоническое положение габбро-амфиболитовых комплексов салаирид Юго-Восточной Тувы // Изв.вузов. Геология и разведка. 1990. № 9. С.3–19.

6. Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы / Л.В.Агафонов и др. М.: ОИГГиМ СО РАН, 1993. 86 с.

7. *Гоникберг В.Е.* Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С.69–99.

8. *Гоникберг В.Е.* Преобразование габброидов при надвигово-сдвиговых деформациях (на примере габбро-гипербазитовой ассоциации западной окраины Сангиленского массива) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С.36–61.

9. *Гоникберг В.Е., Малова Н.А.* Редкоземельная характеристика базальтоидов кускунугской свиты и геодинамическая специфика Агардагского палеобассейна Тувы // Геология и геофизика. 1990. № 10. С.21–29.

В.Е. Гоникберг[1]

Орогенный гранитоидный магматизм в тектонической эволюции северо-западной окраины Сангиленского сиалического массива Тувы

Геохронологические работы последних лет [1,2] показали, что наиболее высоко метаморфизованные (и считавшиеся наиболее древними) породы Сангиленского массива (микроконтинента) возникли, в наблюдаемом ныне виде, в ордовике; при этом [3] постскладчатый, зональный и доходящий до анатексиса, метаморфизм ордовика наложен на слабозональный ("региональный") метаморфизм, возраст которого пока достоверно не установлен. Тот же ордовикский возраст имеет, по-видимому, и большинство гранитоидных тел Сангилена – как явно прорывающих уже сформированную складчатую структуру, так и автохтонных.

Именно указанные радиологические определения в сочетании с высокой деформированностью фаунистически датированных отложений конца венда – раннего кембрия позволяют связывать создание современной структуры Сангилена и его окончательную консолидацию с раннекаледонским текто-

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ)РАН, Москва, Россия

генезом, а также использовать для выявления хода этого тектогенеза данные по структурной эволюции слабо метаморфизованных комплексов, слагающих обрамляющую Сангилен с северо-запада Агардагскую шовную зону [4].

Время главной фазы раннекаледонского тектогенеза ограничено сверху возрастом гранитоидных тел, "съедающих" надвигово-складчатую структуру Агардагской зоны и соседствующих геотектонических единиц. Поскольку радиологический возраст подобных интрузий и предшествующего им плутонического метаморфизма всегда моложе 500 млн лет, главный импульс раннекаледонского сжатия можно считать средне-поднекембрийским, что соответствует крупному перерыву в стратиграфической летописи большей части Тувы.

Основная масса раннекаледонских орогенных гранитоидов Юго-Восточной Тувы традиционно описывается в составе двух комплексов – *таннуольского* пестрого состава (натровой или кали-натровой специализации) и *сархойского* двуполевошпатовых калиевых гранитов [5 и др.]. Внутрикоровые "сархойские" граниты являются ордовикскими [1,2]. Становление гранитоидов пестрого состава может быть сильно растянуто во времени, но не может быть древнее позднего кембрия. Сколько-нибудь крупные массивы более древних (конец позднего рифея) тоналитов – плагиогранитов предполагаются, в частности, в Агардагской зоне [1], где маркируют собой, при подтверждении датировок, проявление незавершенного байкальского тектогенеза. Столь же вероятно и существование на западной окраине Сангилена раннекембрийских гранитоидных тел, генерированных в связи с ранней фазой раннекаледонского тектогенеза и трудноотличимых от собственно "таннуольских" гранодиоритов и диоритов. Посторогенные подщелоченные граниты и граносиениты эпохи позднекаледонского тектогенеза (*бреньский комплекс* раннего–среднего девона) имеют на Сангилене относительно ограниченное распространение, контролируясь [5] транскуррентно пересекающей край массива зоной (или зонами) левосдвиговых дислокаций [Гоникберг, в печати].

Тектонические условия становления раннекаледонских орогенных гранитоидов представляются в следующем виде.

Сближение Таннуола-Ондумской островной дуги с Сангиленским микроконтинентом привело сперва, в середине раннего кембрия, к деформации венд-раннекембрийского выполнения Агардагского задугового бассейна по системе чешуйчатых (вергентностью на Сангилен) надвигов и, соответственно, – к резкому сужению задугового бассейна и переходу к геодинамической ситуации мелководной активной окраины андийско-зондского типа. Результатом последующего (в среднем–позднем кембрии) сближения этих двух достаточно жестких, в силу их сиаличности, палеотектонических единиц явилась линейная крутостоящая складчатость; при этом резкая разница в ориентации складок в Восточном Танну-Ола и на Сангилене (включая его Агардагское обрамление) объяснима неодновременностью деформаций и

существованием между соответствующими палеотектоническими единицами крупного тектонического разрыва. Разновременность деформаций косвенно подтверждается присутствием на западном Сангилене Z-образных в плане (син-сдвиговых) складок с круто погружающимися шарнирами, причем эти структуры иногда явно наложены на вытянутые субпараллельно краю массива линейные складки, а ориентация сжимающих усилий при их образовании была примерно той же, что и при формировании линейных складок в Восточном Танну-Ола.

Образование сжатых линейных и Z-образных складок предшествовало внедрению "таннуольских" гранитоидов пестрого состава; появление же соответствующих выплавок можно связывать с поступлением базитовых магм, потоком тепла и флюидов из зоны Беньофа, которая опоясывала Таннуола-Ондумский сегмент островодужной коры с северо-запада и погружалась под Западный Сангилен. В пределах последнего "пестрые" гранитоиды и ассоциирующие с ними породы средне-основного состава образуют в целом дискордантные, меридионально вытянутые тела, заметно отличные по своей калиевости от типичных представителей гранитоидов Восточного Танну-Ола.

Напротив, тела внутрикоровых ордовикских ("сархойских") гранитов Западного Сангилена в целом вытягиваются субпараллельно краю массива [5]. Крупнейший пояс этих гранитов и ассоциирующих с ними ультраметаморфитов и пегматоидов залечивает Эрзин-Чинчилигскую тектоническую линию – раннекаледонский шов, который разграничивает комплексы периферической (внешний шельф и, возможно, континентальный склон) и собственно-шельфовой частей позднерифей-раннекембрийского микроконтинента. Орогенный структурный рисунок Западного Сангилена показывает [Гоникберг, в печати], что данная разрывная зона являлась в ордовикское время крупным правосторонним сдвигом, смещения по которому отражали косую, относительно края массива, ориентацию орогенных сжимающих усилий. Соответственно, интенсивный разогрев и плавление развитых вдоль Эрзин-Чинчилигской линии толщ можно связывать с взаимным сдвиговым смещением разграниченных этой линией сегментов сиалической коры в сочетании со сжатием вкрест границы Сангиленского массива и субпараллельных ей структурных элементов.

Правосторонний характер рассредоточенного орогенного сдвигания вдоль северо-западного края массива подтверждается Z-образной (или приближающейся к ней) формой некоторых "сархойских" гранитоидных массивов краевой части Сангилена с локализацией основных объемов расплава в смыкающих (северо-западных до меридиональных) частях тех приоткрывавшихся в процессе сдвигания сигмоид, которые были использованы ордовикскими интрузиями.

Таким образом, два орогенных гранитоидных комплекса Юго-Восточной Тувы грубо соответствуют двум сменявшим друг друга во времени стадиям

раннекаледонского тектогенеза. Первая из них завершала процесс общего смятия (который на западном Сангилене включал формирование наложенных на линейные складки син-сдвиговых пликативных дислокаций) и происходила в геодинамической обстановке затухающего глубинного поддвига вдоль древней зоны Беньофа со вскрытием ослабленных плоскостей, субортогональных к этой зоне и, вероятно, субпараллельных вектору позднекембрийского сжатия – *таннуольские гранитоиды*. Вторая – выражалась сдвиговыми смещениями вдоль субпараллельных простиранию орогена шовных зон с частичным плавлением низов утолщенной на предыдущей стадии сиалической коры (*сархойские граниты*). Именно внутрикоровые плутонические процессы этой позднеорогенной стадии обеспечили в ордовике окончательную консолидацию ранних каледонид Тувы.

Работа завершена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65223.

Литература

1. *Лебедев В.И., Владимиров А.Г. Халилов В.А.* и др. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских-раннепалеозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена // Геология и геофизика. 1993. № 7. С.45–52.

2. *Петрова А.Ю., Костицын Ю.А.* Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. №3. С.343–347.

3. *Каргополов С.А.* Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува). Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 16 с.

4. *Гоникберг В.Е.* Смена структурных парагенезисов как показатель трансформации задугового бассейна в долгоживущую зону транспрессии (северо-западное окаймление Сангиленского массива Тувы) // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С.43–45.

5. *Рогов Н.В.* Структуры ареалов магматических комплексов Тувы. Новосибирск: Наука, 1992. 119 с.

М.А.Гончаров[1]

От тектоники литосферных плит – снова к тектонике Вегенера?

1. В гипотезе дрейфа континентов А.Вегенера [2] континентальные монолиты, представленные “гранитным” слоем, перемещались по неподвижному “базальтовому” слою, подстилающему как континенты, так и океаны. Тектоника литосферных плит “нарастила” движущиеся монолиты как вглубь

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

(до подошвы литосферы), так и по латерали, присоединив к континентальной литосфере океанскую литосферу.

2. Однако в настоящее время само понятие "литосферная плита" подвергается серьезному испытанию. У континентов обнаружились "корни" глубиной около 400 км, которые при дрейфе континентов, несомненно, должны перемещаться вместе с последними. Тем самым плиты уже не могут считаться "литосферными", поскольку в них должна включаться подлитосферная мантия. Более того, это уже не "плиты", а тела более сложной конфигурации, мощность которых в океанической части на порядок меньше, чем под континентами. И возникает сомнение в состоятельности обеих версий движущей силы дрейфа плит – "расталкивания" в зонах спрединга и "затягивания" в зонах субдукции: слишком тонка для этого океаническая часть плиты.

3. Если приложение сил сбоку исключается, то остается лишь один возможный вариант – касательное усилие на подошве "плиты" в ее наиболее толстой, континентальной части, возбуждаемое конвекцией в подстилающей мантии. Такая конвекция, ответственная за дрейф континентов, может быть квалифицирована как глобальная геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1), функционирующая в геосфере того же ранга – всей мантии в целом [4]. Эта система, основное назначение которой состоит в выведении глубинного тепла к поверхности Земли, периодически объединяет континенты в суперконтиненты (Пангеи) и дезинтегрирует последние, когда под ними накапливается избыточное тепло [9].

4. Геодинамическая конвективная система 2-го ранга (ГС-2) ответственна за процесс спрединга и новообразования океанической коры [5, 6]. Она функционирует лишь под океанами и только в верхней мантии – геосфере того же ранга – и "подстраивается" под глобальную ГС-1, "помогая" последней в выведении глубинного тепла к поверхности Земли. Здесь возможны три ситуации: 1. Если континенты раздвигаются (*индо-атлантическая ситуация*), то между ними образуется "брешь", заполняемая новообразованной океанической корой и ограниченная пассивными континентальными окраинами. При этом скорость спрединга в ГС-2 может превышать скорость раздвижения континентов в ГС-1; в этом случае происходит "боковая релаксация" спрединга (термин Ю.М.Пущаровского), когда избыток океанической коры компенсируется скучиванием в виде шарьяжных пластин, формированием периокеанических впадин и другими деформациями [8]. При сочетании раздвига со сдвигом, ГС-2 формирует саму зону спрединга, а ГС-1 стимулирует косую ориентировку рифтовых долин и трансформных разломов в этой зоне. 2. При сближении континентов (*тихоокеанская ситуация*) окраина хотя бы одного из них является активной, и избыток океанической коры поглощается в зоне субдукции. При этом может быть поглощена и сама зона спрединга, что лишний раз подчеркивает соподчиненность ГС-1 и ГС-2. 3. Континенты могут формировать зародыш будущей Пангеи

(*арктическая ситуация*) и быть малоподвижными в этом регионе. В этом случае спрединг происходит довольно вяло. Для названных трех ситуаций характерна своя скорость спрединга (соответственно, малая, большая и очень малая); причина такого различия еще подлежит выявлению.

5. Субдукция также является результатом функционирования ГС-2. В этом отношении весьма характерна западная активная окраина обеих Америк. С одной стороны, параллельно окраине Южной Америки протягивается Восточно-Тихоокеанская зона спрединга (ГС-2). И именно на этой окраине развита зона субдукции. К этому можно добавить и тот факт, что зоны Беньофа и сейсмотомографические имиджи погружающихся океанических плит обычно не выходят за пределы верхней мантии – геосферы, в которой локализована ГС-2. С другой стороны, вдоль окраины обеих Америк протягивается горная цепь Кордильер–Анд, которую еще А.Вегенер [2] считал результатом западного дрейфа обеих Америк, т.е. результатом функционирования ГС-1. Южноамериканский сегмент окраины – это результат интерференции ГС-1 и ГС-2, а североамериканский сегмент (окраина *колумбийского* типа, по В.В.Белоусову [1]) подверглась "в чистом виде" надвиганию континентальной литосферы на океаническую, вплоть до перекрытия северного продолжения Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга. Вероятно, нечто подобное происходило на окраинах Пангей во время их распада и надвигания континентов на соответствующие Панталассы. Думается, что такие конвергентные границы заслуживают выделения их в особый тип.

6. В геосфере 3-го ранга – тектоносфере (астеносфера + литосфера) – функционирует геодинамическая система того же ранга – ГС-3 [4]. В результате формируются системы поперечных (в зонах спрединга) и продольных (в зонах коллизии) поднятий и впадин. Эти линейные в плане системы поднятий и впадин, хотя и приуроченные к различным по своей геодинамике границам – дивергентным и конвергентным, имеют в своем строении много общего и поэтому могут быть результатом единого процесса двухъярусной конвекции в тектоносфере [5]. Кардинально же они различаются своей ориентировкой – поперечной в зонах спрединга и продольной в зонах коллизии, что влечет за собой и другие отличия, в первую очередь наличие или отсутствие рифтовых долин, ортогонально рассекающих эти поднятия, и трансформных разломов, приуроченных ко впадинам.

7. Помимо упомянутых *линейных* систем, к ГС-3 можно отнести *изометричные* системы мантийных диапиров под окраинными и внутренними морями. Как показывают эксперименты [3], эти диапиры окружены дугообразными асимметричными компенсационными прогибами, напоминающими зоны субдукции. Это обстоятельство позволяет понять, каким образом погружающаяся океаническая литосфера (ГС-2) порождает многочисленные, более скромные по своему масштабу и, в то же время, дугообразные в плане зоны Беньофа (ГС-3).

8. Для полноты картины укажем на ГС-4 – термофлюидную конвекцию в геосинклинальном осадочном чехле, ответственную как за формирование анти- и синклинориев и осложняющую их складчатость, так и за сопровождающие их процессы регионального метаморфизма и магматизма [3].

9. Все вышесказанное представляет собой развитие общей идеи об относительно автономной конвекции в отдельных геосферах [10] и конкретизацию концепции компенсационной, многоярусной и иерархической геодинамики [4], с акцентом на определяющую роль ГС-1 и обусловленного ею дрейфа континентов. Это возврат по спирали, на новом уровне наших знаний, к тектонике Вегенера. Однако эту определяющую роль вряд ли следует понимать *детерминированно*. Скорее, ее надо рассматривать в аспекте *нелинейной геодинамики*, к чему постоянно призывает Ю.М.Пущаровский [7].

10. Исследование выполнено в соответствии с программой «Университеты России» и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 98-05-64868.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.

2. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с .

3. *Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.

4. *Гончаров М.А.* Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: сочетание фиксизма и мобилизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 6. С. 13–21.

5. *Гончаров М.А.* Системы поперечных (в зонах спрединга) и продольных (в зонах коллизии) поднятий и впадин как результат двухъярусной конвекции в тектоносфере // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С.145–147. (Материалы XXXI Тектонич. совещ. Т.I).

6. *Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука. 1989. 81 с.

7. *Пущаровский Ю.М.* Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. N 1. С. 3–14.

8. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М.Пущаровский, А.А.Пейве, Ю.Н.Разницин, Е.С.Базилевская. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.

9. *Трубицин В.П., Рыков В.В.* Компьютерные геодинамические модели: Конвекция в верхней и нижней мантии, дрейф континентов, история образования и распада Пангеи, формирование Атлантического и Тихого океанов, наклон зон субдукции, происхождение глобальных плотностных неоднородностей // Структура верхней мантии Земли: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 87–88.

10. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

И.В. Гордиенко[1]

Структурно-магматическая зональность средне-позднепалеозойских и мезозойских вулканоплутонических поясов на активных континентальных окраинах складчатого обрамления юга Сибирской платформы, ее геодинамическая интерпретация

В складчатом обрамлении юга Сибирской платформы формирование континентальной коры завершилось к концу нижнего палеозоя, в результате чего здесь возникла континентальная окраина древнего материка – Сибирского континента. Окраина граничила с океанами Палеотетис и Монголо-Охотским. Начиная с девона взаимодействие континентальной окраины с океаническими плитами носило активный характер, что привело к формированию на активных континентальной окраине разновозрастных вулканоплутонических поясов и ареалов магматизма.

Так, в среднем палеозое (девоне – раннем карбоне) по всей южной окраине Сибирской платформы, охватывающей горные сооружения Западного и Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии, Прибайкалья и Западного Забайкалья, проявились мощные тектоно-магматические процессы, в результате которых произошло обрушение значительных участков сводовых поднятий, раздробление консолидированных структур байкалид и каледонид, оживление древних и заложение новых глубинных разломов. Все эти процессы сопровождались интенсивным магматизмом и привели к формированию протяженного (свыше 2 тыс. км при ширине от 200 до 800 км) Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса.

В развитии пояса магматизм проявлен неравномерно. Наиболее мощно и разнообразно он развит на западе пояса в рифтогенных структурах минусинского типа. Здесь сосредоточены огромные массы вулканических продуктов, которые ассоциируют с разнообразными комагматичными интрузивными комплексами. При этом дифференцированные и бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные вулканиты часто перемежаются и иногда развиты совместно в одних и тех же рифтогенных структурах. Аналогичная картина наблюдается и в интрузивных ассоциациях. Возраст тесно взаимосвязанных вулканических и плутонических формаций, в том числе щелочных, нефелинсодержащих габброидных и гранитоидных комплексов, варьирует от раннего девона до карбона включительно.

В центральной части, в районе южного выступа Сибирской платформы, Саяно-Забайкальский вулканоплутонический пояс сужается до 200 км и да-

[1] Объединенный институт геохимии и геологии СО РАН, Иркутск–Улан-Удэ, Россия

лее на северо-восток вновь расширяется до 400 км, затухая в древних выступах Алдана и Становика. В этих районах девон-карбоновый вулканизм, по-видимому, проявился изначально слабо и вся энергия тектономагматической активизации была израсходована на формирование разнообразных гранитоидов и щелочных пород, в том числе на становление Ангаро-Витимского гранитоидного батолита.

В поперечном сечении пояса в латеральных рядах магматических формаций наблюдается увеличение общей щелочности (прежде всего калия) и уменьшение изотопного содержания стронция в вулканических и особенно в плутонических формациях по направлению в глубь активной окраины Сибирского континента. Эти данные, а также расчеты глубин ископаемых субдукционных зон в девонский период, с использованием известных методик, позволяют сравнить выявленную структурно-магматическую зональность пояса с современными геодинамическими обстановками андийского и западнотихоокеанского типов.

В течение верхнего палеозоя (средний – верхний карбон, пермь, ранний триас) на активной континентальной окраине существовали разнообразные геодинамические обстановки. Они были обусловлены взаимодействием расширенного в девоне и нижнем карбоне Монголо-Сибирского континента и океана Палеотетис. По северной окраине Палеотетиса (в современных координатах) образовалась протяженная зона субдукции (Солонкерская зона), падающая под Монголо-Сибирский континент. Зона субдукции унаследованно развивалась со среднего палеозоя, постепенно отодвигаясь к юго-востоку. Севернее ее, по южной окраине континента, в раннем–среднем карбоне существовала геодинамическая обстановка западнотихоокеанского типа (островных дуг и окраинных морей), которая в позднем карбоне – ранней перми сменилась обстановкой активной континентальной окраины андийского типа, где начали формироваться вулканоплутонические пояса (Центрально-Монгольский и Селенгино-Витимский). В последующем, в верхней перми и раннем триасе, геодинамическая обстановка усложнилась в связи с формированием рифтогенных (внутриплитных) вулканотектонических структур в тылу активной континентальной окраины.

Во временных и латеральных рядах верхнепалеозойских магматических формаций указанных поясов наблюдались следующие изменения. В Южной Монголии вулканиты формировались в интервале верхний карбон – нижняя пермь, в Центральной Монголии – главным образом в течение нижней перми, лишь частично захватывая верхнюю пермь, а в Селенгино-Витимском поясе – на протяжении всего пермского периода, но с наибольшей интенсивностью в верхней перми и нижнем триасе. Таким образом, в целом наблюдается отчетливое омоложение вулканоплутонических процессов с юга на север, от северной окраины океана Палеотетис в глубь Монголо-Сибирского континента. Наряду с поперечной магматической зональностью внутри поясов наблюдались возрастные латеральные изменения магматизма.

В Селенгино-Витимском поясе они проявлены в омоложении вулканизма и плутонизма с юго-запада на северо-восток. Аналогичным образом, хотя и не в столь яркой форме, происходит смена возрастов вулканических ассоциаций с запада на северо-восток в Центрально-Монгольском поясе. Наряду с временной зональностью верхнепалеозойского магматизма наблюдались изменения вещественного состава ассоциаций магматических пород в пространстве и во времени. Эти изменения в конкретных случаях имеют сложный характер и поэтому каждому вулканоплутоническому поясу присуща своя специфика.

Селенгино-Витимский и Центрально-Монгольский пояса были соизмеримы по протяженности с Хангай-Хэнтэй-Даурской складчатой системой, где в течение верхнего палеозоя происходил процесс сводообразования, который сопровождался закрытием внутренних морских прогибов и площадной гранитизацией коры с образованием купольных и очагово-купольных структур.

В целом, развитие рассматриваемой территории в позднем карбоне – перми – раннем триасе характеризовалось активными коллизионными и аккреционными процессами в связи с закрытием позднепалеозойского океана Палеотетис и смещением активных процессов на восток, в сторону Палеопацифика. Именно в это время произошло столкновение Сибирского континента с Северо-Китайским и присоединение к ним ряда микроконтинентов (Приаргунского, Южно-Гобийского и др.), а также аккреция других чужеродных тектонических блоков (террейнов) Палеотетиса и Палеопацифика. В результате этих процессов офиолитовые, островодужные и континентальные комплексы среднего и позднего палеозоя оказались сильно сжатыми и залегают в настоящее время в виде аккреционных призм или тектонических клиньев в зоне Монголо-Охотского линеамента.

Более поздняя, мезозойская, история была связана уже со взаимодействием Северо-Азиатского континента с Палеопацификом. В это время на востоке Азии формировались островные вулканические дуги (Уда-Мургальская и др.) и краевые вулканоплутонические пояса (Большого Хингана, Сихотэ-Алинский, Охотско-Чукотский). По складчатому обрамлению юга Сибирской платформы на месте Монголо-Охотского пояса в мезозое существовала сложная геодинамическая обстановка калифорнийского или монголо-охотского типа. Она характеризовалась надвиганием Северо-Азиатской континентальной плиты на структуры Палеопацифика, в результате чего Монголо-Охотский линеамент оказался на продолжении зоны спрединга Палеопацифика, и вдоль него на континенте образовалась овальная зона рассеянного рифтогенеза и вулканизма. Отличительной особенностью его является сочетание обстановок сжатия и растяжения, в результате чего образовались многочисленные вулканотектонические структуры, сложенные вулканитами дифференцированных (островодужных) и бимодальных (внутриплитных) серий, прорванные редкометалльными гранитоидами

различной щелочности и кислотности. При этом роль и масштабы внутриплитного магматизма, связанного с мантийными плюмами, в течение мезозоя возрастали и в кайнозое стали доминирующими.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 96-05-64361 и 97-05-96416).

П.М.Горяинов, Г.Ю.Иванюк[1]

Перколяционные кластеры как главный структурный мотив литосферы

Альтернативные тектонические доктрины – плейт-тектоническая и плюм-тектоническая – различаются не только по геодинамическим механизмам реализации, но главным образом по способу доставки эндогенной энергии к поверхности. Вместе с тем, обе эти доктрины считают образование тектонических структур следствием пассивного отклика вещества коры на мантийные возмущения. В таких условиях в структурах может наблюдаться лишь ближний порядок, определяемый областью непосредственного приложения сил.

Очевидно, что эволюция структур энергетического дренажа в истории Земли определяет эволюцию ее тектоносферы, причем в построении этой структурно-энергетической решетки отражаются темпы изменения ее размеров и эволюция связанных с ними процессов корово-мантийной дифференциации [1]. Строение «решетки», фиксируемой зеленокаменно-железорудными поясами среди гранитоидов, соответствует морфологии теоретического перколяционного кластера с фрактальной размерностью D_p=2.5, ее отдельные части фрактальны в широком диапазоне масштабов – от 500 км до нескольких сотен-десятков метров – причем их размерности близки и совпадают с D_p [2, 3].

Установленная нами закономерность, полностью подтверждающая идеи М.А.Садовского об автомодельности тектонических процессов, ставит под сомнение общепринятые версии пассивного структурообразования. В этой связи новое звучание приобретает понятие структурного гомеостазиса – явления, суть которого состоит в устойчивости характерных структурных форм и узоров, повторяющихся в разных условиях и с разным набором "участников". Структурный гомеостазис – это не признак равновесного состояния, как иногда считают, а наоборот – признак крайне неравновесных условий, когда в потоке энергии (вещества) активная согласованная дина-

[1] Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

мика микрочастей обеспечивает устойчивость макроузора. В разных геологических условиях такая стационарная во времени система энергопроницаемых швов литосферы выглядит как классический перколяционный кластер.

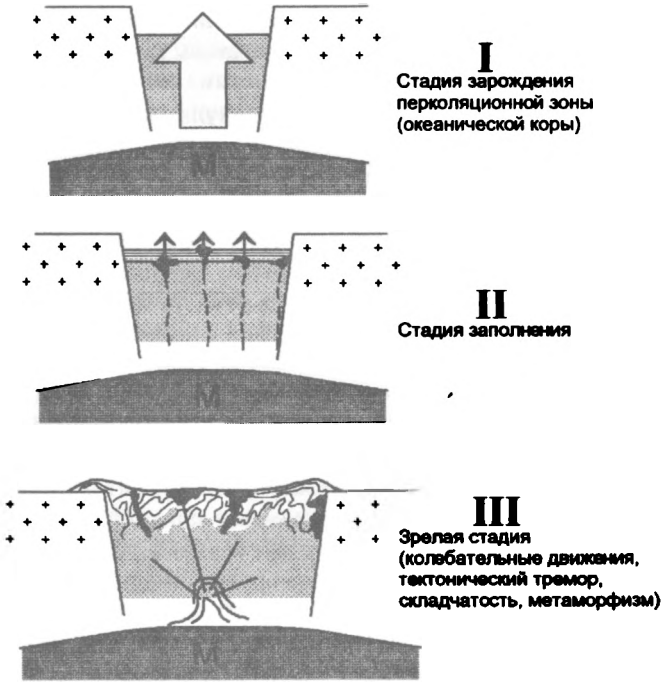
Если структура – это такая организация элементов, которая позволяет им в некотором интервале условий противостоять внешним воздействиям, то появление самоподобия, иерархичности в среде, в которую непрерывно подкачивается энергия, способствует более эффективной ее диссипации через систему связности (перколяционную систему). Понятно, что концентрация энергии в перколяционной системе может достигать значений, при которых возможны значительные изменения состава пород в условиях возникновения и дифференциации расплавов, растворов, твердофазных превращений и термодиффузионных процессов. Контрастный характер этих процессов позволяет фиксировать ископаемые перколяционные кластеры, тем более, что многие из них являются рудоносными.

Сомнения, вызванные расхожей версией о некорректности использования оценок параметров порядка с помощью фрактальной размерности для разновозрастных разломных сетей, следует развеять. Мы установили, что фрактальная размерность сейсмической структуры литосферы (современная перколяционная сеть) и структурного узора архейских ансамблей одинакова [2], т.е., энергопотоки постоянно перколируют через единожды возникшую сеть.

Тот факт, что степень заполнения пространства практически идентична для современных и древнейших перколяционных зон, для поверхностных геологических и глубинных "сейсмических" комплексов, говорит о *когерентности* процессов самоорганизации на удивительно широком интервале масштабов от минерального зерна до литосферы в целом. По существу, можно вести речь о конкретном геологическом наполнении понятия "дальний порядок" для тектонических ансамблей литосферы. Соответственно, необходимо обратить более пристальное внимание на когерентность, как на одно из главных свойств сложных систем, и прежде всего в связи с проблемой корректности масштабных координатных реконструкций тектонических процессов и механизмов.

Если рассматривать современную рифтовую систему Земли как остов перколяционной структуры литосферы, то становится очевидным, что ее более древними, прежде всего архейскими, аналогами являются железорудно-зеленокаменные пояса, и вообще все так называемые замкнутые рудные пояса. Очевидно, что самоструктурирование архейской литосферы, как, впрочем, и ее более молодых производных – это своеобразная адаптация к довольно резко возросшей нестабильности, к увеличению плотности энергопотока.

Современная океаническая рифтовая система: внутриконтинентальные рифты – замкнутые рудные пояса – сеть зеленокаменных поясов – регматическая разломная сеть – вот возможный иерархический ряд структур 1-го порядка постоянно эволюционирующей во времени перколяционной системы Земли. По мере дифференциации тектоносферы Земли, укрупнения элементов



тектонической делимости 1-го порядка и разрежения перколяционной сети сплошной энергопоток распадался на отдельные "струи", но при этом динамика среды оставалась фрактальной.

Перколяционная модель тектоносферы – это альтернатива тектоники плит. Контрапунктом геологической эволюции тектоносферы является *устойчивость ее структурного макроузора (гомеостазис) при непрерывно активной динамике на микроуровне.* Это составляет главный физический (геодинамический) смысл геологической самоорганизации – постоянного усложнения, упорядочения, дифференциации в структурах тектоносферы.

В условиях активной нелинейной динамики самоорганизующаяся система выбирает такой эволюционный сценарий, который обеспечивает ее гомеостазис. Для системы в этом состоянии невероятно вернуться назад или выбрать для себя какое-либо иное будущее, например, вначале испытать стадию активного растяжения и затем столь же активного сжатия. В этом контексте трехкратные (а по некоторым версиям, и четырехкратные) распад и схождение Гондваны, причем с фантастически точным совпадением начала и конца цикла, выглядят как эпизоды сюрреалистических сценариев.

На рисунке показаны три стадии цикла Вильсона развития перколяционной зоны (типа рифта, "геосинклинали"). На стадии I перколяционный энергопоток производит обновление океанического ложа, формируется рифт с

бассейнами (впадинами). На стадии II последние заполняются осадками, вулканитами, энергопоток распределяется не столь равномерно, «находит» выходы, нередко сопровождаемые магматитами. Наконец, на стадии III рифтовая долина «зарастает» – заполняется вулканогенно-осадочными и магматическими формациями. На этой заключительной стадии цикла Вильсона перколяционный поток уже не имеет свободного выхода. Его прорыв сопровождается тектоническим тремором, вызывает ударные возмущения, приводящие к волновым и автоволновым явлениям, в том числе к развитию тектонических цунами – выбросов вещества на пририфтовые борта рамы. Эффект сжатия, по-видимому, создавался на фоне продолжавшегося растяжения, которое на заключительной стадии уже не компенсировало лавинное поступление во впадину материала.

Складчатость и финальный метаморфизм окончательно «сваривали» перколяционный шов. Ячейка отмирала, но зарождалась новая: всякий раз более крупная, чем ячейка предыдущего этапа.

Модель перколяции, столь убедительно проявленная в микро- и макроорганизации тектоносферных ансамблей, может придать новый импульс в разработке геодинамических моделей, учитывающих три характернейшие особенности тектоносферы: фрактальность среды, дальний порядок и структурный гомеостазис.

Литература

1. *Горяинов П.М.* О структурно-энергетической эволюции континентальной коры и некоторых металлогенических следствиях // ДАН СССР. 1986. Т. 287, № 6. С.1446–1451.

2. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г.* Введение в нелинейную геологию. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1996. 185 с.

3. *Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Sharov N.V.* Fractal analysis of seismic and geological data // Tectonophysics. 1997. Vol. 269. P. 247–257.

А.Ф.Грачев[1]

Мантийные плюмы, рифтогенез и геодинамика

Внутриплитная тектоническая активность и вулканизм, не находящие объяснения в рамках тектоники плит, продолжают оставаться одной из важнейших проблем современной геодинамики. Наиболее распространенная гипотеза, удовлетворительно объясняющая вулканизм и тектоническую активность внутри как океанической, так и материковой литосферы, связана с идей горячих точек и мантийных плюмов.

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

Несмотря на большое число работ, посвященных характеристике горячих точек и мантийных плюмов, в литературе отсутствуют четко сформулированные критерии, по которым проводится выделение горячих точек и мантийных плюмов. Это приводит к тому, что, используя одни и те же исходные данные, разные авторы выделяют от 11 до 117 горячих точек. Дж. Морган [1] выделил 20 мантийных плюмов, которые он рассматривал как выражение конвекции в нижней мантии, сопровождающейся теплопотоком и выносом относительно примитивного вещества мантии в астеносферу.

Горячие точки и мантийные плюмы не являются синонимами, поэтому предложено разграничить эти понятия и принять следующие определения: *горячая точка* – проявление внутриплитной магматической и тектонической активности, обусловленное процессами *в верхней мантии (*термин свободного пользования); *мантийный плюм* – проявление внутриплитной магматической и тектонической активности, обусловленное процессами *в нижней мантии*, источник которой может находиться на любой глубине в нижней мантии, вплоть до границы ядро–мантия (слой D'').

В табл. 1 и 2 приведены признаки, по которым можно различать горячие точки и мантийные плюмы. Очевидно, что для выявления древних плюмов при палеогеодинамических построениях (когда данные сейсмической томографии отсутствуют) могут быть использованы главным образом изотопно-геохимические характеристики вулканитов (табл. 3). Древние плюмы обладают специфическим скоростным разрезом [2], образование которого связано с процессом подслаивания литосферы (underplating) вследствие прекращения активности плюма и солидификации расплавов, однако этот геофизический показатель может применяться с большой осторожностью ввиду сильно выраженной сейсмической анизотропии литосферы.

Состав продуктов плавления мантийного плюма (его изотопно-геохимические характеристики) может определяться следующими причинами: 1) составом исходного вещества мантии; 2) составом первичного расплава; 3) различием в температуре самого плюма или разных его частей; 4) различным составом флюида (мантийный метасоматоз); 5) смешением состава первичного расплава с веществом астеносферы, океанической или континентальной коры (например, низко- и высокотитанистые базальты р.Параны).

Р.Уайт и Д.Маккензи [3,4] высказали мнение, что растяжение литосферы (рифтогенез) предшествует образованию мантийных плюмов, с которыми связывется формирование обширных провинций платобазальтов. История раскола Гондваны в свете новых прецезионных датировок провинций платобазальтов дает важный фактический материал по временной последовательности развития магматизма и последующего раскола этого суперконтинента.

По данным Б.Стори [5], базальты провинций Карру в Африке, Феррар в Антарктиде и Тасмания в Австралии образовались в течение очень короткого промежутка времени (менее 1 млн лет) 182 млн лет т.н., в то время как начало раскола этой части Гондваны лежит в интервале от 156 от 170 млн лет.

Таблица 1.Признаки современных мантийных плюмов

Признак	Характеристика
Выражение в рельефе	Обычно сводовое поднятие, на ранней стадии может отсутствовать. Характерна структура тройного соединения (трещины, разломы и рифты) с проявлением вулканизма от локального на ранней стадии развития до образования платобазальтов с объемами до 1 –2 млн км^3
Размеры	Диаметр – до 2000 км
Стационарность	Плюмы как реперные точки для определения перемещения плит. Точно не доказана.
Магматизм	1) Обычно трещинные излияния 2) Fe –Ti тип базальтов 3) Феннеровский тренд дифференциации, Ol контроль 4) Умеренно выраженное обогащение легкими РЗЭ
Изотопные характеристики мантии	$^3He/^4He$ (10^{-6}) > 20 $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5126-0.5128 $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7042-0.7052
Тепловой поток	Высокий, в 2–3 раза выше среднего значения
Гравитационное поле	Положительные аномалии в свободном воздухе (более 100 мГал) и изостатические (14–18 мГал)
Геоид	Аномалии геоида более +50 м
Граница Мохо	Нечеткая, значения Vp сильно варьируют от 7.7 до 8.6 км/с, сейсмическая анизотропия резко выражена
Температура плавления	1400–1600° С
Возраст мантии	Очень древний – до 3,6 млрд лет
Флюидный режим	H, He, CO_2, CH_4
Состав мантии	Sp и/ или Gr лерцолиты, порфирокластические структуры
Напряжения в плюме	Значительные – от 100 до 800 МПа
Магнитное поле	Отсутствие инверсий во время образования плюма
Глубина зарождения	Нижняя мантия: слой D''

Базальты р. Параны в Южной Америке и провинции Етендека в Африке также изливались очень быстро, около 132 млн лет т.н., а разрыв материковой коры датируется в 112–107 млн лет. Северо-Атлантический плюм начал развиваться 62–64 млн лет, причем сначала в Западной. Гренландии между хронами C25R и C24R (датский – танетский века) в течение 5–6 млн лет, а затем его активность сместилась в Восточную Гренландию, что совпало с отделением Гренландии от Европы, которое началось 56–57 млн лет в эпоху 24 магнитной аномалии [6]. Детальные геологические и сейсмологические исследования в районе пролива Скорсби, Восточная Гренландия показали [7], что никаких признаков растяжения, связанных с образованием платобазальтов, в этом районе не установлено, а вариации в толщине литосферы обусловлены пермским рифтогенезом.

Таблица 2. Признаки современных горячих точек

Признак	Характеристика
Выражение в рельефе	Лавовые поля и вулканы центрального типа, острова вулканического происхождения в пределах океанической литосферы
Размеры	Диаметр – до 100 км
Стационарность	Отсутствует, перемещаются вместе с плитами литосферы
Магматизм	1) Вулканы центрального типа наряду с трещинными излияниями 2) Щелочные базальтоиды и бимодальные серии с разрывом Дели 3) Сильно выраженный боуэновский тренд диффренциации 4) Сильно выраженное обогащение легкими РЗЭ
Изотопные характеристики	$^{3}He/^{4}He$ (10^{-6}) <10 $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5130-0.5133 $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.702-0.703
Тепловой поток	Высокий, в 2–3 раза выше среднего значения
Граница Мохо	Четкая, вариации Vp слабо выражены
Температура плавления	1200–1250° С
Возраст мантии	Не древнее 1,7 млрд лет
Флюидный режим	Точно не определен
Состав вещества	Дуниты, гарцбургиты, пироксениты, реже Sp лерцолиты
Напряжения в мантии	Менее 100 МПа
Магнитное поле	Связь с инверсиями не установлена
Глубина зарождения	Верхняя мантия (менее 100 км)

И, наконец, толща базальтов р. Колумбия объемом около 66 000 км3, образование которых связывается с развитием Йеллостоунского мантийного плюма, возникла в течение 1 млн лет вне всякой связи с рифтогенезом [8].

Развитие вулканизма в районе Ахаггар в Северной Африке на протяжении кайнозоя вообще не несет каких-либо признаков растяжения [9]. Для мантийного плюма треугольника Афар первые проявления вулканизма датируются в 45 млн лет, тогда как начальная стадия рифтогенеза определяется в 25–30 млн лет [10]. *Таким образом, развитие мантийных плюмов и рифтогенез разорваны во времени и имеют разный механизм образования.* В моделях развития континентальных рифтов обычно предполагается, что магматизм развивается вследствие декомпрессии при растяжении литосферы. *В этом случае проявления магматизма были бы характерны для всех частей того или иного рифта, однако этого не наблюдается.*

Таблица 3. **He, Sr, Nd и Pb изотопные данные для базальтов современных, кайнозойских и мезозойских мантийных плюмов [17]**

Район	$^{3}He/^{4}He$ (10^{-6})	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{206}Pb/^{204}Pb$
Океанические				
Исландия	30	0.7029-0.7034	0.51296-0.51317	
Галапагосский центр спрединга	1.9-22.9	0.7026-0.7035	0.51290-0.513127	18.4-20.0
Гавайские острова				
Мауна Лоа	24.1-27.4	0.70369-0.70375	0.51293	18.11-18.18
Хуалали	19.2-24.9	0.7037	0.51293	18.1
Мауна Кеа	10-20	0.70350-0.70370	0.51294-0.51301	18.17-18.55
Халеакала	6.6 –16.8	0.70314-0.70387	0.51291-0.51310	
Лоихи	42.8-44.8	0.70363-0.70376	0.51290-0.51296	18.31
О-в Оаху		0.70326-0.70458	0.51267-0.51306	
		0.70317-0.70412	0.51270-0.51306	17.91-18.2
О-в Самоа	10-22	0.7050-0.7070	0.5126-0.51275	19.0-19.1
О-в Пасхи		0.7029-0.7032	0.51294-0.51303	19.4-19.6
О-в Кергелен	7	0.7046	0.51278	18.85
О-в Херд	до 18.3	0.7047-0.7050	0.51268-0.51273	
Континентальные				
Афар	3.4-15.0	0.7027-0.7042	0.51285-0.51315	18.0-19.1
		0.7032-0.7067	0.51260-0.5131	17.9-19.5
Байкальский рифт				
Хамар-Дабан		0.70418-0.7045	0.51268-0.51285	18.0-18.12
Витим		0.70405-0.7042	0.51277-0.51284	
Вулк.Балаган-Тас		0.70331-0.7035	0.51295-0.51301	18.55-18.6
О-в Жохова		0.70320-0.7033	0.51294-0.51296	
Вулк. Северо-Востока Азии	2.5-18	0.70359-0.7045	0.51283-0.51290	
Сев. Тянь-Шань		0.70405	0.51287-0.51330	
Древние плюмы				
Декан	3.1-13.9	0.7044-0.7093	0.51245-0.51282	18.4-19.3
Раймахал		0.7041-0.7064	0.51235-0.51287	
Вост. Сибирь	1.4-12.7	0.7038-0.7052	0.51239-0.51278	
Парана				
TiO_2>2.5%		0.7048-0.7078	0.51221-0.51251	
TiO_2<2.5%		0.7046-0.7160	0.51157-0.51215	
Этендека		0.7044-0.7066	0.51262-0.51283	18.18-19.65
Карру		0.7049-0.7063	0.51202-0.51236	17.39-17.66

Например, в Байкальском рифте вулканизм развит на юго-западном фланге (Хамар-Дабанский ареал), северо-восточном фланге (Удоканский ареал) и на Витимском плато, которое расположено даже за пределами соб-

ственно Байкальского рифта. Большая же часть Байкальского рифта вообще *амагматична*. Аналогичная ситуация наблюдается и в пределах Африканской рифтовой системы и в других континентальных рифтах [11].

В эволюционном ряду процесса рифтогенеза до недавнего времени пропускалась весьма важная стадия, получившая названия предрифтовой [12-14], без которой трудно понять природу внутриплитного вулканизма и внутриплитной геодинамики. Достаточно привести тот же пример Байкальского рифта, на юго-западном фланге которого первые проявления вулканизма начались на обширной территории без всякого структурного контроля 13–15 млн. лет тому назад, в то время как заложение рифтов началось не ранее 8–10 млн лет, а время подхода головы мантийного плюма и начало плавления в нем датируется в 22,7±4,2 млн. лет [15].

Зарождение мантийных плюмов приводит к предрифтовому тектоническому режиму, выделение которого позволяет понять место вулканизма в эволюционном ряду рифтогенеза. Результаты проведенного численного решения задачи о внедрении мантийного диапира в литосферу показали, что мантийный плюм при внедрении в литосферу распадается на серию более мелких ячеек [16]. Можно предположить, что количество вулканических ареалов в пределах плюма будет определяться числом ячеек, на которое разветвляется единое тело мантийного диапира при внедрении в литосферу на начальной стадии процесса. Дальнейшее развитие может (но не всегда) приводить к последующему утонению и разрыву материковой коры и началу спрединга.

Отметим, однако, что развитие отдельно взятого плюма не может привести к разрыву материковой коры. Последний происходит в случае заложения системы плюмов на континенте, как предполагал в свое время Дж.Т.Уилсон, и процесс раскола происходит по принципу продвигающейся трещины от одного плюма к другому. Весьма вероятно, что начало такого процесса мы наблюдаем на северо-востоке Азиатского континента, где положение границы между Евразийской и Северо-Американской плитами литосферы точно не определено [13,18]. Последние результаты изотопно-геохимические исследований базальтов из этих молодых вулканов показали (см. табл. 3), что их появление может быть связано с мантийным плюмом на самой ранней стадии его развития. В таком случае зрелая дивергентная граница между Евразийской и Северо-Американской плитами литосферы будет развиваться под влиянием этих плюмов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 97-05-96458 и 98-05-64139.

Литература

1. *Morgan W.J.* // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–45.
2. *Charvis Ph., Recq M., Operato St., Brefort D.* // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 122. P. 899–924.
3. *White R., McKenzie D.* // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 7685–7730.

4. *White R., McKenzie D.* // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P.17543–17585.
5. *Storey B.C.* // Nature. 1995. Vol. 377. P. 301–308.
6. Magmatism and the causes of continental break-up. London, Geol. Soc. Special Publ. № 68. 1992.
7. *Hooper P.* // Nature. 1990. Vol. 345. P. 246–249.
8. *Geist D., Richards M.* // Geology. 1993. Vol. 21. P. 789–792.
9. *Lesquer A., Bourmatte A., Dautria J.M.* // Tectonophysics. 1988. Vol. 152. P.71–87.
10. *Stewart K., Rogers N.* // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 139. P. 195–211.
11. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 278 с.
12. *Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: 1981. С.134–176.
13. *Грачев А.Ф.* // Физика Земли. 1996. № 12. С. 3–32.
14. *Грачев А.Ф., Девяткин Е.В.* // Геология и разведка. 1997. № 1.
15. *Грачев А.Ф.* // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
16. *Грачев А.Ф. , В.И.Кондауров В.И., Конюхов А.В., Магницкий В.А.* // Физика Земли. 1998. № 11. С. 3–10.
17. *Грачев А.Ф.* // Физика Земли. 1999. № 5 (в печати).
18. *Grachev A.F.* // Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1982. Vol. 34. P.103–113.

Грачев А.Ф.[1], Карякин Ю.В.[2]

Раннеюрский базальтовый вулканизм Альпийского пояса и геодинамические обстановки его формирования (на примере Малого Кавказа и других регионов)

Введение. В обширной литературе, посвященной развитию Альпийского пояса, до сих пор мало исследованным остается этап позднего триаса-ранней юры, когда на обширной территории от Иберийского полуострова на западе до Памира на востоке в условиях платформенных фаций эпиконтинентальных морей (реже субаэральных образований) происходило излияние лав основного состава, представленных как недифференцированными, так и контрастными бимодальными сериями [1-8 и др.]. В современной структуре Альпийского пояса эти образования встречаются в виде небольших по площади полей, часто пространственно сопряженных либо с офиолитовыми, либо с островодужными (или активных окраин) комплексами, что создает известные трудности из изучения. Отсутствие надежных геохронологических данных, а также слабая петролого-геохимическая изученность этих вулканитов привела к неоднозначной интерпретации геодинамической обстановки их образования, часто с использованием устаревшей терминологии. Авторами проведено детальное изучение нескольких разрезов вулкано-

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия
[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

генных образований нижней юры в пределах Даралагезского массива Малого Кавказа [9,10], которые вместе с другими материалами легли в основу настоящей работы. Раннеюрский магматизм характеризуется широким развитием щелочных базальтоидов, специфика которых заключается в высоком содержании TiO_2 (2-3 %), MgO (более 15%) – базальты Малого Кавказа, Памира и Пиренеев, а в ряде случаях присутствием ксенолитов шпинелевых лерцолитов (Пиренеи). Эта особенность сближает такие комплексы с базальтами мантийных плюмов, формирующихся перед расколом континентальной литосферы. В течение раннеюрского этапа (вероятно более справедливо именовать его позднетриасовым-раннеюрским, или даже среднетриасовым-раннеюрским, как справедливо отметил В.Е.Хаин [11,12]) на территории всего Альпийского пояса можно проследить все стадии процесса рифтогенеза, начиная от его заложения на древнем складчатом основании (домезойзойском) и кончая стадией разрыва континентальной коры и образования пассивных материковых окраин. Данные палеомагнитных исследований нижнеюрских базальтов Малого Кавказа [13] показали весьма сложную палеоконфигурацию отдельных блоков этой части Альпийского пояса в ранней юре и их принадлежность либо к Гондване, либо к Евразии требует дальнейших исследований. В заключении отметим, что парагенез магматических и осадочных формаций, подобный тому, что мы имеем на Малом Кавказе [2, 14-16], достаточно широко развит в Альпийском поясе, но разобщенность выходов и часто аллохтонное залегание таких комплексов требует постановки специально ориентированных комплексных работ, включая изотопно-геохимические и палеомагнитные исследования.

Литература

1. *Azambre B., Rossy M.* //Bull. Soc. Geol. Fr. T. XXIII. N 3. P.253-262.
2. *Bonnet P.* // Bull. Soc. Geol. Fr. 1912. T. 12. Ser.4; Mem. Soc. Geol. Fr. 1947.
3. *Bebien J.* et al. //Tectonophysics. 1978. Vol. 47. P. 159-176.
4. *Hock V.* // Ofioliti. 1983. Vol.8. P. 103-126.
5. *Ciric B., Karamata S.* // Bull. Soc. Geol.Fr. 1960. T. 7. Ser. II. P. 376-384.
6. Петрография Таджикистана (Памир). Т. 2. Душанбе.:Дониш. 243 с.
7. *Wood A.W.* // N.Jb.Geol.Palaont.Abh. 1981. Bd.161. S. 93-131.
8. *Lapierre H.* // Mem. Soc. Geol. Fr. 1975. T. LIX. N 123. P. 1-132.
9. *Грачев А.Ф., Карякин Ю.В.* Формационная принадлежность вулканических серий (на примере раннеюрских вулканитов Нахичесванской АССР // IV Регион. Петрограф. Совещание по Кавказу, Крыму и Карпатам: Тез. Докл. Нахичевань: 1983. С. 18-20.
10. *Карякин Ю.В.* Геодинамика вулканических комплексов Малого Кавказа. М.:Наука. 1989. 152 с.
11. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. 344 с.
12. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.:Авиар. 1993. 451 с.
13. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Levashova N.L.* // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 141. P.79-89
13. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли М.:Недра. 1987. 248 с.

14. *Азизбеков Ш.А.* Геология Нахичеванской АССР М.:Госгеолтехиздат. 1961.
15. *Паффенгольц К.П., Малхасаян Э.Г.* Юра Малого Кавказа // Тбилиси: Мецниереба. 1983. 248 с.
16. *Лебедев А.П., Малхасаян Э.Г.* Юрский вулканизм Армении // М.:Наука. 1965. 168 с.

Г.А.Гусев, И.Л.Гуфельд[1]

Новый квантовый подход к теории очага землетрясения

1.Введение. Часто для понимания физики подготовки землетрясений привлекается кинетическая теория разрушения твердого тела [1], апробированная в лабораторных экспериментах. Однако следует учитывать, что геологическая среда в реальных условиях кардинально отличается от сплошных лабораторных образцов. Академик М.А. Садовский с соавторами развил представления о блоковом строении земной коры [2] . Можно ожидать наличие нелинейных межблочных взаимодействий. Также М.А.Садовский впервые высказал идею о несостоятельности теории разрушения для землетрясений и указал на важность взаимодействия блоков разных масштабов.

Более того он высказал идею об аналогии между землетрясением и элементарном возбуждении в твердом теле. На необходимость учета нелинейных взаимодействий в геологической среде указывает академик Ю.М. Пущаровский [3].

2.Физика землетрясений в блоковой среде. Не менее важно, что, согласно результатам работы [4], необходимо учитывать влияние взаимодействия флюидов с твердотельной матрицей. Из лабораторных данных по прочностным свойствам пород с учетом трещиноватости и коррозии на глубинах порядка 10 км чисто механическим нагружением без привлечения других взаимодействий невозможно объяснить накопление упругой энергии в больших объемах (парадокс сильных землетрясений). Рассмотренные в работе [4] проявления динамики взаимодействия легких газов (водорода и гелия) позволили преодолеть указанные выше трудности. Также ясно, что большая подвижность флюида в масштабах времен метаморфизма является дополнительным источником непредсказуемости и флуктуаций. Вряд ли обычная линейная теория сплошной среды, не учитывающая дискретность на разных масштабах и нелинейное взаимодействие флюидов с блоковой средой, была бы достаточна в таких условиях. Это похоже на ситуацию в микромире, когда сильное и неконтролируемое взаимодействие микрочастицы с классическим прибором приводит к неустранимым квантовым флук-

[1] Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

туациям, что, тем не менее, допускает изящное линейное описание в рамках квантовой механики.

Так же, как постоянная Планка является количественной границей, за которой невозможно классическое описание микрообъекта, точно так же мы должны ввести новую константу размерности действия, устанавливающую макроскопическую границу классического описания очага землетрясения. Разумеется, таких «островков квантовости» может быть более одного. Конечно, в отличие от истинной квантовости, носящей абсолютный характер, физическая природа «макроскопической квантовости» имеет динамическое происхождение.

3. Основное уравнение для сейсмонов и качественная модель очага. В первом варианте нашей феноменологической квантовой теории сейсмического процесса [5] элементарное квазичастичное возбуждение, как граница классического описания, было названо минимоном, с которым связывался минимально возможный очаг. Большие очаги строились из возбуждений большего масштаба – сейсмонов. Здесь мы будем рассматривать сейсмон (элементарное зацепление) как макроскопический «атом» очага, нестабильность которого тесно связана с временем жизни очага.

В основе нашего теоретического построения лежит следующая качественная модель очага, использующая представления работы [4] о взаимодействии легких газов с кристаллической решеткой пород. Мы ограничиваемся землетрясениями, которые укладываются в схему сдвига по сейсмоактивным разломам. В фоновом состоянии активный блок, как бы скользит без заметных толчков вдоль пассивного, благодаря «смазке» из межблоковой среды. Это фоновое состояние отвечает невозбужденному флюидопотоку и свойствам блоковой и межблоковой среды. При поступлении снизу большого облака легких газов межблоковая среда и поверхности блоков меняют свои прочностные свойства и объем, что приводит к образованию квазистабильных зацеплений — сейсмонов.

Их совокупность вызывает постепенное торможение активного блока, а модифицированная блоковая среда в некоторм объеме около заторможенной части разлома становится способной к накоплению упругой энергии. Когда облако покидает ведущий разлом, прочность зацеплений уменьшается, и они начинают быстрее разрушаться. Скорость разрушения увеличивается из-за нарастания нагрузки, и обострение процесса приводит к финальному сдвигу. Ограничимся простейшим вариантом одномерной теории. Используется формализм обычной квантовой механики, т.е. уравнение Шредингера с потенциалом, обеспечивающим существование квазистабильных связанных состояний:

$$iS_o \frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\frac{S_o^2}{2\mu}\frac{\partial^2 \Psi}{\partial l^2} + V(l,t)\Psi . \qquad (1)$$

Здесь μ есть масса сейсмона; S_o — квант действия; Ψ — обычная волновая функция в координатном представлении. Координата l определяет в обычном пространстве смещение сейсмона, а взаимодействие с окружающей средой описывается потенциалом $V(l,t)$. Для простоты рассматривается потенциал с треугольной ямой шириной $2a$ и треугольными барьерами высотой V_o. Связанные состояния сейсмона (дискретный спектр) из-за конечной проницаемости барьера имеют конечное время жизни. Для большого числа связанных состояний вдали от основного состояния с наименьшей энергией можно пользоваться квазиклассическим приближением, в котором время жизни сейсмона дается формулой:

$$\tau_m = \frac{\pi}{\omega_m}\exp\left(\frac{8}{3}\frac{\sqrt{2\mu}}{S_o}aV_o^{1/2}(1-E_m/V_o)^{3/2}\right). \qquad (2)$$

Здесь ω_m есть циклическая частота классических колебаний осциллятора, а E_m – есть энергия сейсмона m-того уровня. Из формулы (2) следует, что время жизни сейсмона экспоненциально растет с ростом высоты барьера V_o, но становится очень малым при стремлении энергии сейсмона к V_o. На основе теории сейсмона можно построить теорию очага.

Основные идеи такого построения таковы. В фоновом состоянии потенциальные ямы неглубоки и время жизни сейсмонов мало, большие очаги не могут образоваться по этой причине. При появлении большого облака флюида высота барьера растет, а время жизни сейсмонов становится большим (большая прочность зацеплений). Большое число сейсмонов в межблоковом объеме как бы образует плоскую решетку, вызывая торможение активного блока. Рост напряжения возбуждает сейсмоны, вызывая переходы на высокие уровни, снижая их время жизни. Когда облако флюида покидает разлом, высота барьера V_o начинает убывать (прочность зацеплений падает), приводя к дальнейшему уменьшению времени жизни. В конечном итоге возможна цепная реакция перехода большинства сейсмонов на самые верхние уровни энергии, т.е. распаду очага в форме землетрясения, если упругие процессы главенствуют над пластическими.

4. Заключение. Поскольку количественная теория очага пока не создана, то рано говорить о привязке теории к эксперименту. В реальном эксперименте мы можем говорить лишь об интегральных свойствах очагов как целого [5]. Возможно более классическое представление теории сейсмонов по аналогии с кинетикой метаморфических реакций на основе представления об энергии активации. В самом деле, на динамическое поведение сейсмонов накладывается хаотическое, являющееся аналогом теплового движения. Средняя кинетическая энергия сейсмона может являться мерой флуктуаций

в такой «второй термодинамике» подобно величине kT в обычной термодинамике. Предложенная теория в принципе позволяет построение теории очага подобно теории твердого тела и фазовых переходов.

Литература

1. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.:Наука, 1993.313с.
2. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
3. *Пущаровский Ю.М.* Геологические выражения нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С.3–14.
4. *Gufeld I.L., Gusev G.A., Lutikov R.A., Matveeva M.I.* A Radiation model of seismic process//J. Earthquake Predic. Res., 1997. Vol.6, № 3. P.333–355.
5. *Гусев Г.А., Гуфельд И.Л.* Вероятностная феноменологическая сейсмодинамика: 1.Основные принципы // ДАН. 1996. Т.349, №1. С.100–103.

Е.А. Гусев[1]

К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины

Сложность геологического строения, разнообразие видов тектонического воздействия на Шпицбергенскую континентальную окраину, знакопеременность и изменение направлений тектонических движений во времени породили разнообразие в методических подходах при тектоническом анализе отдельных периодов геологической истории Шпицбергена, особенно кайнозойской.

Традиционно складчато-надвиговый пояс Шпицбергена рассматривался как пример “сдвигового орогена” [3]. Известны попытки объяснения тектонической структуры архипелага как результата тектоники кручения [4], или конвергентной тектоники [1]. При этом образование складчато-надвигового пояса Шпицбергена во всех моделях резонно связывается с раскрытием сопряженного Норвежско-Гренландского бассейна (НГБ).

Однако при этом недостаточное внимание уделяется строению структур, продолжающихся мористее, а учет этих структур ограничивается возрастом магнитных аномалий, определяющих время начала раскрытия НГБ. Относительность надежности такого определения возраста тектонических движений в океаническом бассейне и на его окраинах приводит к возможности альтернативного рассмотрения тектоники данного региона.

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральныхресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Как известно из моделирования тектонических процессов, в тыловых и фронтальных частях складчатых и складчато-надвиговых сооружений, сформированных в режиме сжатия, обычно образуются впадины, в пределах которых господствует режим растяжения. В природе такие впадины существуют в период активных движений в пределах сопряженных подвижных поясов, после затухания тектонических процессов компенсируются осадконакоплением и отмирают как тектонические структуры.

В этой связи они являются важными индикаторами возраста складчатости и надвигообразования смежных подвижных поясов и складчатых сооружений. На западной окраине Баренцевской шельфовой плиты таким поясом и связанными с ним впадинами являются складчато-надвиговый пояс Шпицбергена, с одной стороны, и Центральный Третичный бассейн и система периокеанических прогибов Норвежско-Гренландского бассейна – с другой. Названную структуру осложняет система грабенов–полуграбенов Форлансуннет–Белльсунн с мощностью осадочного выполнения от 2–3 до 4–6 км.

Центральный Третичный бассейн является предфронтальным по отношению к складчато-надвиговому поясу Шпицбергена, и "заполняет" его очертания, при этом породы нижнего палеоцена у границы пояса вовлечены в дислокации незначительно, и степень деформации, а также амплитуды горизонтальных перемещений в надвиговых структурах для подстилающих мезозойских и палеозойских толщ гораздо больше, чем те же параметры для третичных слоев.

Кроме того, под Центральным Третичным бассейном, по данным норвежских исследователей [2], "надвиги громоздятся на глубине", деформируя толщи гораздо более консолидированных плотных пород, нежели палеогеновые осадки. Лишь в нескольких местах в пределах распространения палеогеновых осадков на поверхность проецируются единичные малоамплитудные надвиговые структуры, масштаб которых не идет ни в какое сравнение с величиной перемещения допалеогеновых пород. По натурным наблюдениям [5] известны надвиги, выклинивающиеся у подошвы палеогеновых осадков, которые лишь местами незначительно внедряются в их толщу, быстро затухая и вырождаясь.

Сторонники неогенового возраста [6] складчато-надвигового пояса Шпицбергена объясняют это наличием под третичными слоями, состав которых более песчанистый, горизонтов пластичных глинистых сланцев формации Янусфьеллет. Г. Махер и В. Дальманн [6] считают, что в неогеновый период этот горизонт, ввиду своей пластичности, был деформирован гораздо сильнее, чем более компетентные толщи палеогена. Однако состав фаций Центрального Третичного бассейна вблизи складчато-надвигового пояса Шпицбергена указывает на существование области сноса к западу, что ясно свидетельствует о том, что уже до палеогена горст Западного Побережья уже оформился и являлся источником сноса. Вполне вероятно, что к этому времени движения в пределах пояса уже затухали, так как осадки Централь-

ного бассейна заполняли неровности в очертаниях пояса, т.е. берег бассейна как бы маркирует фронт деформаций. Вряд ли толщи нелитифицированных осадков палеогена были преградой для одностороннего горизонтального сжатия и не были вовлечены в надвиговые структуры. Поэтому, скорее всего, правы Н.Либерис и Г.Мэнби [5], утверждающие, что возраст большей части деформаций в пределах складчато-надвигового пояса Шпицбергена поздне(?)-меловой.

Исследования по программе CASE показали [7], что складчатые пояса Западного Шпицбергена и Северной Гренландии образовались во внутриконтинентальной компрессионной позиции. Кроме того, вергенция надвиговых структур – одинаковая по полярности в обеих складчатых системах, не направлена в противоположные стороны от океанического бассейна. Это еще раз доказывает, что движения в пределах складчато-надвиговых поясов Шпицбергена и Северной Гренландии к моменту образования Норвежско-Гренландского бассейна уже отмирали. Океанические структуры и границы НГБ являются наложенными и несогласными по отношению к простиранию и вергенции складчатых поясов. Контрастные и разнонаправленные вертикальные движения, происходившие в неогеновый период на континентальной окраине Шпицбергена, привели к образованию горстов и грабенов, простирающихся согласно с бровкой современного шельфа. В частности, грабен Форлансуннет оформился как грабеновая структура уже после отложения эоцен-олигоценовых осадков [8], а в олигоцене борта прогиба располагались шире современной грабеновой структуры.

На сейсмических профилях, пересекающих систему грабенов Форлансуннет–Белльсунн, довольно часто встречаются структуры постседиментационного растяжения и сжатия. Естественно, в эту эпоху имела место и горизонтальная составляющая перемещений, однако горизонтальные движения были второстепенными, сопровождающими преобладающие по амплитуде вертикальные. О том, что определяющими были вертикальные перемещения, говорит наличие растяжения в тылу всего складчато-надвигового пояса, в то время как при горизонтальном сжатии соответствующие структуры довольно выдержаны по направлению вектора сжатия. Так, на сейсмических профилях плиоцен-четвертичный чехол приконтинентальной части периокеанических прогибов повсеместно нарушен многочисленными листрическими сбросами.

Таким образом, если время образования системы грабенов, пересекающих весь складчато-надвиговый пояс и выходящих далеко за его пределы, действительно неогеновое, то возраст активных движений в пределах пояса древнее неогена, а по силе деформаций – древнее эоцена. Поэтому вероятно, что движения, которые вовлекли в складчатость и надвиги палеогеновые толщи, были вызваны неравномерностью аплифта купольной структуры архипелага в неогене, а подавляющая часть деформаций со значительными амплитудами горизонтальных перемещений имела место в позднемеловую–

раннепалеоценовую эпоху. Возможно, Гренландско-Шпицбергенское плато и примыкающий к нему асейсмичный хребет Ховгард, имеющий континентальную кору, являются останцами оседания некогда единого Гренландско-Шпицбергенского киммерийского подвижного пояса, вовлеченного в процесс океанизации.

Литература

1. *Dallmann W.K.* Multiphase tectonic evolution of the Sorkapp-Hornsund mobile zone (Devonian, Carboniferous, Tertiary), Svalbard. Norsk Geologisk Tidsskrift. 1992. Vol. 72. P.49-66
2. *Gabrielsen R.* Personal community. 1990.
3. *Harland W.B., Horsfield W.T.* West Spitsbergen orogen. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts; Geological Society of London Spesial Publication. 1974. P. 747–755.
4. *Lowell J.D.* Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone. Geological Society of America Bulletin. Vol. 83.P.3091–3102.
5. *Lyberis N., Manby G.M.* The West Spitsbergen Fold Belt: The result of Late Cretaceous-Paleocene Greenland-Svalbard convergence? // Geological Journal. 1993. Vol. 28. P.125-136.
6. *Maher G., Braathen A., Dallmann W., Harland W.B.* Tertiary or Cretaceous age for Spitsbergen's fold-thrust belt on the Barents Shelf // Tectonics. 1995. Vol. 14, № 5. pp. 1321–1326.
7. *Tessensohn F.* An intracontinental fold belt at a passive continental margin: Results of a Case-study in Spitsbergen and North Greenland. 1998.
8. *Tessensohn F., Kleinspehn R., Gabrielsen H.* et al. A structural Outline of Forlandsundet graben, Prince Karls Foreland, Svalbard // Norsk Geologisk Tiddskrift. Vol.72. P.105-120.

Ю.И. Демин, М.Ю. Промыслова[1]

Взаимосвязь тектоники, теплового режима, кислого магматизма и связанного с ним оруденения Юго - Западного Алтая по данным численного моделирования на ЭВМ.

Юго - Западный Алтай отличается весьма высокой геолого-геофизической изученностью. Она складывается из высокой плотности геологических съемок и геофизических работ различного масштаба, в том числе проведенных с использованием глубоких шахт и скважин. Геофизические материалы включают данные, полученные практически всеми известными современными методами, в том числе – уникальные сейсмические наблюдения за землетрясениями, техническими и ядерными (полигоны: Семипалатинский в Казахстане, Лоб-Нор в Китае) взрывами в регионе.

Геофизические данные заверены и скорректированы результатами глубокого бурения. Это позволяет создать надежную геолого-геофизическую

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

объемную модель строения Юго-Западного Алтая и проследить историю его развития с позиций тектоники плит, начиная с позднедокембрийских эпох, увязав глубинное строение (от верхней мантии) со структурой внешних оболочек земной коры.

Вместе с тем, его тектоническая позиция и внутреннее строение в свете тектоники плит трактуется не одинаково. Большинство геологов и геофизиков предлагают проводить границу между континентом и океаном в палеозое, когда здесь происходила интенсивная вулканическая, интрузивная деятельность и образование рудных месторождений по Иртышской зоне смятия.

Выполненный автором теплоэнергетический анализ (численное моделирование на ЭВМ на основе задачи Стефана) условий формирования палеозойских гранитоидов и вулканитов кислого состава, слагающих более половины площади региона, показывает, что Иртышская зона смятия являлась всего лишь внутриконтинентальным глубинным разломом, а граница между континентом и океаном проходила существенно западнее (Западно-Калбинский разлом). Численное моделирование осуществлялось на основе палеореконструкций, данных о термодинамических условиях формирования гранитных тел с помощью объемного моделирования процессов тепломассопереноса. На ЭВМ показано, что длительность кристаллизации гранитов Юго-Западного Алтая и сопредельных с ним территорий охватывает период порядка 90–100 млн лет. Эта цифра получена, исходя из предположения о максимальной водонасыщенности расплава (до 3%) и одновременного внедрения всех интрузивов [1].

Однако геологические данные свидетельствуют об автономном тепловом развитии большинства гранитных массивов и меньшем содержании воды в расплаве. Следовательно, длительность формирования гранитных формаций превышает 120–130 млн лет. Этот промежуток времени соответствует в классическом понимании длительности всего геосинклинального и раннеорогенного периодов, что позволяет говорить об общности тепловой истории земной коры западнее (Калба) и восточнее (Рудный Алтай) Иртышского глубинного разлома, а также о наличии здесь в палеозое мощного континентального субстрата, из которого выплавлялись огромные массы кислой магмы.

Современный резкий стык через Иртышский глубинный разлом совершенно различных Рудноалтайской и Восточно-Калбинской структурно-формационных зон и, в особенности, отсутствие в последней вулканогенных пород в разрезе эмса–живета, наиболее убедительно могут быть объяснены с мобилистских позиций. О вскрытии в эмсе–живете метабазальтового слоя в пределах Калба-Нарымской подзоны можно судить по значительному утонению здесь его мощности и более глубокому погружению (очевидно, фиксирующих зону поддвигания океанической коры) под Рудноалтайскую континентальную плиту, юго-западным краем которой был блок Иртышской тектонической подзоны. На возможное сохранение во внутренних тектони-

ческих зонах Зайсанской складчатой системы незаращенной полосы океанической коры бывшего раннепалеозойского бассейна указывают многие исследователи [2- 4].

Раннедевонский основной толеитовый вулканизм в Чарской зоне спрединга, очевидно, испытал затухание, а палеоокеанический бассейн к концу раннего карбона оказался полностью закрытым. Косвенным свидетельством новообразований океанической коры в зонах раздвигов различных блоков служат пояса ультрабазитовых протрузий, отторгнутых от метабазальтового субстрата и выжатых в верхние горизонты при последующих раздвиговых дислокациях вдоль глубинных разломов, разделяющих тектонические зоны и подзоны герцинской Зайсанской складчатой системы. Чарская зона спрединга в современных структурах фиксируется контролируемым глубинным разломом поясом офиолитов, содержащим кобальт-никелевую и хромитовую минерализации.

На территории Рудноалтайского полиметаллического пояса в эмсе–раннем живете на остаточных блоках каледонской коры формировались рифтогенные прогибы и вулканотектонические поднятия (Алейское, Синюшинско-Ревнюшинское). Базальт- риолитовый вулканизм охватил собственно Рудноалтайскую (Лениногорско-Зыряновскую и Алейскую подзоны) и Белоубинско-Южно-Алтайскую зоны, а также, частично, Горный Алтай. В тылу собственно Рудноалтайской тектонической зоны, включающей Алейское и Синюшинско-Ревнюшинское остаточные поднятия, располагался Белоубинско-Маймырский терригенный раздвиговый прогиб (тыловой бассейн), переходящий к северо-востоку в подводное поднятие замедленно погружавшейся Холзунско-Сарымсактинской окраинной зоны, которая в том же направлении сменялась, в основном, наземными поднятиями в зонах Горного Алтая. К юго-западу от полиметаллического пояса находился преддуговый (фронтальный) терригенный прогиб Восточно-Калбинской зоны, который в Калба-Нарымской подзоне развивался до среднего карбона, а в Иртышской подзоне до позднего девона включительно.

В позднем фамене – раннем карбоне преобладали процессы сжатия и регенерации сиалической коры, сопровождаемые андезитоидным островодужным вулканизмом (только в Алейской подзоне), сближением блоков, складчатостью, надвигами, гранитоидным магматизмом, т.е. аккрецией, консолидацией коры (наращиванием ее гранитно-метаморфического слоя). Этот процесс происходил в связи с сближением древних Алтае-Саянского и Казахстанского мегаблоков. После инверсии и консолидации (средний карбон–пермь) в Калба-Нарымской зоне имело место массовое становление гранитов батолитового типа и формировался гранитно-метаморфический слой, а в Рудноалтайской зоне продолжалось дальнейшее наращивание этого слоя. Возникали складчато-глыбовые, линейные зоны смятия, надвиги и другие структуры, свойственные коллизионному процессу. На этом (позднепалеозойском) этапе, особенно в связи с массовой гранитизацией, проявилось

сходство в особенностях развития Восточно-Калбинской и Рудноалтайской зон. В позднем палеозое Алтае-Саянский и Казахстанский мегаблоки консолидировались в единый континентальный массив [4].

Юго-Западный Алтай является одним из богатейших участков земной коры по запасам руд цветных, редких и благородных металлов. По нашим данным, обсуждавшиеся выше теплоэнергетические аномалии определили узловое размещение интрузивных тел и вулканитов кислого состава, с которыми связаны рудные районы различного состава на Юго-Западном Алтае. Пространственная позиция самих аномалий тесно связана с узлами пересечения долгоживущих разломов глубокого субширотного и субмеридионального простирания, рудоконтролирующая роль которых неоднократно подчеркивалась в литературе [4].

Работа выполнена в рамках программы "Университеты России" (НТП "Геомодель").

Литература

1. *Демин Ю.И.* Проблема построения количественных альтернативных моделей месторождений и рудообразующих процессов. // Вест. МГУ. Сер. Геология. 1994. № 4. С. 42–56.

2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Фанерозойские палинспастические реконструкции СССР //Геотектоника. 1987. № 6. С. 3–19.

3. *Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго -Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 6. С. 44–59

4. *Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 420 с.

Л.И.Демина, Н.В.Короновский[1]

Геодинамические следствия процессов гидратации–дегидратации в земной коре

Значимость процессов дегидратации в настоящее время оценивается только геофизиками, которые связывают с ними изменение электропроводности слоев, скоростей сейсмических волн в связи с возможной значительной ролью их в подготовке землетрясений [1, 5, 7] В то же время, геодинамические аспекты процессов гидратации–дегидратации в литературе практически не обсуждаются.

Природные реакции гидратации–дегидратации играют большую роль в метаморфическом петрогенезисе. Минеральные метаморфические фации (в

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

общепринятом понимании – зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая) разделяются в основном по признаку степени гидратированности минералов и минеральных ассоциаций. Метаморфические системы – это типичные системы с вполне подвижными компонентами, среди которых, прежде всего, следует выделить воду и углекислоту.

Граничными P–T-условиями амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфических пород считаются параметры, при которых происходит разложение водосодержащих минералов: роговой обманки на пироксены, биотита на гиперстен и калиевый полевой шпат. Термодинамические расчеты природных реакций с учетом химического состава сосуществующих минералов показывают, что реакции дегидратации минералов зависят не только от температуры, но и от давления и всегда протекают с довольно значительным отрицательным объемным эффектом. Например, при образовании двупироксеновых парагенезисов за счет амфиболитов объем твердых фаз уменьшается на 17%, диопсид-гранатовых – на 26%, а двупироксен-гранатовых – на 35%.

$3.48Amf+SiO_2=7.6Hyp+0.24Cpx+3.1Pl+3.48\ H_2O$,

ΔVs=-171.455 см^3/моль (-17%).

$.4.Amf+3.2Pl=0.88Cpx+7.6Gr+8.24SiO_2+4.4H_2O$

ΔVs=-402.58 см^3 /моль (-26%).

$3.26Amf=3.2Hyp+0.46Cpx+3.1Gr+2.94SiO_2+3.26H_2O$,

ΔVs=-236.502 см^3 /моль (-35%).

Близкие цифры получаются и при расчете для глиноземистых членов разреза: дегидратация биотитсодержащих пород (рисунок) приводит к уменьшению объема твердых фаз на 12.5–24,6% в зависимости от состава конечного парагенезиса.

$19.75Cord+9.34Gr+1Bi=40.86Hyp+44.89Sill+1Ort+1H_2O$

ΔVs=-307.22 см^3 /моль (-12.5%).

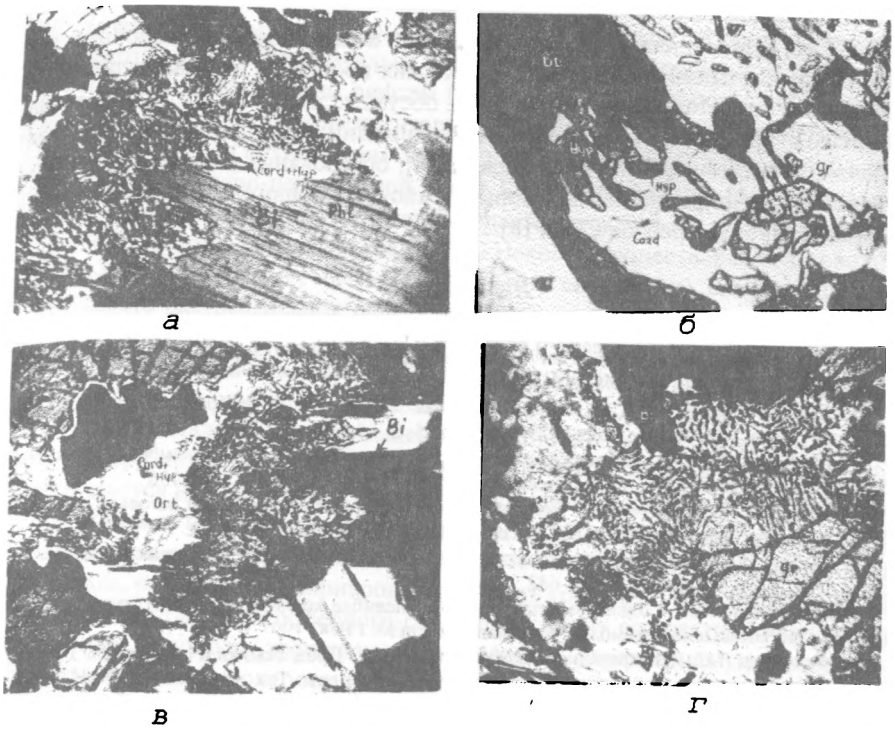
$1Gr+10Bi+26.4Q=12.5Hyp+0.9Cord+10H_2O$

ΔVs=-190.9 см^3 /моль (-21.9%).

$1.4Gr+10Bi+26.6Q=14.3Hyp+2Sill+10H_2O$

ΔVs=-226 см^3 /моль (-24.5%).

Вполне естественно, что при гидратации будет наблюдаться обратный эффект – увеличение объемов твердых фаз в аналогичных пределах. Следует отметить, что для геологических комплексов конкретных районов цифры изменения объемов будут зависеть от того, какой процент в разрезе составляют толщи, подвергающиеся процессам гидратации–дегидратации. Предварительные расчеты для разрезов ольхонской серии Западного Прибайкалья дают цифры в пределах 8–12%, харитоновской серии Западного Таймыра – 5–7%, карской серии Западного Таймыра – 8–10%, становой серии Восточного Таймыра – 15–17%, моренского комплекса Западного Сангилена - 7–8%. В основу расчетов положены данные изучения разрезов толщ, мета-



Микрофотографии реакций дегидратации в глиноземистых породах (николи II, х 30)

а – разложение биотита на кордиерит и гиперстен: б, г – реакция Bi+Gr→ Cord+Hyp; в – реакция Bi+Gr → Cord+Hyp+Ort

морфизованных в P–T-условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фациям метаморфизма.

Реакции дегидратации вызывают существенное повышение парциального давления воды во флюиде, что способствует снижению температуры плавления вмещающих толщ и приводит к гранитизации, обусловливая кислый магматизм коллизионных областей. В природных зональных метаморфических комплексах процессы гранитизации максимально проявлены именно на границе амфиболитовой и гранулитовой зон, P=6–8 кбар, T=650–750°C [2, 3, 4].

Благодаря процессам дегидратации и гранитизации на глубинах около 15–25 км существует обширный слой с аномальными свойствами горных пород, который в областях современного вулканизма коллизионных зон хорошо фиксируется геофизическими методами [7].

Из сказанного выше следует, что процессы гидратации–дегидратации весьма существенно влияют на деформационные свойства толщ и, следова-

тельно, на тектонические движения. На наш взгляд, изучение подобных явлений поможет пониманию геодинамических процессов на новом уровне. В частности, представляется возможность обсуждения проблемы пространства в зонах субдукции и континентальной коллизии, при таких явлениях, как содвиги, описанные Л.М.Расцветаевым [6], образование надвигов при фиксируемом расширении земной коры в районе Большого Бассейна Провинции Бассейнов и Хребтов США [8].

Литература

1. *Ваньян Л.Л.* Элекропроводность как индикатор флюидов в континентальной коре // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты (Материалы XXXI Тектонич.совещ.;Т.1). М.: ГЕОС, 1998. С.85–87.

2. *Демина Л.И., Белов В.П.* Метаморфическая зональность докембрия северо-западного Таймыра // Бюл. МОИП. Отд. геол.1979. Т.54, вып.5. С. 55–56.

3. *Демина Л.И.* Метаморфическая зональность и рудообразование в докембрии Западного Прибайкалья // Геология метаморфических комплексов. 1979. Вып. 6. С.128–136.

4. *Демина Л.И., Волобуев М.И.* Зональные метаморфические комплексы нагорья Сангилен (Тува) и их рудоносность // Вест. МГУ. Сер.4, Геология. 1983.№ 4. С. 64–70.

5. *Киссин И.Г.* Метаморфогенная дегидратация пород как фактор сейсмической активности // ДАН. 1996. Т.351, №5. С.679–682.

6. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ.М. ГЕОС.1997, С.136–140.

7. *Фельдман И.С.* Дегидратация и элекропроводность: Предпосылки и следствия // Геофизические предпосылки и следствия дегидратации земной коры: Тез. докл. М.: ИО РАН, 1996. С.15.

8. *Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Геология, геодезия, сейсмичность Большого Бассейна (Провинция Бассейнов и Хребтов США) // Физика Земли. 1996. № 9. С.3–27.

В.Д.Дибнер[1]

Ведущая роль астеносферных линз в геодинамике платформенной земной коры

Радиоктиый распад является наиболее существенным источником эндогенного тепла Земли, которое под материками почти наполовину генерируется в астеносфере [1]. Радиоактивные элементы распространены неравномерно, и там, где на отдельных участках астеносферного слоя реализуется экстремальный радиоактивный разогрев, образуются линзы “легкой мантии” – астеносферные линзы, или астенолинзы, как они называются ниже.

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Астенолинзы поперечником от нескольких десятков до нескольких сотен километров были первоначально установлены в прикровельной части астеносферы под Байкальским рифтом [2], а затем в других регионах, в частности, на Арктической континентальной окраине России: под Лаптевским шельфом [3], под архипелагом Земля Франца-Иосифа [4] и, особенно, к югу от него – в северо-центральной части Баренцева шельфа [5]. В Западной Сибири огромная астенолинза как бы описывается 500-градусной изотермой теплового потока по кровле раздела М. Наконец, существование астенолинз подтверждается трехлучевыми рифтовыми системами, возникающими в результате растрескивания надастенолинзового свода , например, в районе Белого моря и норвежской части Баренцева шельфа.

Разогревание астенолинз ведет к их разуплотнению (за счет увеличения содержания относительно легкого расплава) и к всплыванию к разделу М. В результате давления разбухающей астенолинзы вверх – на менее плотную литосферу, последняя сводообразно вспучивается, что наиболее масштабно проявляется на платформах. В связи с этим происходит размыв земной коры с частичным или полным уничтожением ее гранито-гнейсового слоя. Иногда, например, в докембрийском фундаменте Восточно-Баренцевской синеклизы, размывается и прикровельная часть гранулито-базитового слоя. По мере разрастания литосферного свода происходит его растрескивание и по наиболее крупным трещинам закладывается характерная трехлучевая – энергетически высокопотенциальная система разломов. Эти сводовые трещины обособляют узкие линейные блоки, которые образуют грабены первичных рифтов.

Таким образом, растяжение растущего свода приводит к рифтогенезу, на что впервые указал Клоос [6]. По рифтам, прорвавшим литосферу и внедрившимся в астенолинзы, осуществляется исходящий из нее в земную кору и сквозь нее тепломассоперенос. Согласно экспериментальным и натурным данным (7) рифтообразующие трещины и сопутствующие им диаклазы, углубившись до астеносферы (в наших построениях – до астенолинзы) скачкообразно "снимают" литосферное давление, снижая его до критического. Это активизирует расплавление вещества астенолинзы и способствует переходу ее флюидной составляющей в газовую фазу. Газы, особенно гелий, как идеальные теплоносители, стимулируют тепломассоперенос и, в первую очередь, теплодегацию астенолинз.

В дальнейшем, вследствие прогрессирующего вакуумного эффекта, создаваемого усиливающейся разностью глубинного и поверхностного литостатического давления, рифты всасывают астенолинзовую магму и ее выплавки. Магма подымается в виде мантийных диапиров из которых отпочковываются внутририфтовые пачки существенно базитовых даек.

На исходе магматической фазы воздымаются термоминерализованные воды, в том числе, крепкие рассолы (приводящие к соляному диапиризму – галокинезу, которые включаются в процесс тепломассопереноса. Дегазация

и тепломассоперенос в целом приводят к истощению астенолинз. В связи с наличием над ними плотностного экрана – раздела М, астенолинзы распластовываются и при этом, за счет уменьшения мощности, увеличивается их площадь.

По мере истощения астенолинзы происходит инверсия литосферного свода, создавшегося над нею ранее – на этапе разбухания линзы. Сперва на месте свода возникает нейтральная поверхность – пенеплен, а в ходе последующего прогибания формируется ареальная впадина. Она компенсируется осадконакоплением и, отчасти, эндогенными солями, поступающими через рифты из ювенильных рассолов. На финальном этапе формирования некоторых впадин они компенсируются продуктами платобазальтового магматизма. Это связано с продолжающимся усилением вакуумного эффекта по мере уменьшения площади астенолинзы и соответствующего увеличения удельного давления на ее поверхность со стороны окружающего более плотного вещества остальной астеносферы. Компенсирующие слои ложатся на кристаллическое основание с глубоким размывом, фиксирующим предшествующее сводообразование.

Инициальные внутриматериковые , в различной степени компенсированные впадины были впервые выделены еще М.М.Тетяевым в 1938 г. и названы им "овалами оседания", внутри которых иногда располагаются озера–моря: Балхаш, Аральское и Азовское, этот список можно расширить, добавив в него впадины Северо-Каспийскую, Гудзонова залива и многие другие.

Геодинамика надастенолинзового сводообразования и прогибания коры развивается циклично. Резкое прогибание коры, вызванное тепломассопереносом напрямую – из астенолинзы в космос, санкционирует интенсивное накопление базальных грубообломочных отложений. Однако по мере замыкания рифтогенных трещин, в связи с естественным сжатием прогибающейся коры, ослабевает тепломассоперенос и, соответсвенно, компенсированное прогибание, что сопровождается постепенным утонением терригенного материала. После полного замыкания рифтов и изоляции астенолинзы снова возникают условия, способствующие ее разогреву, разбуханию и соответствующему надастенолинзовому вспучиванию коры, сопровождаемому перерывом в терригенном осадконакоплении, обновлением рифтогенных трещин и т.д.

Таким образом, чередование эпиплатформенного сводообразования и образования циклично компенсированных впадин предопределяется периодическим термобарическим возбуждением астенолинз. Грубой аналогией этой геодинамики является эффект кипящего чайника с подбрасывающейся паром крышкой, которая каждый раз опустившись на свое место, резко увеличивает давление пара, снова приводящее к ее подбрасыванию. После каждого акта тепломассопереноса объем астенолинзы уменьшается за счет потери ее вещества (в основном – газовой фазы), которое полностью не восстанавливается за счет очередного разогревания. Таким образом, объем астенолинзы уменьшается и увеличивается постепенно деградирующими

квантами, что в итоге обусловливают ее общее истощение. Дальнейший ход процесса связан с объединением отдельных астенолинз, упирающихся в раздел М и расплющивающихся под ним. При этом, над объединенными астенолинзамии образуются обширные впадины – в ранге синеклиз. В дальнейшем формируются материковые плиты, а затем, вследствие некомпенсированного прогибания земной коры, – шельфовые и батиально-абиссальные плиты.

Литература

1.*Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.

2.*ГоловковВ.Н.* Астеносферные линзы и их роль в геодинамике // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. 1978. С.84–90.

3.*Аветисов Г.П.*Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского-бассейна // Тектоника Арктики, 1975. Вып1. С.31–36.

4.*Didner V.D.,Stark A.G.* Tectoniks // Geology of Franz Josef Land, Norw. Polar Inst.,Meddelelser. 1998. Nr 146.

5.*Дараган-Сущова Л.А., Павленкин А.Д.,Поселов В.А.* Исследования строения земной коры и верхней мантии Баренцевоморского шельфа методом широкоугольного глубинного сейсмического профилирования // Блоковое строение земной коры и нефтегазоносность:Тез. докл. Научно-практич. конф., 17-19 янв.1994.Спб. С.137–138.

6.*Cloos H.* Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Geol.Rundshau. 1939 Bd.30, N 4a.

7.*Велинский В.В., Меламед В.Г., Шарапов В.Н.* О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии // ДАН СССР. 1969. Т.188, N.6. С.1349–1351.

А.Н.Дмитриевский, И.А.Володин[1]

Введение в квантовую геодинамику

Геология является чрезвычайно адаптивной наукой и на всех этапах своего развития активно вбирала в себя передовые идеи, которые появлялись в физике, математике, химии. Смена гипотез и концепций, господствовавших в науках о Земле, сопровождалась привлечением новых фундаментальных знаний. Для объяснения сложных процессов в земной коре использовался все более сложный математический аппарат, новейшие достижения физики и других наук.

В результате развития системного подхода в геологии, учета системных связей, которые аналитически имеют вид нелинейных взаимодействий, стала развиваться нелинейная геодинамика, что по времени совпало с исследованием нелинейных процессов во всех областях физики. В результате получили развитие солитонные и автоволновые представления, принципы синер-

[1] Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

гетики и самоорганизации, которые в ряде случаев удалось спроецировать на динамику геологической среды.

Между тем, становилась понятной ограниченность этого подхода. Как правило, моделирование нелинейных процессов связано с исследованием динамических эффектов, которые в масштабе геологического времени не могут быть исследованы прямыми и даже косвенными методами, а их проявление в литосфере связано с асимптотическим поведением нелинейных процессов – формированием диссипативных структур. Однако как сами нелинейные процессы, так и соответствующие им диссипативные структуры крайне неустойчивы к влиянию различных факторов, которых в геологической среде огромное множество. Поэтому и диссипативные структуры являются, по существу, виртуальными, фиксируются по косвенным признакам, а реальная геодинамическая ситуация в литосфере является их "квантовой" интерференцией в масштабе геологического времени. Вследствие этого возникает необходимость исследования состояний геосреды, являющихся результатами этой интерференции, которые более реальны, чем диссипативные структуры.

Именно для решения этой проблемы авторами развивается новое направление, названное квантовой геодинамикой. Его целью является изучение состояний неустойчивого равновесия геосреды, возникающего в результате интерференции диссипативных структур на длинных интервалах времени, а также их роли во всей совокупности геолого-неодинамических процессов. Для описания геодинамических процессов, основанных на динамике неустойчивых состояний материи в природных процессах может быть использована современная квантовая теория. Физической основой теории неустойчивости является особая форма существования материальных сред – *когерентные состояния* (КС), которые достигаются в результате сложного равновесия в системе процессов различной природы. Динамика процессов вокруг таких состояний равновесия составляет основу концепции *равновесной неустойчивости*. Можно сказать, что КС являются макроквантовыми состояниями среды, в которых за счет однородности свойств среды квантовая динамика его микроэлемента определяет динамику всего объема КС.

Отметим, что прохождение различных объемов геосреды через КС, является принципиально необратимым процессом и определяет эволюционный процесс в литосфере. Он математически описывается бифуркационными диаграммами, которые классифицируют различные варианты выхода из неустойчивого равновесия и определяет тип КС. Накопление подобных актов в геосреде определяет степень эволюции или метаморфизма ее вещественного состава, уровень организации его потенциального поля.

Достижение КС средой связано с суперпозицией множеств квазирезонансных структур, нелинейных процессов, механизмов фрактализации. Вмешательство в КС в силу их взрывной неустойчивости приводит к их разрушению. При этом возникает излучение, которое может быть зарегистри-

ровано. Разрабатываются новые методы математической статистики, позволяющие с новых позиций исследовать геолого-геофизические и геохимические материалы, проводя типизацию КС. Достижение КС зависит от степени однородности геосреды, уровня организации ее фазового состава. Исследование динамики фазовой структуры геосреды, ее КС, на основе физико-математической теории когерентных состояний как раздела квантовой теории и составляет предмет *квантовой геодинамики*.

Квантовая геодинамика позволяет с позиций современных физических теорий достаточно эффективно подойти к описанию: неравномерности, дискретности, скачкообразности геологических процессов во времени; точек бифуркации в геологической эволюции, в которых возникает многовариантность геологического развития отдельных тектонических элементов литосферы; взаимодействие между процессами, протекающими в различных пространственно-временных масштабах; обменов энергией между глобальными и локальными, а также между медленными и быстрыми процессами; влияния фоновых состояний геологической среды на проходящие в них процессы; нетрадиционных физико-химических процессов, не рассматривавшихся ранее в геологических исследованиях.

Среди конкретных задач квантовой геодинамики – изучение современной тектоники как отражения динамики КС, геологических границ как фазовых границ между различными КС, волновой транспорт (миграция) на фоне КС отдельных компонент геосреды, в том числе УВ, формирование ловушек УВ нового типа, основанных на новых физико-химических механизмах. Достижение когерентных состояний в многофазной геосреде связано с условиями стабильности в совокупности процессов на соответствующих отрезках времени. Вода обладает особыми возможностями генерации сложных КС и может служить катализатором при достижении равновесия. На твердой фазе геосреды длительное равномерное сжатие реализуется в виде распределенных в объеме среды высокочастотных микросейсмических колебаний, формированием поля осцилляторов. С течением времени происходит перестройка этого поля, формируются квазирезонансы (сейсмическая эмиссия), очаговые резонансы и, как следствие, неустойчивое равновесие, выходы из которого происходят в виде горного удара (землетрясения), тектонического сдвига или быстрых физико-химических преобразований.

Спектр волнового поля при прохождении КС имеет характерный скачок между ВЧ (высокочастотными) и НЧ (низкочастотными) модами. В качестве предвестников землетрясений рассматривается изменение скорости сейсмических волн (дилатансия) и эманация короткоживущего радона в больших объемах земной коры, что свидетельствует о прохождении этих объемов когерентных состояний. В [3] показана характерная геометрия выхода геосреды из КС, реализующаяся, например, в виде сложной объемной геометрии тектонических сдвигов. В процессах формирования равновесия как на твердой, так и на жидкой фазах происходит перекачка энергии колебаний

атомов и молекул в энергию экситонов – возбуждений электронов. Этому соответствует резонансная частота НЧ излучения и поглощения в радиодиапазоне, которая является как бы меткой тектонически выделенного объема геосреды. Установившееся поле этого диапазона влияет на формирование молекулярных кластеров, резонансных процессов в биосистемах на микроуровне, начиная с генетического, т. е. на "жизнь" геосреды в указанном объеме. Это поле может проявлять себя как систематический сдвиг в оптических спектрах вещественного состава пород.

Каждая область, выделяемая тектоническими границами, имеет фоновое КС геосреды определенного типа, реализованное в физико-химической структуре вещества. Эти представления позволяют строить бифуркационные диаграммы для математического описания сопряжений элементов современной тектоники, а также их влияния на эволюцию вещества. Регистрация когерентных состояний геологической среды с помощью проведения широкополосного радиомониторинга, а также лазерная нелинейная спектроскопия образцов пород и флюидов позволят создать новые методы для уточнения тектонического строения литосферы. В тектонических границах, являющихся переходными зонами между различными КС, а особенно в точках схождения множества тектонических границ, возникают КС "высокого порядка", что определяет аномальную физико-химическую организацию геосреды и выделяет эти зоны как перспективные на наличие полезных ископаемых.

Этот подход позволяет также разрабатывать новые статистические методы анализа геологических материалов, основанные на диаграммах бифуркаций КС. Потеря равновесия на уровне экситонной организации вещества приводит к резонансной химической перестройке объема среды с выделением во всем объеме флюида (гелия, метана, воды). Если структура молекулы вещества "резонирует" со структурой микроэлемента КС, ее движение в объеме геосреды может носить качественно новый *волновой* характер. Молекула как волна "размазывается" по всему объему, а затем "собирается" в какой-либо точке, осуществляя волновой перенос вещества. В частности, появляется возможность туннелирования молекул сквозь непроницаемые зоны геосреды.

На основе механизма волнового переноса УВ в тектонически выделенных объемах литосферы можно предложить новую математическую модель миграции на основе фрактальных кластеров. Основанием такой возможности могут служить некоторые результаты по построению геодинамических структур типа множеств Мандельброта и приуроченности к ним месторождений нефти и газа. Энергетическая потенциальная яма в геосреде, окруженная потенциальным барьером, может играть роль ловушки, в которой происходит аккумуляция УВ на основе механизма квантового туннелирования, превращающего барьер в односторонний фильтр. Этот тип ловушки может иметь место, например, в непроницаемых породах.

Литература

1. *Дмитриевский А.Н.* Фундаментальный базис геологии нефти и газа // Геология нефти и газа. 1991. №4. С.2–5.
2. *Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И.* Энергоструктура Земли и геодинамика. М.:Наука, 1993. 154 с.
3. *Володин И.А.* Принципы системной организации полей напряжений в литосфере// Газовая промышленность. 1997. №7. С.39–42.
4. *Гусев Г.А.,Гуфельд И.Л.* Вероятностная феноменологическая сейсмодинамика: Основные принципы // М. ДАН. 1996. Т.349, №1. С.100–103.

А.С.Егоров, Д.Н.Чистяков[1]

Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций

Материалы региональных геолого-геофизических исследований глубинного строения литосферы платформ и складчатых областей показывают важную стуктуро-формирующую роль в их становлении и тектонической эволюции геодинамических режимов континентального сдвига. С их развитием связывается заложение протяженных линейных структур, имеющих характерные черты разрывной и складчатой тектоники, осадконакопления, магматизма и, соответственно, проявления в региональных геофизических полях. Проблемам изучения сдвиговой тектоники посвящена обширная литература, в которой рассматриваются теоретические основы сдвигообразования, описываются многочисленные примеры изучения типоморфных структур и выделяются критерии их опознания геологическими и геофизическими методами исследований [3,5,6 и др.].

Материалы геолого-геофизического моделирования строения литосферы в пределах полосовых зон глобальных геотраверсов [1] позволяют оценить роль сдвиговых дислокаций в современной структуре земной коры северной части Евразийского континента. В частности, специальные способы обработки геофизических полей позволили выполнить трассирование в пределах Балтийского щита Хибинско-Ловозерской и Балтийско-Мезенской тектонических зон, которые в северо-восточном направлении дискордантно пересекают доминирующие структуры его древнего эпикарельского фундамента. К ним приурочены области развития палеозойских щелочно-ультраосновных, щелочных с карбонатитами массивов, интрузий нефелиновых сиенитов, и

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

намечается пространственная взаимосвязь с ними алмазоносных трубок взрыва. Возможно, эти зоны являются ветвями известной трансрегиональной разломно-блоковой зоны Осло–Альне–Хибины, которая характеризуется повышенной сейсмичностью, аномально высокими значениями теплового поля, развитием в ее пределах локальных линейных грабенов, валообразных поднятий и впадин в фундаменте и чехле платформы [3].

Для данных структур характерен ряд критериев, указывающих на возможность их сдвиговой геодинамической природы. Их заложение относится к среднепалеозойскому времени, а горизонтальные перемещения не превышают первых десятков километров. Более значительные амплитуды перемещений предполагаются вдоль границ мегаблоков кристаллического фундамента Балтийского щита. Так, характер геофизической зональности и специфический рисунок разрывных дислокаций Кейвско-Проозерской зоны, разделяющей Мурманский и Кольский мегаблоки, позволяют предполагать вдоль нее проявление интенсивных сдвиговых перемещений. В разрезе земной коры, по данным ГСЗ, моделируется выполаживание с глубиной и замыкание на уровнях волноводов в подошве гранитно-метаморфического мегаслоя оперяющих дислокаций региональных сдвигов. Эти волноводы представляют собой, скорее всего, зоны деструкций, по которым происходили взаимные перемещения разноглубинных уровней земной коры. Эта закономерность характерна и для сдвиговых дислокаций, проявленных в других платформенных и складчатых регионах континента.

Выделение региональных сдвиговых структур в пределах Баренцевской платформы и Уральской складчатой области на основе имеющихся данных весьма дискуссионно, хотя из литературных источников известны примеры обоснования значительных сдвиговых перемещений как вкрест простирания, так и субпараллельно границам палеоплит. Для трассирования хорошо изученных в пределах Алтае-Саянской и Казахстанской складчатых областей зон региональных сдвигов в фундаменте Западно-Сибирской платформы также требуется привлечение более детальных материалов.

Наиболее представительные материалы, отражающие параметры глубинного строения зон региональных сдвигов, получены по сечениям геотраверсов в пределах Алтае-Саянской складчатой области. В качестве тектонотипа подобных структур следует признать хорошо изученную Кузнецко-Алатаускую зону [4]. Ее главный шов на дневной поверхности пространственно приурочен к орогеннному поясу, заложенному в среднем кембрии в результате коллизии Кузнецкого и Минусинского микроконтинентов. Начало сдвиговых перемещений относится к позднему кембрию, а наиболее активное ее развитие приурочено к раннему–среднему девону. В вертикальном сечении Кузнецко-Алатауская зона регионального сдвига смещена по отношению к одноименной сутурt и представлена крутопадающим глубинным швом. Его глубинный канал пространственно совпадает с аномальным подъемом геотермической литосферы.

В современном тектоническом плане Кузнецко-Алатауская зона, кроме главного шва, включает оперяющие его сдвиговые, надвиговые, взбросо-сбросовые дислокации, косо ориентированные к оси простирания. Со структурами локального растяжения в зоне регионального сдвига связывается заложение в ранне–среднедевонское время троговых структур, заполненных вулканогенно-осадочными комплексами мощностью до 2500 м. Их формирование сопровождалось образованием субвулканических, экструзивных, дайковых и гипабиссальных пород [4]. В зоне сдвига наблюдаются структуры, ограниченные системой кольцевых разломов, свидетельствующих об их ротации, и выделяются более мелкие тела клиновидной и ромбовидной форм (дуплексы). В латеральном измерении ширина зоны оперяющих дислокаций достигает 100 км. Общая структура тектонических деформаций Кузнецко-Алатауской зоны соответствует теоретической модели правостороннего сдвига [5,6]. Ее формирование, вероятно, проходило в условиях транспрессии, что привело к дополнительному подъему ее осевой части и компенсационному утолщению кристаллической коры. Аналогичный характер геолого-геофизического проявления в пределах Алтае-Саянской складчатой области имеют Восточно-Саянская, Кызырская, Азасская и другие сдвиговые зоны. В ряде случаев намечается пространственно-генетическая взаимосвязь с проявлениями гранитоидного магматизма. Так, крупные батолиты гранитоидов позднего палеозоя закономерно располагаются вдоль протяженной сдвиговой зоны в фундаменте Барнаульской впадины.

Проведенный анализ геофизической зональности и данных геологического картирования по территории Байкальской складчатой области подтверждает выводы Л.П.Зоненшайна о значительных сдвиговых перемещениях микроплит, составляющих ныне ее фундамент, и крупных сегментов Сибирского кратона.

Значительная роль сдвиговых деформаций в структуре Монголо-Охотского шва проявляется в пределах Джагдинско-Приохотской мегазоны. Комплексный анализ геолого-геофизических данных свидетельствует в пользу вывода о значительной амплитуде сдвиговых перемещений вдоль этой мегазоны. Сложная система деформаций Джагдинско-Приохотской мегазоны и ее обрамления интерпретируется теоретической моделью левостороннего сдвига. Сдвиговые дислокации широко проявлены в пределах Сихотэ-Алиня. Их заложение относится к позднемеловому времени. Наиболее протяженный – Центральный Сихотэ-Алинский левый сдвиг смещает Амурскую сутуру на 200–250 км. На глубинном разрезе он прослеживается как сквозькоровая тектоническая зона с характерным рисунком оперяющих тектонических деформаций. Зона сдвига контролирует проявление позднемелового и палеогенового вулканизма.

Выполненные по системе глобальных геотраверсов России геолого-геофизические построения свидетельствуют о широком развитии в структуре земной коры Евразийского континента региональных сдвиговых дисло-

каций разных возрастов и генетических типов. Аномальный характер их геолого-геофизического проявления позволяет во многих случаях выполнить трехмерное моделирование их структуры и вещественного состава и провести генетическую классификацию .

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-07-90232.

Литература

1. *Егоров А.С., Чистяков Д.Н., Булин Н.К., Дортман Н.Б., Гурьев Г.А., Костюченко С.Л.* Атлас карт и разрезов глубинного строения литосферы по системе глобальных геотраверсов России // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. С.233-235. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. I).

2. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы, их металлогеническое значение / А.В. Савицкий, Е.Н. Афонасьев, Г.О. Гукасян и др. // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: Недра, 1986. С. 39-52.

3. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет Земной группы / Под ред. П.С.Воронова, СПб. Наука, 1997. 561 с.

4. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области / В.С.Сурков, О.Г.Жеро, Д.Ф.Уманцев и др. Новосибирск: Недра, 1978. 144 с.

5. *Lowell J.D.* Structural styles in petroleum exploration. OGCI Publications. Tulsa. 1985.

6. *Park,R.G.* Geological structures and moving plates. Blackie. Glasgow and London , 1988. 337 p.

А.С.Егоров[1], И.Ф.Зотова[1], Д.Н.Чистяков[1], С.Л.Костюченко[2]

Глубинное строение и эволюция литосферы по геотраверсу Рубцовск – мыс Невельского

В состав Атласа геологических и геофизических карт и разрезов по системе глобальных геотраверсов России [1] входит профиль Рубцовск – мыс Невельского. В ходе составления Атласа авторами выполнена геологическая интерпретация большого объема геофизической информации. Интерпретационные геолого-геофизические построения тесно увязаны с процедурами реконструирования глубинного разреза для последовательных стадий эволюции земной коры континента, которые выполнялись на основе адаптации к имеющимся геолого-геофизическим данным научно-теоретических по-

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

[2] Центр региональных геофизических и геоэкологических исследований (ГЕОН) , Москва, Россия

строений Л.П.Зоненшайна, В.Е.Хаина, А.А.Моссаковского, Б.А.Натальина, А.И.Ханчука и др.

Геотраверс общей протяженностью 4000 км в широтном направлении пересекает структуры Алтае-Саянской складчатой области, Сибирской платформы, Байкальской складчатой области, Алдано-Станового щита и Амурской складчатой области, которые отчетливо проявляются как образования литосферного уровня. Мощность литосферы юга Сибирской платформы – более 400 км, Алтае-Саянской складчатой области – 50–250 км, Байкальской складчатой области – 75–100 км, Амурской складчатой области– 50–150 км. В восточном направлении вдоль линии профиля отмечается уменьшение мощности земной коры от 50 до 35 км. По характеру глубинного разреза крупные области подразделяются на ряд мегаблоков и разделяющих их шовных зон. Последние моделируются по набору геофизических параметров и на разрезе часто маркируются гипсометрическим подъемом нижних слоев земной коры и скачком границы Мохо.

Западный фланг Алтае-Саянской складчатой области представлен континентальным блоком Рудного Алтая, где на древнем кристаллическом фундаменте залегают мощные толщи рифея – раннего палеозоя и образования девонско-раннекаменноугольной вулканической дуги. Эти комплексы интенсивно деформированы разрывными дислокациями растяжения, сжатия и сдвига и гранитизированы. Его тектоническая граница с Горным Алтаем полого погружается в западном направлении. В разрезе вулканогенно-осадочного слоя Горно-Алтайского мегаблока с древней континентальной корой моделируются мощные толщи рифейских комплексов, флишоидные образования кембрия и карбонатно-глинистые отложения ордовика–силура. Здесь также развиты среднепалеозойские вулканические и плутонические комплексы активной окраины.

Салаирская мегазона литосферного заложения моделируется как складчатая дуга, выполненная раннепалеозойскими океаническими и островодужными образованиями. Тектонической границей Кузнецкого и Минусинского мегаблоков с древней континентальной корой является Кузнецко-Алатауская сутура, которая погружается в западном направлении. Коллизионные процессы сопровождались обширной гранитизацией и региональным метаморфизмом. Кузнецко-Алатауская сдвиговая зона смещена относительно одноименной сутуры и имеет крутое погружение глубинного канала. Ширина этой сквозькоровой зоны на дневной поверхности достигает 100 км. В ее пределах моделируется характерная для правосторонних сдвигов структура оперяющих дислокаций, определяющих контуры выступов кристаллического фундамента и трогов, выполненных девонскими осадочно-вулканогенными комплексами.

В пределах Минусинского мегаблока моделируется высокая гетерогенность глубинного разреза: в наиболее погруженных структурах выделяется полный разрез вулканогенно-осадочного слоя; в наиболее приподнятых - на

уровень денудационного среза выведены комплексы древнего основания. Широко проявлен гранитоидный магматизм и девонский вулканизм.

Разрез кристаллического фундамента Восточно-Саянского мегаблока резко отличается от такового смежных блоков. Тектонической границей Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы является Восточно-Саянский разлом. Его плоскость на глубинных уровнях земной коры погружается в восточном направлении. Для этой тектонической структуры также предполагается значительная сдвиговая компонента тектонических дислокаций. Глубинный разрез краевого массива Сибирской платформы, судя по данным ГСЗ, отличается от разреза ее внутренних областей более приподнятым положением и уровнем денудации гранитно-метаморфического мегаслоя. Его гипсометрический подъем с вертикальной амплитудой перемещения до 10 км связывается с пограничной системой тектонических деформаций надвиго-сдвигового генезиса.

В составе южного сегмента Сибирской платформы выделяются мегаблоки с тонкорасслоенной континентальной корой и разделяющая их Шамановская архейско-раннепротерозойская рифтогенная структура. Вдоль его восточной окраины располагается Акитканский вулканоген, интерпретируемый как раннепротерозойский вулкано-плутонический пояс активной окраины континента. Восточная граница Сибирского кратона в данном сечении по комплексу геофизических данных полого погружается в западном направлении.

Формирование основных черт глубинного разреза Байкальской складчатой области связывается с жесткой аккрецией в позднем кембрии микроконтинентов и островных дуг к окраине Сибирской платформы. С этим процессом связывается проявление интенсивной раннекаледонской складчатости на границах плит и микроплит и заложение гранитоидных батолитов. Характерной особенностью Баргузинского мегаблока является существенно увеличенная мощность глубоко денудированного гранитно-метаморфического мегаслоя, древний субстрат которого практически полностью переработан уникальным по своей интенсивности гранитоидным магматизмом.

Байкало-Витимская мегазона образует характерную дугу складчатого обрамления Баргузинского мегаблока. Мегазона выполнена образованиями рифейских офиолитовых и островодужных комплексов. Западная ветвь мегазоны характеризуется крутым погружением глубинного канала, восточная имеет наклон в восточном направлении.

Далее геотраверс пересекает Коларский блок, являющийся, скорее всего, клиновидным выступом Сибирской платформы. Олекмо-Нерчуганский и Пришилкинский блоки рассматриваются в качестве инородных, перемещенных на значительные расстояния и присоединенных к окраине Станового мегаблока. Развитие юрских коллизионных гранитоидных массивов и депрессионных структур в их пределах обусловлено аккрецией Сибири и Амурии вдоль Монголо-Охотского шва.

Байкальский рифт заложен в ослабленной зоне глубинного шва Байкало-Витимской мегазоны. Рифтогенез проявляется в радикальной дезинтеграции земной коры и аномальном подъеме подошвы геотермической литосферы.

Аномальный характер глубинного разреза Алдано-Станового щита связан с интенсивной мезозойской гранитизацией, обусловленной проявлением тектонических процессов на его южной континентально-океанической окраине. С субдукционными процессами на границе Сибирской палеоплиты в поздней юре связывается формирование Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса.

Основной объем Монголо-Охотского шва выполнен образованиями аккреционного клина и передового прогиба, развивавшихся вдоль окраины Сибирского кратона над зоной погружения Тихоокеанской плиты [2,3]. В пределах центральной части Амурской складчатой области геофизическими методами моделируется разветвление Монголо-Охотской мегазоны на две ветви, обрамляющие Нимеленский континентальный массив. Джагдинско-Приохотская зона на границе со Становым массивом в вертикальном сечении имеет клиновидную морфологию с северо-западным погружением глубинного канала. Ниланская зона, маркирующая положение тектонической границы Нимеленского мегаблока с выступом Буреинско-Аргунского мегаблока Амурии, также погружается в северо-западном направлении. Его окраины интенсивно деформированы разветвленной системой надвиговых, сдвиговых и сбросо-взбросовых деформаций. Амурская сутура , имеющая наклон в западном направлении, фиксирует положение ранне-позднемеловой окраины Азиатского континента, существовавшей до причленения Сихотэ-Алиньской микроплиты. Для глубинного разреза последней характерна кора континентального типа, перекрытая мощным вулканогенно-осадочным слоем. Для его тектонической структуры характерно широкое проявление сдвиговых дислокаций, наиболее крупной из которых является Сихотэ-Алиньский левый сдвиг с амплитудой смещения до 200–250 км.

Иследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-07-90232.

Литература

1. *Егоров А.С., Чистяков Д.Н., Булин Н.К., Дортман Н.Б., Гурьев Г.А., Костюченко С.Л.* Атлас карт и разрезов глубинного строения литосферы по системе глобальных геотраверсов России // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С.233–235. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).

2. *Натальин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С.3–23.

3. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск.: Наука, 1984. 192 с.

А.В. Емец[1], В.В. Гайдучок[2]

Геодинамика территории Крымского полуострова в мезозойское время

Крымский полуостров исследуется уже около двух столетий. Однако до сих пор отсутствует единое мнение о его геологическом строении и истории тектонического развития.

Особо интересным является развитие его территории в мезозойское время. Сложность строения Горного Крыма, о которой не раз упоминали многие исследователи, свидетельствует о многообразии процессов, которые здесь происходили. Данное исследование основывалось на литолого-стратиграфическом сопоставлении пород, вскрытых на площадях глубокого бурения (рисунок) в пределах Равнинного Крыма и их стратиграфических аналогов, выходящих на поверхность на территории Горного Крыма.

Осадкам триасового и нижнеюрского времени соответствовали сложные условия осадконакопления. Здесь происходило интенсивное накопление речных отложений с формированием циклов ритмически переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. По границам континентального уступа происходили обвалы, обусловившие деятельность турбидитных потоков с формированием глинистых пуддингов. В лейасовое время в результате подводно-оползневых процессов происходила предаккреционная складчатость.

Период средней юры соответствует интенсификации речного сноса. Здесь сформировалась мощная толща (более 2000м в скв. Николаевская-1 Альминская впадина) терригенно-глинистых осадков бешуйской свиты. Главной ее особенностью являются прослои углей параллической морской формации. По направлению к г. Симферополю она сменяется конгломератами битакской свиты и, в таком случае, как и предсказывал еще Муратов [1] по отношению к аналогичным отложениям Бешуйских копей, эти свиты являются одновозрастными. Глинисто-песчанистые отложения с углями обнаруживаются и далее на северо-запад – в скважинах Октябрьской площади. В этом направлении, вдоль западных и южных бортов поднятий центрального сегмента Скифской плиты (Симферопольского и Тарханкутско-Новоселовского), прослеживается среднеюрская линия палеоберега. В среднеюрское время вдоль субширотных разломов, образовавшихся в результате кратковременной субдукции палеоокеанической коры Тетиса под южный континент, здесь излились разнообразные вулканиты, внедрились дайки и, возможно, силлы. Вулканизм сопровождался отложением окремненных глин и туффовых образований.

[1] Украинский государственный геологоразведочный институт (УкрГГРИ), Львов, Украина
[2] Львовский государственный университет (ЛГУ), Львов, Украина

Расположение некоторых скважин (кружки) и площадей глубокого бурения (звезды) в Крыму

Скважины: СВ – Северо-Владиславовская-1, Ф – Феодосийская-1, Вс – Восточная-709, Ш – Шубинская-7, Нд – Найденовская-1, Кр – Красновская-1, Гв – Гвардейская-1, Нк – Николаевская-1, К1 и К2 – Качинские-1 и 2, Я – Ялтинская-1. Площади: О –Октябрьская, Е – Евпаторийская, Ел – Елизаветнинская, Нв – Новоселовская, Ск – Сакская, Д – Джанкойская, ВД – Восточно-Джанкойская, К – Карасевская, З –Зыбинская, Сл – Солдатовская, Г – Гончаровская, Т –Тамбовская, Ж - Журавкинская, В –Видненская, ЮВ – Южно-Видненская, П – Планерская, В – Владиславовская, М – Мошкаревская

Магматизм на территории современного Горного Крыма больше не проявлялся, о чем говорит отсутствие каких-либо термальных изменений верхнеюрских известняков и тел магматического происхождения на территории их распространения.

Верхнеюрский период характеризовался постепенным погружением земной коры с юга на север на фоне общих незначительных колебаний. Здесь, в области палеошельфа, сначала сформировались рифовые массивы и связанные с ними осадочные фации киммеридж-оксфордских известняков, которые постепенно сменялись преимущественно титон-берриасовыми известняками открытого моря. Последние часто содержат примесь алеврит-песчанистого материала, их карбонатность редко превышает 98%. Под конец берриасового времени территория современного Горного Крыма представляла собой двуслойную структуру: внизу залегали преимущественно глинистые образования, а над ними – мощный (>3000м) слой известняков. Поэтому последующая коллизия была очень специфичной. Вышезалегающая толща известняков служила жестким буфером для пластичных глини-

стых образований, которые сминались под действием тектонического бокового давления. Первоочередно деформировалась нижняя толща пород, и, таким образом, фрагменты океанической коры формировали "поддвиг". В таком сравнительно ограниченном пространстве сформировалась мощная, однородно измененная толща – таврическая серия, бедная органическими остатками, с беспорядочным нагромождением складчатых и надвиговосдвиговых образований, с чередованием субвулканитов батского яруса (скв. Качинские-1,2, Ялтинская-1). Эта толща была беспорядочно деформирована и дислоцирована [2] в таких условиях, часто среднеюрские отложения Горного Крыма невозможно отличить от верхнетриас-нижнеюрских.

Вышезалегающие известняки в результате такого поддвига поднимались над поверхностью моря. Они испытывали деформацию, но в значительно меньшей степени, и, в основном, под действием силы тяжести, а не бокового сжатия, преимущественно ломаясь и заполняя гипсометрически ниже лежащие участки местности брекчиево-глыбовой массой.

В это время, в результате эрозионной деятельности палеорек, сформировались столовые палеогоры. Одна из них – **Видненская палео-Яйла** – хорошо маркируется по данным сейсморазведки и в ископаемом состоянии вскрыта бурением на площадях Видненская, Южно-Видненская, Журавкинская. Вблизи нее, на площадях Тамбовская и Мошкаревская, на глубине свыше 4300м скважины вскрыли молассовидные континентальные отложения палеодолин. Здесь сформировались преимущественно красноцветные конгломерато-галечниковые отложения с прослоями ленточных глин. Отображая стратиграфическое залегание отложений, слагающих столовые горы, в низах такой же толщи на площади Планерская (глубина около 1200 м), преобладают обломки известняков верхней юры, а сверху основная масса обломков представлена вулканогенными породами среднеюрского возраста. Конгломерато-брекчии нижнемелового возраста, сложенные преимущественно из обломков известняков верхней юры, вскрыты скважинами Предгорная-316, Восточная-709, Феодосийская-1 и Гончаровскими. Они выполняют Байдарскую долину и часто встречаются в других местах Горного Крыма.

Территория современного Равнинного Крыма в это время находилась в нестабильной обстановке – она временами то опускалась, то несколько приподнималась над уровнем моря. Маркируя начало нижнемеловой трансгрессии, на почти выровненую эррозией земную поверхность палеопредгорий Крыма отложился слой конгломератов, которые изобилуют остатками готерив-барремской фауны. Прогиб, сформировавшийся в апт-нижнеальбское время на территории Равнинного Крыма, частично скомпенсировал напряжение земной коры в этом месте. Прогибание здесь обусловило сползание жестких известковых "покрышек" по глинистым новообразованиям с юга на север. Наибольшая из таких оползневых структур, переместившаяся более, чем на 10 км, – титонские известняки Караби-Яйлы, положение которых

относительно подстилающих пород долгое время подвергалось спору [3]. Наиболее глубоководные отложения характеризуются глинистыми илами из скв. Шубинская-7 (глубина >4500м).

Завершение прогибания фиксируется среднеальбским вулканизмом, произошедшим в северной части современного Крымского полуострова (вулканиты среднего состава обнаружены скважинами на площадях Геническая, Крыловские, Елизаветнинская, Нижнегорская, Джанкойская и др.). Внедрение и излияние магмы обусловило слабые метаморфические изменения нижнемеловых пород, которые по этой причине в Равнинном Крыму во многих скважинах почти невозможно расчленить. В верхнеальбское время почти вся современная территория Равнинного Крыма была покрыта морем. Отложения этого возраста образовывали складки облекания на расчлененном палеорельефе.

Верхний мел характеризуется непрерывным отложением здесь преимущественно карбонатных осадков. Сильно варьировала линия палеоберега, которая определяла положение северного края суши, располагаемой на территории современного Горного Крыма. На морских палеовозвышенностях формировались биогермные постройки.

Литература

1. Геология СССР.Т.8. Крым. Ч.I. Геологическое описание / Под ред. М.В.Муратова. М.: Недра, 1969. 575с.

2. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112с.

3. *Попадюк И.В., Смирнов С.Е.* Проблемы структуры Горного Крыма: Традиционное представление и реальность // Геотектоника. 1991. №6. С.44–56.

В.А.Ермаков[1], И.А.Гарагаш[1], Л.И..Лобковский[2]

Роль эклогитов в формировании структур активной континентальной окраины

Введение. Эклогиты – кристаллические породы, сложенные в основном омфацитом и пироповым гранатом. Кроме этих, биминеральных пород, встречаются высокоглиноземистые двупироксеновые роговообманковые эклогиты (далее Э). Плотность Э варьирует от 3,1 до 4,2 г/см, (в среднем 3,3–3,6), что позволяет использовать их как фактор различных тектонических перемещений. Э встречаются с метаморфическими породами амфибо-

[1] Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

литовой, гранулитовой фаций, с глаукофановыми сланцами. Экзотические находки Э сделаны среди включений в вулканических породах, главным образом в кимберлитах. В островных дугах известны единичные находки включений эклогитоподобных пород.

Н.Г.Удовкина [7] выделяет мантийные и коровые Э, разница между которыми определяется более низкими железистостью, содержаниями SiO_2, Na_2O в мантийных образованиях. Для последних характерны также разности, богатые Cr и K_2O, редкими элементами. Мантийные Э сформированы при P=20–50кбар и T=850–1400°C, а коровые при P=8–24 кбар и T°=60–800°C. Минимальные P–T-параметры устойчивости Э в земной коре: 5 кбар и 600–700°C [8]. Те и другие Э изохимичны габброидам, базальтам, некоторым коматиитам. Разнообразие P–T-условий формирования Э является признанным геологическим фактом. Таким образом, модели корового и мантийного эклогитообразования дополняют друг друга, однако они различаются в том, что в модели[1] постулируется быстрое погружение Э (изменение P), в то время как в [5] преобладает фактор температурной эволюции.

Тем не менее, остается неясным вопрос о причинах сосуществования высокобарических фаций Э и относительно низкобарических фаций амфиболитов и гранулитов (габброидов). Возможны либо тектоническое совмещение, либо резкая неравновесность протекания фазовых переходов в условиях локально мобилизованного флюида. Последний может ускорять время реакций при фазовых переходах: габбро–эклогит на 2–3 порядка по сравнению с таковым при равновесной диффузии [6]. Стресс, добавленный к литостатическому давлению, может быть решающим фактором при образовании коровых Э. Х.Остерхейм [8] выделяет два типа Э: линзоватые, дислоцированные с гранулитовой матрицей, образованные при стрессе, и сплошные Э с линзами гранулитов, образуемых при литостатическом давлении; первые – коровые, вторые – мантийные. На стадии, когда эклогитизация захватывает 30–40% пород коры, происходит нарушение сцепления и кора ведет себя как неньютоновская жидкость. Этот автор рассматривает дислоцированные Э как породные сейсмические рефлекторы.

I. В предложенных моделях формирования глубоководных осадочных бассейнов [1,5] эклогитизация сопровождается уменьшением объема и уплотнением, что приводит к оседанию поверхности и образованию бассейна. Томография ряда дуг запада Тихого океана [10] показывает, однако, что под всеми глубоководными задуговыми бассейнами наблюдается не уплотнение, а зоны дефицита скорости и разуплотнения. Участки повышения скорости (уплотнения) в тылу дуг имеются в тех районах, где нет задуговых впадин и в континентальных частях переходных зон. Возможно, что континентальные структуры эволюционируют в структуры впадин, однако этот процесс не заканчивается эклогитизацией, а развивается с дальнейшим образованием расплавов.

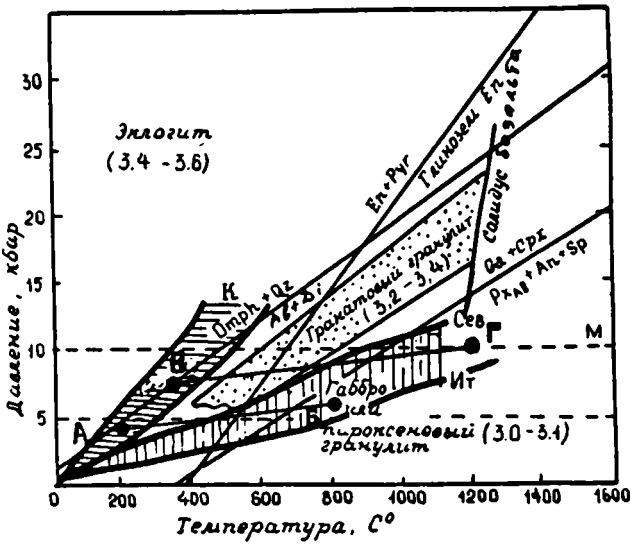


Рис.1. Эволюция вещественного состава в недрах глубоководной впадины на стадии после эклогитизации и обрушения (с использованием данных Т.Х.Грина и А.Э.Рингвуда [9])

К и горизонтальная штриховка – геотермы континентов. Сев, Ит и вертикальная штриховка – геотермы островной дуги и котловины на профилях через острова Парамушир и Итуруп. Линии АБ, ВГ означают варианты изменений Р–Т-параметров и состава для коры и мантии в течение позднего кайнозоя [по 3].

Поэтому образование океанской коры может быть связано не с погружением или с быстрым всплыванием (эксгумацией) эклогитовой коры или мантии, а с изменением низов коры in situ, при длительной температурной эволюции.

Вместе с тем, в эволюции глубоководных котловин (например, в Курило-Камчатском регионе) можно выделить по крайней мере две стадии: 1) медленного компенсированного (мелководными осадками) прогибания и 2) катастрофического обрушения. Первая стадия длилась примерно 20–25млн лет, вторая началась около 3млн лет назад. На второй стадии одновременно с обрушением происходит расширение бассейна (Курильской глубоководной впадины) и трансгрессивное поглощение им частей островной дуги [3,4]. Массовый базальтовый вулканизм на дне впадины может появится в конце этой последовательности, что демонстрирует развитие подобного процесса в Филиппинской впадине.

Из этого следует, что в недрах глубоководных котловин в течение нескольких десятков миллионов лет происходят направленные физико-химические изменения, главным фактором которых является повышение температуры (рис.1). Обрушение будет соответствовать некоторому опти-

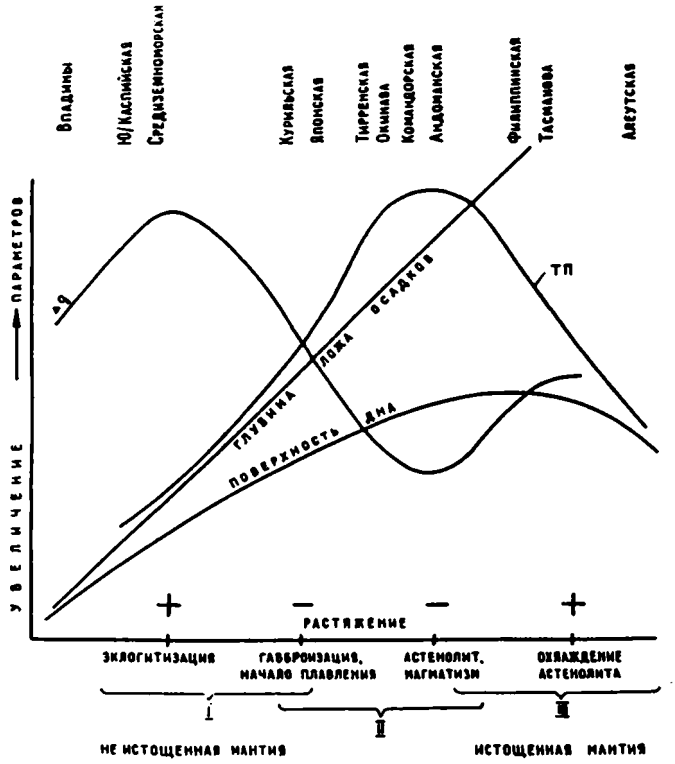


Рис.2. Типизация глубоководных впадин на основе предлагаемой модели их температурной эволюции (по В.А.Ермакову [4])

Показана корреляция различных параметров глубоководных впадин в связи с их относительным возрастом. ТП - тепловой поток, +/- – условия сжатия и растяжения

муму эклогитизации (базальтовой коры), после чего будет происходить их обратный фазовый переход в габбро. Во впадинах при этом исчезают условия для дальнейшего опускания и, наоборот, закладываются условия для инверсии плотности. Однако подьема поверхности также не происходит, что несомненно связано с одновременным и независимым растяжением впадин. Эти преобразования будут сильно менять характер напряженного состояния, реологии среды,амплитуды обрушения, мощности осадков и т.д. Типизация задуговых бассейнов в соответствии с изложенным представлением[4] показана на рис.2.

II. Обрушение бассейна за счет твердофазового перехода габбро–эклогит не может объяснить свойственных этим структурам признаков растяжения. Для этого, вероятно, недостаточно также тех эффектов растяжения, которые могут быть связаны с объемным расширением при фазовом переходе

габбро–расплав в недрах структур. По-видимому, существует независимый источник растяжения коры глубоководных впадин, за который обычно принимают силы, возникающие при изменении геометрии зоны субдукции (или сейсмофокальной зоны, далее СФЗ) ее вертикализации.

Действительно, сейсмотомография показывает, что для СФЗ характерна насыщенность высокоскоростными (высокоплотными) телами, которые распределены дискретно и достаточно закономерно: верхнее уплотнение – почти на входе зоны субдукции, на глубинах 20–70км, нижнее – в ее основании, на глубинах от 400 до 600км, у всех зон по-разному. Промежуток между этими слэбами как раз соответствует проекции задугового бассейна и островной дуги. Высокоплотные тела в основании СФЗ обычно также дискретны, имеют форму вытянутых будин и общую субгоризонтальную протяженность в сотни километров. Можно предположить, что это – след субдуцируемой плиты, испытавшей постепенную вертикализацию от ее первоначально пологонаклонного положения. Этот процесс, взаимодействуя с надсубдукционным клином, и порождает деформации спрединга в задуговом бассейне. Таким образом, здесь спрединг может происходить одновременно с рифтингом, если последний порождается существованием области разуплотнения в основании земной коры.

Вероятность образования эклогитов в СФЗ была недавно показана Н.Л.Добрецовым и А.Г.Кирдяшкиным [2]. Высокоплотные тела в СФЗ и являются указанием на положение Э или их высокобарических аналогов. Показательно, что размещение тел повышенной плотности (Э) соответствует максимумам сейсмической активности. Относительно низкие температуры при высоких давлениях, заданность стресса, условия неравновесности, все это делает СФЗ наиболее благоприятной структурой для проявления эклогитизации. Мы еще раз приходим к тому, что сейсмотектонический процесс может способствовать формированию эклогитов; геодинамическая обстановка при этом близка к динамометаморфизму. Другими словами, сейсмичность и динамометаморфизм являются изотектоническими процессами.

Заключение. СФЗ, как структура первого порядка, продуцирует основные геологические события в переходной зоне. Формирование задугового бассейна вторично по отношению к СФЗ, однако именно этот феномен определяет и появление островной дуги. Вероятно, что появление в надсубдукционном клине растяжений, связанных с вертикализацией плиты, задает тот тектонический импульс, который приводит к возрастанию теплового потока под задуговым бассейном. По геологическим данным начало спрединга (растяжения) в задуговом бассейне можно оценить в ~3млн лет. С этого времени в недрах задугового бассейна эклогитизация сменяется обратным процессом габброизации и последующего плавления. Вулканические процессы первоначально локализуются на границе впадины и островной дуги, указывая на асимметрию возникающего диапира, и лишь позднее при при массовом растяжении захватывают все дно впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64901.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая геотектоника. М.: Наука, 1993. 455с.

2. *Добрецов Н.Л, Кирдяшкин А.Г.* Моделирование процессов субдукции // Геология и геофизика.1997.Т.78, №5. С.846–856.

3. *Ермаков В.А.* Происхождение Курильской глубоководной впадины // Тихоокеан. геология. 1991 №1. С.34–49.

4. *Ермаков В.А.* Образование и эволюция Курильской островной дуги: Результаты комплексного изучения тектоносферы. М., 1993. С.83–116.

5. *Лобковский Л.И., Исмаил-заде А.Т., Наймарк Б.М., Никишин А.Н., Клутинг С.* Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов // ДАН. 1993. Т.330, №2. С.256–260.

6. *Соболев С.В.* Физико-петрологические процессы в коре и мантии. Автореф. дис. ... канд. геол-минер. наук. М., 1980. 24с.

7. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285с.

8. *Austrheim Hakon.* Eclogitization of the deep crust in continent collision zones // C. r. Acad. sci. Ser.2. Fasc. 2. 1994. Vol.319, №7. C. P.761–774.

9. *Ringwood A.E.* FAA, FRS. Composition and Petrology of the Earth's Mantle, 1975 by Mcgrav Hill. 550p.

10. *Van der Hilst.R., Engdahl R., Spakman W., Nolet G.* Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs // Nature. 1991. Vol.353, №6339. P.37–43.

И.Л.Жуланова[1]

К методологии исследования взаимосвязи петрогенетических и тектонических процессов (о предпосылках создания геосинергетики)

При всех различиях учения о геосинклиналях, ныне трактуемого как фиксизм (что не вполне точно), и неомобилизма, в обеих концепциях представления о взаимосвязи петрогенетических и тектонических процессов базируются на факте существования зависимости между особенностями продуктов магматизма (метаморфизма) и характером вмещающих структур, а методика исследования проблемы сводится к эмпирическому поиску возможно большего числа коррелирующихся признаков.

Но есть принципиальное отличие.

В рамках геосинклинальной концепции (точнее, классической геологии) выделение различных типов тектогенеза опиралось на изучение осадочных формаций (анализ фаций, мощностей, данные структурной геологии). Глу-

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

бинные факторы тектогенеза, если и обсуждались, то сугубо гипотетически. Однозначных прогнозов в отношении сопутствующих эндогенных процессов из подобных построений в общем случае не следовало, и значимость проблемы связи тектоники и магматизма вырисовалась далеко не сразу.

Тектоника литосферных плит оперирует понятием современных геодинамических обстановок, факторы и механизмы которых, напротив, жестко постулируются моделью ячеистой мантийной конвекции, сочетающейся с плюмами. Свойства магматических и метаморфических пород рассматриваются при этом как прямые индикаторы, позволяющие реконструировать геодинамические обстановки геологического прошлого. Очевидный недостаток подобного подхода – некритическое отождествление корреляционных связей с причинно-следственными. Ведь в действительности особенности эндогенных образований определяются термодинамическими условиями формирования, а как эти последние соотносятся с "геодинамическими обстановками" (понятие само по себе недостаточно конкретное) – вопрос, требующий специального исследования.

Если смотреть шире, то включение термодинамики в общетеоретический фундамент современной геологии (s. lato) представляется наиболее актуальной методологической проблемой, особенно когда речь идет о синтезе геофизики, тектоники и петрологии (геохимии) в целостную науку о движущих силах эволюции планеты – геодинамику будущего, в понимании В.Е.Хаина (современная геодинамика целиком лежит в рамках механики).

Такая постановка вопроса обусловливается не только логикой внутреннего развития геологии, но, в еще большей степени, – достижениями термодинамики неравновесных процессов и созданной на ее основе новой отрасли знания - синергетики – в понимании универсальных закономерностей эволюции больших природных систем (философия уже назвала синергетику парадигмой современного естествознания). В этом свете эмпирически выявляемые взаимосвязи между эндогенными образованиями и тектоническими структурами предстают как одна из форм самоорганизации геологических систем, указывающая на действие энергетических источников соответствующей мощности и длительности (энергопотоков).

Переход от традиционного для геологии понятия тектонических (эндогенных) сил к понятию энергопотоков не является чисто терминологическим, как может показаться на первый взгляд. Он заставляет задуматься не просто об источниках эндогенной активности планеты, но о конкретных носителях энергии (массопотоках) и путях их движения. Оценка реальности моделей, которыми располагает тут как классическая геология, так и тектоника плит, надежнее всего может быть произведена опять-таки с помощью термодинамических критериев: они качественно значимее, чем чисто механистические модели, сколь бы ни были последние точны математически.

Так, несмотря на гигантский массив расчетов и физические эксперименты в пользу ячеистой конвекции мантийных масс, остаются большие сомне-

ния в том, что она может быть фактором сопряженного проявления тектонических (горизонтальное движение плит, субдукция) и петрогенетических (выплавление огромных объемов магм на границах плит) процессов. Дело в том, что стационарная ячеистая конвекция способна реализоваться только в закрытых термодинамических системах, будучи направлена на выравнивание внутренних тепловых неоднородностей. Она несовместима с выносом энергии вовне, сопровождающим вулканизм. По той же причине ячеистая конвекция несовместима с продвижением сквозь область ее функционирования локальных вертикально ориентированных тепломассопотоков – плюмов. Само понятие плюма пока остается геофизической абстракцией. Наиболее надежные –сейсмотомографические – данные указывают, как известно, что самым вероятным уровнем отделения плюмов является граница мантии и ядра. Однако на этих глубинах возникновение сколько-нибудь значительного количества расплава термодинамически запрещено (невозможны массовые реакции с приращением объема).

Единственным реальным агентом теплопереноса от подошвы мантии может рассматриваться флюид, наиболее вероятно – ионизированный водород (в силу его уникальной проникающей способности). Это заставляет новыми глазами взглянуть на гипотезу изначально гидридной Земли В.Н.Ларина, тем более, что она разработана на основе совершенно независимых (космогеохимических) предпосылок [1]. Главный довод противников – невозможность значительного расширения планеты, предполагаемого автором гипотезы – не имеет решающей силы: допустимы и иные физические следствия распада гидридов ядра, в частности, выделение сейсмической энергии [2].

Из представлений о флюидной природе плюмов следует вывод об открытом характере термодинамических систем, порождающих мантийный магматизм. Это влечет за собой необходимость корректировки многих петрологических, в том числе геохимических критериев, используемых в палеогеодинамике (большинство их базируется на моделях плавления и кристаллизации в термодинамически закрытых условиях). В частности, при наличии глубинного флюидного потока, дренирующего сейсмофокальные зоны, исчезает потребность в многоступенчатой схеме формирования андезитовых магм из базальтов субдуцирующей океанической плиты (с предварительным превращением их в эклогиты, либо обводнением за счет океанических осадков). В качестве равноправной альтернативы в этом случае выступает метамагматизм [3].

Принципы синергетики указывают, что обязательным следствием проникновения сквозь тело планеты вертикальных тепломассопотоков должно являться формирование самоорганизующихся геологических систем центрального типа (кольцевых структур). Общепризнанно, что они очень широко распространены на континентах (гнейсовые и гранитно-метаморфические купола, интрузивно-купольные поднятия, вулканоплутонические постройки и др.). Взаимозависимость процессов тектоники, метаморфизма и магма-

тизма выражена в них нагляднее всего (прежде всего, это относится к раннедокембрийским гнейсовым куполам [2]).

Из сказанного выше вытекает, что столь же неизбежно присутствие структур центрального типа на океанических пространствах. Более того, сверхглубинный характер океанских плюмов позволяет прогнозировать максимально большие параметры соответствующих им "колец", хотя степень морфологического выражения последних может быть слабой (разница в плотности между исходным мантийным материалом, расплавами и продуктами их кристаллизации, обеспечивающая рельефообразующие вертикальные движения, здесь не столь велика). Не случайными при этом выглядят и данные о длительном (не менее 120 млн. лет) устойчивом характере мантийного магматизма в некоторых "горячих полях" океанов [4].

Таким образом, концепция мантийных плюмов, рассмотренная в синергетическом ключе, сближает геологию океанов и континентов. Надежды на прогресс в понимании существа глобальных процессов можно связывать, по-видимому, не столько с новыми моделями, сколько с новой методологией. Сейчас трудно предугадать, какое имя получит в будущем общая теория Земли. Существенно другое: ее разработка может и должна идти в русле синергетической парадигмы [5]. Для этих целей в настоящее время представляется удобным использовать термин геосинергетика.

Литература

1. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 101 с.

2. *Жуланова И.Л.* Дорифейские гнейсовые купола и кайнозойские деструктивные концентры -взаимодополнительные геодинамические индикаторы // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 198–201. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.1).

3. *Котляр И.Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса М.: Наука, 1986.263 с.

4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 13–12.

5. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.

В.С.Захаров[1]

Моделирование теплового режима коллизионной зоны

В настоящей работе исследуются эффекты, связанные с чередованием в структуре литосферы слоев, обладающих существенно различными реологическими свойствами. Литосфера включает три взаимодействующих между

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

собой слоя: верхний – жесткий слой коры, нижний – вязкодеформируемый коровый слой и средний – упругую подкоровую литосферу. При коллизии пластические свойства нижней коры позволяют верхней коре и подкоровой литосфере двигаться относительно независимо. Вещество нижнего слоя коры увлекается движущейся под ней литосферой к зоне коллизии. В результате происходит утолщение коры и связанное с ним воздымание территорий.

В процессе пластического деформирования вещества нижней коры происходит диссипативное выделение тепла. Построена двумерная модель механических и тепловых процессов в коллизионной зоне. Тепловая эволюция коллизионной структуры в рамках рассматриваемой модели описывается нестационарным уравнением теплопроводности с учетом движения подкоровой литосферы и прилегающих нижних слоев коры. Учитывается вклад в тепловой баланс радиогенных и диссипативных источников тепла.

Решение проводится численно на компьютере методом конечных разностей. Применяется явная разностная схема с расщеплением по времени. Этот метод позволяет свести решение многомерной задачи к последовательному решению одномерных задач.

На рис. 1 представлены расчетные геотермы, характеризующие тепловую эволюцию центральной части коллизионной зоны. Характерной особенностью является максимум температуры в нижнем слое коры. Прирост за счет диссипативной теплогенерации при данном (близком к реальному) наборе параметров составляет 100–150°С. Значительно прогревается (до 100°С) верхняя часть мантийной литосферы (около 10 км). Через некоторое время (определяемое соотношением интенсивности диссипативной теплогенерации и выноса тепла) коллизионная зона выходит на практически стационарный режим, и ее температура (и, следовательно, реология) не будет существенно меняться при неизменных внешних условиях. На рис. 1 приведена также кривая плавления влажного гранита. Сопоставление ее с расчетными геотермами показывает, что в нашей модели на подошве коры температура достигает температуры плавления влажного гранита.

На рис. 2 представлено отклонение от "нормального" (т.е. невозмущенного) распределения температур в континентальной литосфере, расчитанное для сечения коллизионной зоны через 20 млн лет после начала коллизии. Зона, в которой сосредоточены вязкие деформации, находится в правой части моделируемой области, диапазон глубин ограничен пунктирными линиями. Видно, что область существенного повышения температуры имеет весьма значительные размеры. При данном наборе параметров слой, температура в котором превышает "нормальную" более чем на 120°С, имеет мощность около 10 км и латеральные размеры в несколько сотен километров. Сходные результаты получаются при достаточно широком разбросе управляющих параметров.

Моделирование динамики изменения мощности нижней коры показывает, что по мере развития коллизии в нижней коре образуется структура типа

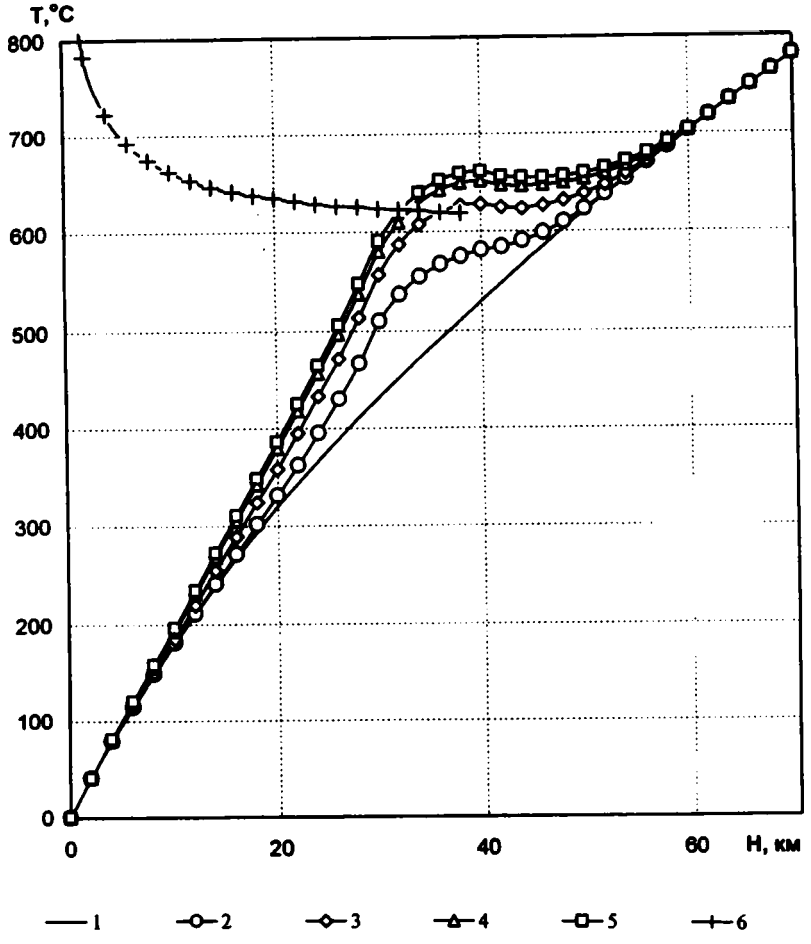


Рис.1. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны при различном времени коллизии

1 – 0 млн лет; 2 – 2 млн лет; 3 – 4 млн лет; 4 – 6 млн лет;
5 – 20 млн лет; 6 – ликвидус влажного гранита

вихревой ячейки. Это свидетельствует о перемешивании вещества нижней коры в ходе коллизии: с подошвы материал поднимается в вышележащие слои, в верхних же частях растекается в стороны от центрального поднятия, т.е. в центральной части орогена возникает область растяжения, связанная с гравитационным растеканием коллизионного поднятия.

Таким образом, вклад диссипативного источника в энергобаланс коллизионной зоны весьма значителен. Предложенный механизм может объяснить

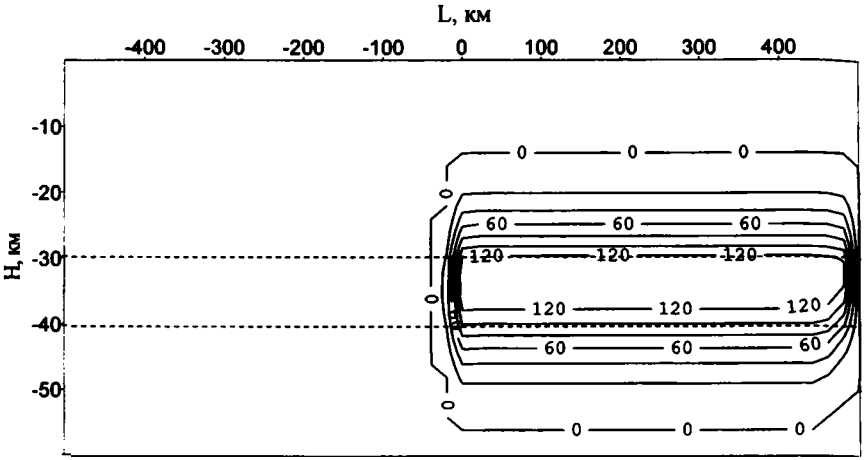


Рис. 2. Отклонение от нормального распределения температур в континентальной литосфере (20 млн лет)

существование глубинного метаморфизма, а также обеспечить достаточное для частичного плавления вещества нижней коры повышение температуры. Распределение напряжений на границе верхней и нижней коры способствует разрушению верхней коры в центральной области. Тем самым создаются предпосылки для возникновения гранитоидного син- и постколлизионного гранитоидного магматизма.

Верхняя часть подкоровой литосферы конвергирующей плиты к моменту погружения в мантию значительно прогревается. Разогрев подкоровой литосферы может привести к возникновению так называемой аномальной мантии, а также к потере способности к хрупкому разрушению. Это может служить объяснением того факта, что в большинстве коллизионных областей отсутствуют наклонные сейсмофокальные зоны, аналогичные зонам Беньофа.

О.А. Захаров[1], А.А.Захарова[2]

Геодинамика и метаморфизм зоны Уралтау (Южный Урал)

Зона Уралтау входит в южную часть Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазон. Она протягивается субмеридиональной полосой на 400

[1] Башкирский государственный университет, Уфа, Россия
[2] Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

км при максимальной ширине 30 км. Ее восточной границей является меланжевая система Главного Уральского разлома (ГУР), по которому зона Уралтау контактирует с палеозойскими вулканогенно-осадочными толщами Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорского мегасинклинория. На западе она тектонически граничит с ордовикско-раннекаменноугольными терригенными толщами Зилаирского синклинория и рифейскими карбонатно-терригенными отложениями Башкирского антиклинория.

В современном виде зону Уралтау представляют два метаморфических комплекса: суванякский, входящий в Западно-Уральскую мегазону, и максютовский, относящийся к Центрально-Уральской мегазоне. Суванякский комплекс сложен кварцитами и кристаллическими сланцами низкотемпературных ступеней метаморфизма, субстратом которых послужили терригенные батиальные толщи Зилаиро-Лемвинской зоны. Максютовский комплекс сложен двумя контрастными по составу метаморфическими сериями. Субстратом нижней юмагузинской серии являются сиалические толщи: аркозовые, кварцевые песчаники; субстратом верхней карамалинской серии послужили глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с магматогенными породами, преимущественно основного и ультраосновного состава. Исходные породы максютовского комплекса в последующем были регионально метаморфизованы в условиях эклогитовой, глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций.

Контакт между метаморфитами суванякского и максютовского комплексов проходит по меланжевой системе Янтышевско-Юлукского разлома (ЯЮР), согласно нашим данным, полого погружающимся на запад. Традиционно возраст субстрата метаморфитов зоны Уралтау считался докембрийским, а за его корреляционные аналоги принимались рифейско-вендские отложения Башкирского антиклинория. Согласно имеющимся в настоящее время фаунистическим данным, многие из которых авторские [1], возраст субстрата суванякского комплекса варьирует в пределах ордовик–поздний девон (франский ярус), карамалинской серии максютовского комплекса – от не древнее ордовика до позднего силура–раннего девона. В породах юмагузинской серии фауна не обнаружена. Максютовский комплекс считается типовым представителем эклогит-глаукофансланцевых формаций мира, поэтому существует многообразие взглядов на его геологическую природу, геодинамическую эволюцию и характер метаморфических преобразований.

Выполненные авторами исследования, опирающиеся на петрологическое изучение материалов, полученных в процессе ГДП-50, геофизических данных, материалов структурного бурения и учитывающих фаунистические находки в считавшихся ранее немыми толщах, позволяют предположить следующую геодинамику формирования зоны Уралтау.

В раннем ордовике при расколе Восточно-Европейской плиты на Урале закладывался палеоокеанический бассейн [3]. Вероятной крайней западной границей формирующейся в раннем палеозое рифтовой структуры была

система ЯЮР. Выполняющими рифт породами служила офиолитовая ассоциация субстрата карамалинской серии максютовского комплекса. Согласно находкам фауны, развитие этого процесса шло вплоть до раннего девона. В заключительный период силурийского-раннедевонского вулканизма, в разломной зоне ЯЮР произошло становление Юлукского интрузивного комплекса основного состава. К западу от ЯЮР на полого погружающемся к востоку континентальном склоне в раннем палеозое накапливались кремнистые и песчано-сланцевые толщи субстрата суванякского комплекса.

В конце раннего девона на Южном Урале режим растяжения сменился режимом сжатия [2]. Глубинные разломы трансформировались в надвиги, базовой поверхностью которых (по сейсмическим данным), могла быть граница между докембрием и ранним палеозоем. Крайняя западная часть рифтогенной зоны (офиолиты субстрата максютовского комплекса) оказалась "запечатанной" в тектоническом блоке, ограниченном с востока плоскостью меланжа ГУР, падающей на восток, а с запада — меланжевой системой ЯЮР, падающей на запад. Интрузивные тела Юлукского комплекса в меланжевых зонах превратились в тектонические будины.

Мощное динамическое воздействие на максютовский блок привело к образованию в нем многочисленных малоамплитудных надвигов, к тектоническому перемешиванию разновозрастных гетерогенных пород. Зажатый между тектоническими системами ГУР и ЯЮР максютовский блок приобрел форму вдвинутого под образования суванякского комплекса тектонического клина, а сама структура — антиформное строение.

Перечисленные динамические процессы обусловили метаморфометасоматические преобразования пород, среди которых нами выделены следующие.

1. Постмагматический и контактовый метасоматизм раннедевонских интрузий Юлукского комплекса. Формации: зеленокаменная, хлоритолитовая. Преобразования в условиях этих формаций сохранились лишь в виде реликтовых участков.

2. Среднедевонский региональный динамотермальный метаморфизм магматогенного и осадочного субстрата, обусловленный динамическим воздействием шарьируемых с востока океанических комплексов Магнитогорского мегасинклинория на край Восточно-Европейской платформы. Фации: эклогитовая, глаукофансланцевая, амфиболитовая, зеленосланцевая. Наиболее обширны площади метаморфических преобразований в условиях фации зеленых сланцев. Тектоническое воздействие на субстрат максютовского комплекса интенсивных динамических напряжений (с востока – ГУР, а с запада — экранирующей системы ЯЮР) обусловили более высокую степень его метаморфической переработки по сравнению с субстратом суванякского комплекса. Последний преобразован в условиях низких ступеней фации зеленых сланцев. Интенсивность метаморфизма затухает по мере удаления от зоны ЯЮР в сторону Зилаирского синклинория.

3. Позднепалеозойский динамометаморфизм и метасоматизм, вызванные шарьированием с востока океанических масс Магнитогорского мегасинклинория. При этом в условиях сжатия усложнились все ранее образовавшиеся пликативные и разрывные структуры. При каждом тектоническом импульсе возникали новые генерации макро- и микроскладок, сланцеватости, зоны милонитизации; формировались чешуйчато-надвиговые дислокации; в возникающие тектонические нарушения внедрялись протрузии серпентинитов. Интенсивному динамометаморфизму сопутствовали метаморфо-метасоматические преобразования среднедевонских метаморфитов максютовского, частично суванякского комплексов в условиях формаций: зеленосланцевых бластомилонитов, околотрещинных метасоматитов, родингитовой. Эти процессы во многом определили современный структурно-петрологический облик зоны Уралтау.

В целом, зону Уралтау, а максютовский комплекс в особенности, следует рассматривать как структуру, сложенную раннепалеозойскими комплексами пород и переработанную метаморфо-метасоматическими процессами в ходе тектонической эволюции региона в период с раннего ордовика до позднего палеозоя.

Литература

1. *Захаров О.А.* Проблема возраста субстрата метаморфических комплексов зоны Уралтау // Рифей Северной Евразии: Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1997. С.93–98.

2. *Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996. №2. С.16–33.

3. Тектоника Урала. М.:Наука, 1977.119с.

А.И. Иванов[1]

Поле напряжений на поверхности и в теле вулканического конуса

Рассмотрен стандартный двумерный вариант задачи о механическом напряжении в теле вулканической постройки и ее основания в равновесном состоянии как вариант задачи о равновесии весомого полупространства с неплоской наружной поверхностью. Такая задача имеет единственное нетривиальное решение в виде суммы вертикального гравитационного напряжения поля $s = \rho gL$, ρ – плотность, L – глубина, и некоторого несимметрич-

[1] Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

ного тензора напряжений $s = s(x, y)$, порождаемого негоризонтальностью дневной поверхности геомеханической среды (в данном случае – наличием вулкана). Несимметрия этого тензора, $s_{xy} \neq s_{yx}$ в произвольной точке среды, является *фундаментальной особенностью* задачи.

Аналитически решение задачи $s = s(x, y)$ представляет собой (тензорный) функционал $s = s(\Gamma | x, y)$ на граничной кривой $\Gamma = У(x)$, которая задает форму склона. Этот функционал в принципе не может быть построен без применения аппарата неявных функций, в чем состоит *вторая фундаментальная особенность* задачи о механическом состоянии геомеханической среды.

Поле напряжений как функционал $s = s(\Gamma | x, y)$ состоит из поверхностной $s_{пов} = s(x, y_{пов}(x))$ и объемной $s_{об} = s(x, y)$ компонент, обладающих существенно различными свойствами. В этом смысле поверхность весомой геомеханической среды оказывается самостоятельным механическим объектом, активно взаимодействующим с подповерхностной областью среды. Тем самым возникает механическое (геомеханическое) толкование принципиально важного тезиса геотектоники и геодинамики о взаимодействии тектоники и рельефа [0]. В явном виде построено решение как поле тензорнозначного функционала $s = s(\Gamma | x, y)$ на граничной кривой $\Gamma = У(x)$, которая задает форму вулкана. В качестве примера рассчитаны компоненты объемного напряжения для постройки экспоненциальной формы и некоторой произвольной фиксированной глубины (рис.1-5).

Видно, что все они исчезают на оси постройки, но в некоторой области пространства существенно отличны от нуля. Три из четырех напряжений имеют четко выраженные экстремумы приблизительно на одинаковом удалении от оси постройки. В этой области вероятность формирования структур разрушения – даек и силлов – максимальны. Не менее, если не более важно то, что горизонтально и горизонтально сдвиговое напряжения на удалении от конуса не исчезают, а стабилизируются на некотором уровне, зависящим от высоты и крутизны конуса.

Существование горизонтальных напряжений в геомеханической среде повсеместно и давно признано. Тектонисты, горные инженеры, специалисты по инженерной геологии, а также и вулканологи [0] – каждые на своем ма-

⇒

Рис. 1. Форма постройки (верхние кривые) и вертикальное напряжение (нижние кривые)

Числа – значения крутизны постройки у вершины

Рис. 2. Расчет слагаемых вертикального напряжения

1 – силовое слагаемое; 2 – моментное слагаемое; 3 – суммарное значение напряжения

Рис.3. Вертикально сдвиговое (1) и вертикальное (2) напряжения

Рис. 4. Горизонтальное напряжение

Рис. 5. Горизонтально сдвиговое напряжение

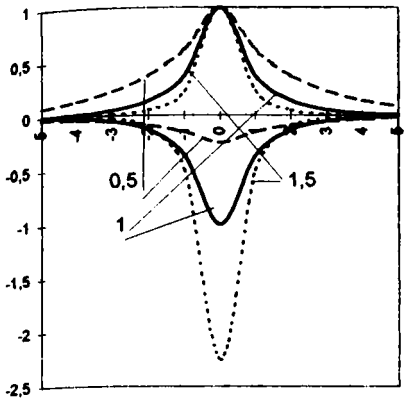


Рис. 1.

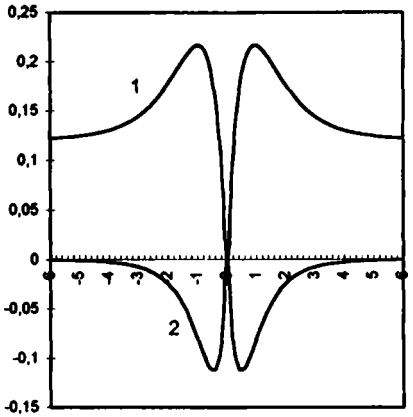


Рис.3.

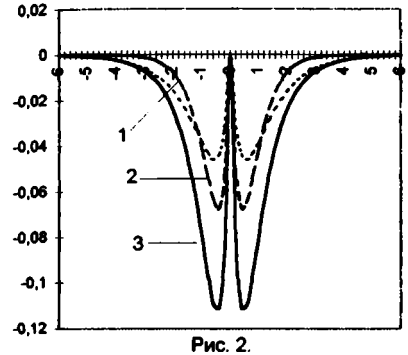


Рис. 2.

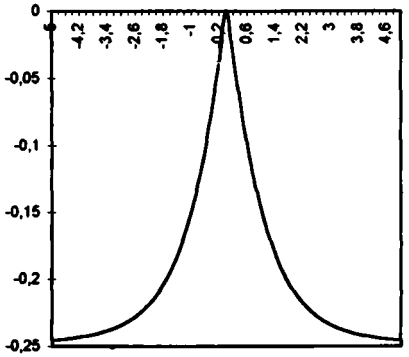


Рис.4

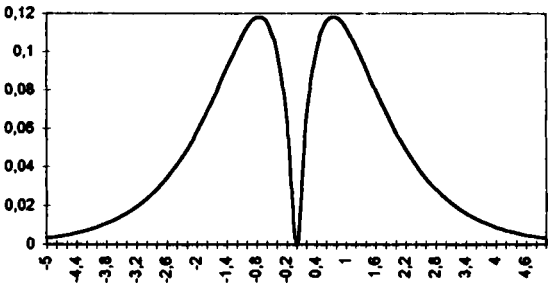


Рис. 5.

сштабном уровне и на своем материале – отчетливо ощущают присутствие этого напряжения, а в соответствующих ситуациях прямо наблюдают его проявления. Особенно интересны в этом отношении данные горных инженеров, которые по специфике своей работы имеют возможность наблюдать структуру и свойства горного давления непосредственно в штольне, тоннеле и т.д. [2].

В 1841 г., изучая поле тяготения вблизи горного массива, Буге обнаружил, что искажение – "аномалия" этого поля массивом существенно меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из объема массива. Первоначальная идея первооткрывателя о наличии в теле горы (горной системы) неких пустот, компенсирующих ее притяжение, была отвергнута сразу из общегеологических соображений. Больше интереса вызвала модель Пратта, согласно которой "горы при образовании вырастают путем вертикального расширения; следствием этого должно быть уменьшение массы в основании, т.е., чем выше становится гора, тем больше уменьшается плотность под нею" [0]. Эта модель тоже была отвергнута (" ... механизм тектонических процессов не рассматривается в связи с гипотезой Пратта" [0]), поскольку не удается найти сколько–нибудь естественного механизма для ее реализации.

Полученная картина напряженного состояния показывает, что под влиянием горного сооружения, в том числе вулканической постройки, геомеханическая среда находится в состоянии горизонтального сжатия везде, кроме узкой области непосредственно вдоль оси постройки. Тем самым, в этой области следует ожидать понижения плотности, т.е. некоей своеобразной модификации модели Пратта с горизонтальным эффективным расширением вместо вертикального. Подчеркнем, что предлагаемая модель литостатической компенсации ни в какой степени не противоречит наиболее принятой в настоящее время модели Эри [0, 0]. Точнее говоря, обе эти модели логически независимы и могут реализоваться одновременно.

Литература

1. *Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.

2. *Марков Г.А., Савченко С.Н.* Напряженное состояние пород и горное давление в структурах горного рельефа. Л.: Наука, 1984. 140 с.

3. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. Т. 1. М.: Мир, 1975. 575 с

4. *Токарев П.И.* Динамика и большие деформации вулканов // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 53–64.

5. *Федотов С.А, Жаринов Н.А., Горельчик В.И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.

К.С.Иванов[1], Е.А.Быковская[2], Н.В.Федорова[3], А.З.Бикбаев[1)]

К тектонике Западно-Уральской мегазоны

Западный палеоконтинентальный сектор Урала в течение всей своей истории являлся пассивной окраиной Восточно-Европейского континента. Западный Урал состоит из трех основных мегазон (с запада на восток).

а. Предуральский прогиб пермского возраста, выполненный почти недеформированными платформенными осадками на западе и флишевыми комплексами, вовлеченными в складчато-надвиговые деформации – на востоке;

б. Западно-Уральская мегазона образованная преимущественно деформированными палеозойскими комплексами шельфа, континентального склона (Пучков, 1979) и подножия (Иванов, Иванов, 1994). Батиальные формации пассивного континентального склона, а также офиолиты обычно образуют в Западно-Уральской мегазоне крупные пластины, надвинутые на шельфовые терригенно-карбонатные осадки; отложения континентального подножия проходят и далее на восток, в Центрально-Уральскую зону.

в. Центрально-Уральская зона образована смятыми и метаморфизованными в зеленосланцевой фации преимущественно терригенными комплексами, а также высокометаморфизованными выступами фундамента Русской платформы, вовлеченными в позднепалеозойские складчато-надвиговые и сдвиговые деформации коллизионного этапа.

Новые данные по тектонике Западно-Уральской мегазоны получены нами на Южном и Среднем Урале.

1. Гипербазитовые массивы Крака Южного Урала и окружающие континентально-склоновые и вулканогенные комплексы обычно считаются либо аллохтоном, надвинутым на запад из зоны Главного Уральского разлома на расстояние не менее 30 км (Казанцева и др., 1971; Савельева, Денисова, 1985; и др.), либо образованиями залегающими in situ и маркирующими наиболее западную из осей палеоспрединга, сформировавших палеозойский Уральский океан (Иванов, 1981). Массивы Крака сложены наименее деплетированными гипербазитами Урала – преимущественно шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами. В подчиненном количестве присутствуют также дуниты, пироксениты и габброиды (Клочихин, Буряченко, 1969 и др.). Центральные части массивов Крака обычно затронуты лишь незначительной ранней петельчатой серпентинизацией. В приконтактовых зонах шириной до 1–3 км гипербазиты, как правило, полностью серпентинизированы. Эта

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия
[2] Уральская государственная горно-геологическая академия (УГГГА), Екатеринбург, Россия
[3] Институт геофизики (ИГ)УрО РАН, Екатеринбург, Россия

серпентинизация сопровождалась будинажем и рассланцеванием и проходила с выделением магнетита. Гипербазиты повсеместно обнаруживают следы глубоких деформаций, вызывающих смятие кристаллов ромбического пироксена, волнистое погасание оливина.

Представления о глубинном строении массивов Крака были достаточно противоречивы. Накопленный за последнее время материал и развитие методов интерпретации позволяют пересмотреть результаты глубинных построений для массивов Крака. Выполнена комплексная интерпретация гравитационного и магнитного полей (методами Цирульского и др. 1980; Pedley et al., 1993) и построены альтернативные варианты разрезов. Результаты указывают на пологое залегание гипербазитов. Наибольшая глубина массивов составляет для Северного Крака 2 км, для Среднего – 3.3 км и Южного – 2 км. Серпентиниты локализуются в приконтактовых зонах массивов (включая нижнюю границу) и имеют максимальную мощность 1,5–2,0 км на профилях в южной части Южного массива.

Существенно уточнены стратиграфия и тектоника терригенно-кремнистых комплексов, вмещающих гипербазиты. По новым находкам конодонтов установлено, что в раннем–среднем ордовике произошла смена алевропесчаникового комплекса отложений вверх по разрезу сланцево-кремнистым, что маркирует постепенное углубление палеобассейна осадконакопления при формировании развитой пассивной окраины Восточно-Европейского континента по мере раздвижения ордовикского Уральского палеоокеана. В районе Крака выделяются: автохтон, параавтохтон и четыре аллохтона, причем пластины, занимавшие, по всей видимости, исходно более восточное и/или глубинное положение, расположены наболее высоком структурном уровне в конечном пакете пластин. Начало шарьяжеобразования, вызванного коллизией островодужных террейнов Восточного Урала с Русской платформой, фиксируется накоплением мощной призмы граувакко-вого флиша зилаирской серии фамена–турне, маркирующей весьма важный этап в развитии Урала: это первое появление кластического материала из восточного палеоостроводужного сектора на западном палеоконтинентальном секторе региона, что традиционно связывается (Пейве и др., 1977 и др.) с размывом шарьируемых на запад пластин, к которым, вероятно, принадлежат и гипербазитовые массивы Крака и подстилающие их вулканогенные и терригенно-кремнистые комплексы. Общая форма массивов Крака может рассматриваться как крупная вытянутая в северо-северо-восточном направлении сдвоенная синклинальная складка со смятой осью, что может свидетельствовать о неоднократной складчатости.

2. На Среднем Урале исследовалась тектоника комплексов континентального склона и подножия (Бардымский аллохтон) и шельфовых терригенно-карбонатных отложений (разрезы “Баронская”, “Сулем” и др.).

Первая фаза сжатия и складчатости, по-видимому, связанная с началом коллизии, устанавливается и датируется здесь по структурному несогласию,

описанному нами во франских слоистых известняках. Выше по разрезу среди этих позднедевонских отложений отмечаются олистолиты более мелководных рифовых известняков и, на уровне позднего фамена, горизонты седиментационных карбонатных брекчий, появление, которых по всей видимости, было вызвано тектоническими подвижками.

Второй тектонический этап здесь был послевизейский (вероятно среднепозднекаменноугольный; интенсивная складчатость в условиях субширотного сжатия и формирование надвигов западного направления) и является основной фазой коллизии.

Третий этап – это образование сбросов западного и юго-западного направления. По всей видимости, этот последний этап вызван постколлизионный ограниченным растяжением Урала в триасе (Иванов, 1998).

Исследования проводятся при частичной поддержке ФЦП "Интеграция" (РАН и ВУЗов) и РФФИ - ННИО (проект № 98-05-04102).

К.С.Иванов[1]

Палеогеодинамика Урала

1. Рифейско-раннепалеозойская геологическая история Урала есть главным образом история рифтогенеза (Иванов и др., 1986 и др.). В это время, на протяжении более чем 1,1 млрд лет в ходе длительного, но прерывистого рифтогенеза и растяжения происходил переход от платформенных, предрифтовых обстановок к рифтовым и затем к формированию Уральского палеоокеана. В рифее–венде рифтовые процессы в зоне будущего Урала не привели, по всей видимости, к полному разрыву континентальной коры. Рассматривавшийся иногда как океанический или островодужный машакский вулканогенно-осадочный комплекс имеет рифтовую природу. Раскрытие рифта, переход от обстановки континентального рифтогенеза к океаническому спредингу реконструируется на Южном Урале в раннем–среднем ордовике.

По мере развития рифтовой структуры в целом увеличиваются мощности формаций, быстро уменьшается доля осадочных пород и увеличивается – вулканогенных, при постепенном уменьшении их щелочности. Разнообразные вулканиты с щелочным уклоном сменяются однородными толеитовыми базальтами, что отвечает, по всей видимости, постепенному расширению эпиконтинентального рифта и превращению его в субокеанический бассейн.

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Время начала океанического спрединга Уральского палеоокеана – позднеаренигское, т.е. около 480 млн лет назад. В это же время, в позднем арениге, между Русской платформой и Уральским палеоокеаном формируется область пассивного континентального склона и подножия, что фиксируется началом кремнистого осадконакопления, вызванного углублением палеобассейна.

2. На основе более чем 1200 новых авторских находок комплексов конодонтов, сделанных преимущественно в толщах, возраст которых ранее был неизвестен или оценивался неверно, мной (а также В.Н.Пучковым, В.А.Масловым и др.) значительно уточнены или радикально пересмотрены представления о стратиграфии и истории развития ряда структурно-формационных зон Урала и прилегающих регионов – Бардымской, Зилаирской, Сакмарской, Тагильской, Магнитогорской, Западно-Мугоджарской, Восточно-Уральской, Восточно- Мугоджарской, Денисовской и др. Впервые надежно датированы и скоррелированы многие континентально-склоновые (терригенно-кремнистые) формации, а также офиолиты и островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы.

3. Исследованы развитие и структурная эволюция Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа), являющегося одной из наиболее значимых сутурных зон Земли, тектонотипом глубинных разломов (Пейве, 1945). Разработаны новые геодинамические модели формирования уральского эклогит-глаукофансланцевого пояса (Иванов, 1988, 1997) и Платиноносного пояса Урала (Иванов, Шмелев, 1994).

ГУГР отделяет западный палеоконтинентальный сектор Урала от восточного, палеоостроводужного сектора региона; состоит из нескольких крупных разломов, сливающихся на юге региона в единую зону, падающую на восток. ГУГР имеет длительную историю формирования, в которой выделяется ряд этапов. На начальном раннепалеозойском этапе он представлял собой рифтовый разлом растяжения (сброс –в верхней хрупкой части коры, пластические деформации – в средней и нижней).

В среднем палеозое ГУГР являлся зоной субдукции, падавшей на восток (в современных координатах) и поглощавшей кору раннепалеозойского Уральского океана. При этом генерировались одновозрастные (на Южном Урале 380±10 млн лет) эклогит-глаукофановые комплексы (западная часть зоны ГУГР) и формировавшиеся над ними андезитоидные островодужные ассоциации.

Располагающийся восточнее ГУГРа, на западе Тагильской мегазоны, Платиноносный пояс Урала является магматическим следом зоны субдукции. Массивы Пояса, сложенные дунитами, клинопироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-норитами и гранитоидами являются островодужными образованиями – продуктами разноглубинной кристаллизации выплавок, генерировавшимися над зоной субдукции с возрастом около 420 млн лет.

В раннем мезозое, во время этапа пост-коллизионного растяжения Урала, ГУГР являлся сбросом. Таким образом, формирование ГУГРа было многоэтапным: разломы разной генетической природы унаследованно развивались в этой зоне, по всей видимости, как тектонически наиболее ослабленной.

4. Субдукция поглотила кору раннепалезойского океана к середине позднего девона. Сближение и последующее косое столкновение в карбоне–перми восточного Казахстанского континента и причлененных к нему островодужных террейнов Урала с Русской платформой вызвало сжатие, складчатость и формирование бивергентной глубинной структуры региона. Направление коллизии террейнов Урала с Русской платформой было косым (северо-западным) (Иванов, Иванов, 1994 и др.), что доказывается следующими независимыми группами фактов: 1) прямыми структурными наблюдениями (изучением минеральной линейности, S-C структур и др. – данные П.Банквица, К.Иванова, Г.Эхтлера, 1993–1997 гг.); 2) омоложением возраста грауваккового флиша зилаирской серии (комплекса – показателя регионального шарьяжеобразования (Пейве и др., 1977) с юга на север; аналогичное скольжение возраста характерно и для ряда других индикаторных формаций Урала (высокобарических комплексов, коллизионных гранитов и др.); 3) палеомагнитными данными (Свяжина и др., 1992 и др.); 4) палеобиоценотическими и палеогеографическими данными (Иванов, Пучков, 1991; Пучков, 1996; Сапельников и др., 1996 и др.); 5) формированием всеуральской системы левых сдвигов, в том числе пластических на востоке региона (Плюснин, 1966; Bankwiz, Ivanov et al.; 1993-1997).

5.Современная структура Урала в целом во многом есть результат ограниченного пост-коллизионного субширотного растяжения региона в триасовое время. Эксгумация мегаблоков, сложенных глубинными метаморфическими и интрузивными комплексами (антиклинории Уралтау, Восточно-Уральский и др.) происходила при этом в результате их подъема на уровень верхней коры при разрыве и растяжении последней (Иванов, 1997). Это обусловило и формирование системы сбросов, угленосных грабенов Урала, появление лампроитов и других щелочных магматических комплексов.

6. Урал, являющийся одним из мировых эталонов складчатых поясов, прошел следующие этапы: предрифтовый (рифей – венд); континентального рифтогенеза (кембрий – нижний ордовик); океанического спрединга (ранний – поздний ордовик); островодужный (поздний ордовик – поздний девон); коллизионный (поздний девон –пермь); постколлизионного растяжения (триас); платформенный (с юры до ныне), составляющие полный геодинамический цикл. Уточнены последовательность и временные границы этапов и набор продуцированных геологических формаций. Предложена новая модель геодинамического развития Урала, уточнена структурная зональность региона.

Исследования выполняются при поддержке Федеральной целевой программы “Интеграция” (РАН и ВУЗов).

Л.А.Изосов[1]

Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива

Южно-Синегорская структура активизации диаметром 120 км расположена в южной части дорифейского Ханкайского кристаллического массива Приморья [5], относится к типу дива [8] и представляет собой многокольцевой комплекс сложно соподчиненных разнопорядковых вулканотектонических структур. В ее северо-западной части выделяются два вулканогенно-интрузивных купола (Вознесенский и Усть-Медведицкий), с которыми связаны глубинные магматические массы основного состава (схема). Вся остальная часть этой структуры занята обширной вулканотектонической депрессией, состоящей из тесно взаимосвязанных кальдер проседания, грабенов и центрального вулканогенно-интрузивно-купольного поднятия (Елового). В пределах Вознесенского купола, где обнажается нижнекембрийский активизированный чехол, установлена [7] очаговая структура, сложенная позднекембрийскими-ордовикскими гранитоидами, риолитами и габброи-дами, которая контролирует месторождения CaF_2, Sn, Be, Ta, Nb, Zn и др. В центре Усть-Медведицкого купола, также образованного сложно дислоцированными нижнекембрийскими толщами, выходит раннесилурийский (?) базит-гипербазитовый комплекс с признаками алмазоносности, золотоносности и меденосности [6].

Вулканотектоническая депрессия выполнена смятыми в брахиформные складки верхнекембрийскими, девонскими, нижне-среднекарбоновыми и верхнепермскими вулканогенно-осадочными отложениями значительной мощности (более 10 км), переходящими за ее пределами в маломощные и практически недислоцированные чехольные образования Ханкайского массива; она специализирована на U-Mo оруденение. Концентрическое строение Южно-Синегорской дива-структуры отчетливо проявляется благодаря дуговым, кольцевым морфоструктурным элементам и зонам градиентов силы тяжести, выявленным на мелкомасштабных космофотоснимках, картах локальных гравитационных аномалий и вертикальной расчлененности рельефа. Эти структурные линии являются индикаторами разломов и во многих случаях зафиксированы на поверхности и заверены горными выработками.

Фундамент дива-структуры разбит на блоки разломами докембрийского заложения, которые образуют характерную решетку и имеют магмоконтролирующий характер. Это и обусловило развитие в ней как крупных вулкано тектонических депрессий и поднятий, так и многочисленных мелких кальдер, вулканокуполов и вулканов центрального типа.

[1] Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

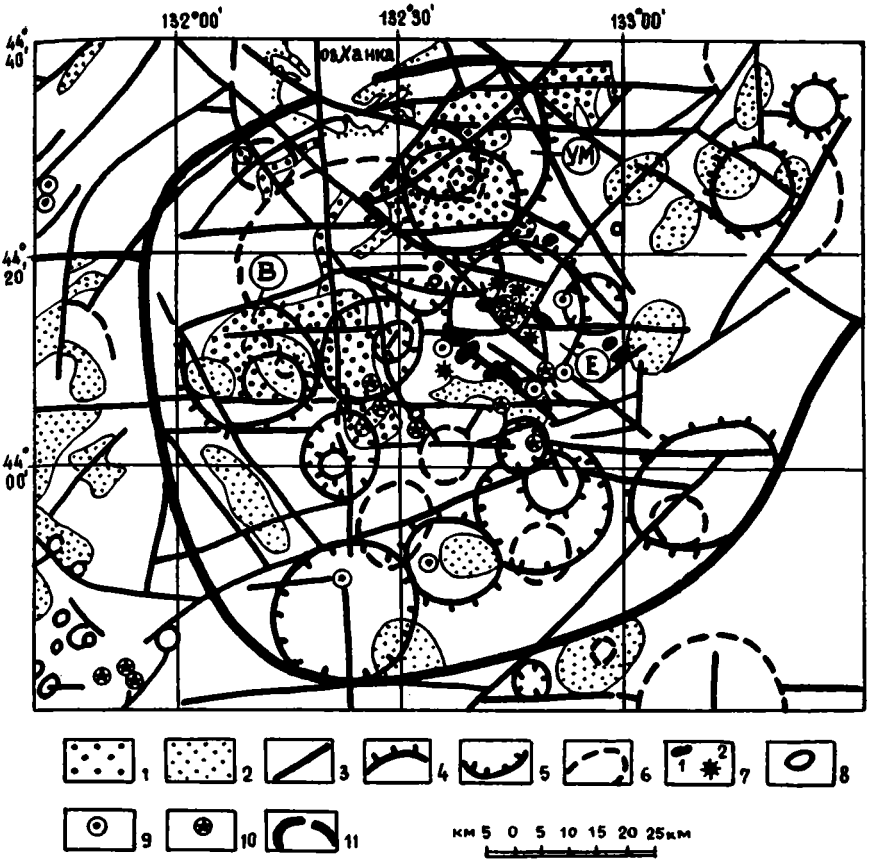


Схема глубинного строения Южно-Синегорской тектоносферной воронки

1,2 – глубинные интрузивные и субвулканические массы основного (1) и кислого (2) состава (данные средне- и крупномасштабной грави- и магниторазведки); 3 - структурные элементы, выраженные линейными зонами градиентов и границами полей различного характера на карте локальных аномалий силы тяжести; 4,5 – границы: 4 - вулканогенно-интрузивно-купольных поднятий (В – Вознесенского, УМ – Усть-Медведицкого и Е –Елового), 5 – вулканотектонических депрессий, выделенные по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным; 6 – границы кольцевых структур неясного генезиса, отдешифрированные на космофотоснимках и топоплашетах мелкого и среднего масштаба; 7 – локальные центры извержений, выделенные по максимумам Δz (1) и минимумам Δg (2); 8 – щитовидные базальтоидные вулканические постройки, выделенные по магнитометрическим данным и отдешифрированные на мелкомасштабных космофотоснимках; 9,10 – крупные (9) и мелкие (10) вулканические центры, отдешифрированные на мелкомасштабных космофотоснимках; 11 – граница Южно-Синегорской тектоносферной воронки

В 1975 г. автор, основываясь на данных крупномасштабной геологической съемки, с определенной долей условности, выделил здесь ряд вихревых структур, образованных, по его мнению, в результате вращения кольцевых вулканотектонических депрессий вдоль системы широтных сдвигов. Во взаимоотношениях между глубинными уровнями гравитирующих масс Ханкайского массива отчетливо проявлены следы горизонтальных движений с северо-западным вектором, приведших к формированию складок северо-восточного простирания в его краевых приподнятых частях и повороту глубинных слоев в близширотном направлении [6].

На широкое развитие в девонском разрезе сдвиго-надвиговых дислокаций недавно указал М.В.Горошко [4], изучивший керны опорных и поисковых скважин, пробуренных в Синегорском рудном районе. И, наконец, Ю.С.Бретштейн и др. [3] на основании палеомагнитных данных пришли к выводу о том, что локальные блоки Ханкайского массива испытывали дифференцированное вращение в течение всего палеозоя.

Таким образом, горизонтальные и, в частности, вихревые движения в Южно-Синегорской дива-структуре устанавливаются различными методами исследований. В целом, она, отражая рудоконтролирующую очаговую зону, может быть достаточно уверенно отнесена к типу крупных тектоносферных воронок, выделенных В.А.Абрамовым [1, 2] на Сибирской платформе. При этом характерно, что и в Центрально-Алданской тектоносферной воронке установлена вихревая (спиралевидная) структура. Большой интерес представляют выводы этого исследователя о существовании в литосфере "восходящих" и "нисходящих" воронок, которые, вероятно, имеют определяющее значение при формировании металлогенического профиля того или иного рудного узла.

В рассматриваемом случае необходим углубленный структурно-формационный и металлогенический анализ для выявления таких рудоконтролирующих пар. Но уже сейчас можно отметить, что Южно-Синегорская дива-структура имеет весьма сложное глубинное строение и представляет собой комплекс разнопорядковых тектоносферных воронок, по которым в палеозое осуществлялся круговорот корового и мантийного вещества. Обращает на себя внимание также факт приуроченности месторождений и крупных рудопроявлений Вознесенского и Синегорского районов к вулканотектоническим структурам положительного знака. Поскольку в одной из них (Усть-Медведицкой) обнаружены алмазоносные ультрамафиты и минералы–индикаторы алмаза (пироп, высокохромистые хромшпинелиды, хромдиопсид и пикроильменит), а другая (Вознесенская) имеет сходное с ней глубинное строение (см.схему), по-видимому, можно говорить об определенных перспективах Южно-Синегорской тектоносферной воронки в отношении алмазов.

Литература

1. *Абрамов В.А.* Тектоносферные воронки Земли // Вест. ДВО РАН. 1994. №1. С. 40–48.
2. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995. 179 с.
3. *Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №4. С. 41–63.
4. *Горошко М.В.* Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождений // Тихоокеан. геология. 1992. №4. С. 77–82.
5. *Изосов Л.А.* Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Синегорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер.наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 31 с.
6. *Изосов Л.А., Лю Зин Му, Син Ен У, Пэк Рен Чун.* Геотектонические и структурные предпосылки прогнозирования алмазов в зоне перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы).
7. *Изосов Л.А., Рязанцева М.Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов. геология. 1977. №2. С. 77–90.
8. *Chen Guo-da.* The third basic tectonic element of the earth"s crust - diwa region // Kexue Tongbao, 1959(3). P. 94–95.

В.С.Имаев[1], Л.П.Имаева[1], Б.М.Козьмин[1], К. Фуджита[2], К.Макки[2]

Спорные моменты в выделении Момского рифта (Северо-Восток России)

Момский рифт – один из самых противоречивых геологических объектов на Северо-Востоке Азиатского континента. Он включает с себя системы кайнозойских впадин северо-западного простирания (Селенняхская, Кыринская, Нижнемомская, Верхнемомская и др.), заполненных осадочными толщами мощностью до 1 км. К ним примыкают хребты Черского (до 3100 м) и Момского (до 2400 м). С северо-востока Момский рифт ограничен Индигиро-Зырянским прогибом, заполненным угленосными (до 2,5 км) отложениями эоцена, олигоцена и миоцена, а с юго-запада – предгорными впадинами (Туостахская, Верхнеадычанская, Дербекинская и др.) с угленосными отложениями миоцена и олигоцена мощностью несколько сот метров.

Проблема Момского рифта заключается в том, что существует ряд геолого-геофизических признаков как подтверждающих, так и отрицающих его существование. К характерным признакам рифта относится наличие на его флангах веерообразно расходящихся угленосных впадин: на северо-западе – Неннелинской, Ольджойской, Селенняхской, Уяндинской, Томмотской и

[1] Институт геологических наук СО РАН, Якутск, Россия
[2] Университет штата Мичиган, Лансинг, США

других миоцен-плиоценового возраста, на юго-востоке – Сеймчано-Буюндинской, Тасканской и других – с отложениями олигоцена и неогена. Анализ возраста кайнозойских отложений этих впадин указывает на закономерное омоложение их осадков в направлении северо-запад – юго-восток. Исключение составляет лишь Сеймчано-Буюндинская впадина, где распространены осадочные толщи олигоценового возраста.

В поле силы тяжести Момский рифт выражен крупным гравитационным уступом, отделяющим тяжелые породы Колымского блока от более легких масс Верхояно-Колымской складчатой системы.

Выявленная коровая неоднородность прослеживается также в верхах мантии. На это указывают результаты изучения поверхностных волн Релея, зарегистрированных местными сейсмическими станциями от удаленных землетрясений. При распространении этих волн через Момский рифт обнаруживается существенное искажение поляризационных свойств волн Релея (поворот азимута поляризации 40°). В пределах рифта фиксируется утонение земной коры до 30–35 км по сравнению с окружающими районами (40–45 км), которое выявлено на основе анализа скоростей P_n и P_g сейсмических волн от местных землетрясений и следится в виде языка, вытянутого от среднего течения р.Яны до верховьев р.Колымы.

Обстановка растяжения, характерная для рифтовых зон, подтверждается также проявлениями кайнозойского вулканизма (вулкан Балаган-Тас), по петрохимическому составу родственного базальтам других рифтовых зон Земли ; высоким тепловым потоком, измеренным в скважинах хребтаЧерского (до 88 мВт/м^2); наличием минерализованных источников подземных вод с температурой до +20°С, известных в системе Момо-Селенняхских впадин.

К фактам, доказывающим преобладание здесь в настоящее время геодинамической обстановки сжатия, можно отнести в первую очередь господствующее развитие систем активных сдвигов, надвигов и взбросов (86 %) и лишь небольшое присутствие сбросов (14%). Об этом свидетельствуют проявления сейсмичности (все местные землетрясения фиксируются вдоль бортов Момо-Селенняхских впадин, ограниченных активными надвигами, и южнее в системе хребтаЧерского, а сами впадины слабо сейсмичны), а также решения фокальных механизмов местных землетрясений.

Натурные наблюдения в зонах разломов показали, что в кайнозойских отложениях впадин Момского рифта широко развиты складчатые деформации, в том числе внутри Момо-Селенняхских впадин. Обстановку сжатия подтверждает также набор геоморфологических признаков. Не находят морфологического выражения в рельефе окончания рифтовой зоны. На северо-западе она "заперта" хребтом Кулар и кряжем Полоусным, а на юго-востоке - структурами Колымского нагорья.

Форма современных Момо-Селенняхских впадин указывает, что территория некогда единой обширной впадины под влиянием сжатия существен-

но сократилась и уступила место системе впадин, соединенных рядом узких перешейков. Хребты, составляющие горную цепь Черского, имеют в плане не линейную, а изогнутую S-образную форму. Кроме того, на флангах господствующей здесь эшелонированной системы левых сдвигов (Улахан, Чай-Юреинский, Догдинский и др.) возникли полости растяжения в виде молодых мини-впадин pull-apart, образовавшихся в условиях северо-восточного сжатия. Наконец, результаты повторного нивелирования вдоль линии реперов по р.Индигирка вкрест простирания Момского рифта выявили слабые восходящие вертикальные движения (до + 4 мм/год), свидетельствующие о медленном воздымании Момо-Селенняхских впадин совместно с обрамляющими их горными хребтами.

Нельзя согласиться с распространенной точкой зрения, что Момский рифт является продолжением рифта арктического хребта Гаккеля на континент. Считаем, что его структуры – автономны, имеют локальное распространение и независимы от влияния хребта Гаккеля. Их следует отнести к особому классу структур, сочетающих в себе свойства, характерные как для режима растяжения, так и сжатия. Обстановке сжатия способствует в настоящее время сближение в субширотном направлении на Северо-Востоке Азии Евразиатской и Северо-Американской плит.

В.С.Имаев, Л.П.Имаева,Б.М.Козьмин,А.А.Сурнин[1]

Сейсмоактивные сдвиги – генераторы современных впадин pull-apart на Северо-Востоке Азии

Северо-Восток Азии от дельты р.Лена к Камчатке пересекает сейсмический пояс Черского (СПЧ), который представляет собой континентальную часть границы между Евразиатской и Северо-Американской плитами и соединяет сейсмичность в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

С начала века в пределах СПЧ отмечено около 10 тыс. местных землетрясений, среди которых свыше 20 крупных сейсмических событий имели магнитуду M=5,5–7,1. Все землетрясения происходили в пределах земной коры на глубине 8–30 км. Характерной особенностью СПЧ является диффузное распределение его сейсмичности в виде широкой (до 400–600 км) полосы эпицентров землетрясений при длине более 2 тыс. км вдоль хребтов Черского и Момского.

Эти альпинотипные хребты сопровождают систему кайнозойских впадин, которые прослеживаются от побережья моря Лаптевых (Кенгдейская,

[1] Институт геологических наук СО РАН, Якутск, Россия

Хараулахская и др.) через центральную часть Верхояно-Колымских мезозоид (Уяндинская, Момские, Сеймчано-Буюндинская и др.) до побережья Охотского моря (Охото-Кухтуйская, Челомджинская и др.). Перечисленные впадины выполнены разнообразными по генезису и составу палеоген-неогеновыми осадочными комплексами (от эоценовых углей до миоценовых и плиоценовых галечников и конгломератов), а также плейстоценовыми галечниками суммарной мощностью более 1 км. Возникновение этих впадин и местная сейсмичность обычно объяснялись существованием здесь Момской рифтовой зоной (МРЗ).

Вместе с тем, изучение активных разломов СПЧ показало, что в его пределах развита крупная система северо-западных сдвигов (Улахан, Дарпир, Чай-Юреинский, Догдинский и др.). Названные сдвиги по простиранию представляют собой эшелонированную систему кулис, в полостях которых сформировались небольшие (1–3 км шириной и 10–15 км длиной) кайнозойские впадины (верхний плейстоцен–голоцен) впадины "pull-apart". Эти присдвиговые мини-впадины расположены южнее крупных впадин, которые возникли до среднего плейстоцена в условиях растяжения, существовавших в эпоху Момского рифта. Однако, часто впадины "pull-apart" бездоказательно объединялись в единый генетический ряд с крупными впадинами растяжения Момского рифта, хотя для образования впадин "pull-apart" необходимы значительные (до десятков километров) сдвиговые перемещения по разломам в условиях сжатия.

Такие условия существуют на северо-востоке Азиатского континента в настоящее время как результат субширотного столкновения Евразиатской и Северо-Американской плит. Под воздействием сжатия происходит "захлопывание старых" впадин, возникших в условиях растяжения Момского рифта, и развитие "новых" впадин "pull-apart". Так, вероятно некогда обширная единая Момская впадина между хребтами Черского и Момский сократилась и превратилась в цепочку впадин (Селенняхская, Кыринская, Нижнемомская, Верхнемомская), соединенных узкими перешейками. При этом ограничения бортов впадин в настоящее время трансформировались в надвиги.

Сейчас эти впадины характеризуются низким уровнем сейсмичности, в то время как сейсмичность во впадинах "pull-apart" (Верхненерская, Иргичанская и др.) – максимальна . Впадины "pull-apart" в СПЧ имеют характерную ромбическую форму. Два противоположных борта такой впадины-ромба являются сдвигами: а два других представляют собой малоамплитудные (первые метры – десятки метров) молодые сбросы , которые смещают осадочную толщу названных впадин. При этом впадины имеют небольшую (до 100 м) мощность осадочных отложений, а сами отложения выражены грубыми обломочными конгломератами. Структурный парагенезис присдвиговых впадин и формирующих их крутых правых сдвигов подтверждается параметрами действующего поля тектонических напряжений по геоло-

го-структурным данным (наблюдения за трещиноватостью горных пород и зеркалами скольжения в зонах влияния активных разломов) и сейсмологическим сведениям (фокальные механизмы землетрясений).

Наиболее ярко такие особенности проявились в группе впадин "pull-apart" (Верхненерская, Аркагалинская и др.), развитых в зоне Чай-Юреинского разлома, вытянутого в северо-западном направлении от верховьев р.Колыма к среднему течению р.Индигирки. В частности, параметры механизма очага катастрофического Артыкского землетрясения 1971 г., происшедшего в Верхненерской впадине, указывает на подвижки вдоль Чай-Юреинского разлома типа правого сдвига. Сюда же приурочены проявления кайнозойского вулканизма в виде отдельных даек базальтоидного состава (купол Джек, на северо-восточном окончании Верхненерской впадины). По данным изотопного (K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar) датирования, возраст щелочных базальтов купола Джек составляет, которые представлены здесь мончикитами, составляет 38–35 млн лет. Таким образом, современные горизонтальные тектонические движения на Северо-Востоке Азии, обусловленные взаимодействием Евразиатской и Североамериканской плит, привели к образованию здесь в условиях сжатия системы "молодых" впадин "pull-apart". Подобные процессы имеют место также в других крупных сдвиговых зонах Земли (Сан-Андреас в Калифорнии, Анатолийские сдвиги в Турции и др.).

Ю.С.Каретин[1]

Вулканизм и тектогенез палеозоид Уральского подвижного пояса – эквиваленты процессов в активных континентальных окраинах

Ряд прежде неизвестных данных заставляет по новому оценивать геодинамические обстановки мегацикла уралид.

1. Для ордовика Урала известны признаки сводообразования континентальной области, интенсивного размыва (конгломераты тельпосской свиты O_1 и их аналоги карадока(?) залегают на различно эродированной поверхности складчатых образований байкалид, имеющих общий наклон в стороны от Урала), затем рифтового обрушения свода по системам листрических сбросов, около которых, по данным по Тагильскому звену пояса палеозоид, сохраняются прибортовые фации осадков и вулканитов – ферробазальтов,

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

палеоисландитов, которые сменяются внутри палеорифта толеитовыми базальтами, всё более близкими по химизму толеитам осей спрединга.

2. На материалах по Тагильскому звену палеозоид надежно установлена малая длительность спрединга – только верхний ордовик (`с середины карадока) и самые низы силура, менее 20 млн лет. Отсюда следует, что развитие могло идти только по типу короткоживущих центров спрединга, эволюция которых, как известно, не сопрягается с субдукцией и островодужным процессом, в силу ограниченной масштабности мантийной конвекции; такие оси отмирают на месте своего образования без коллизионной переработки (ось в бассейне Лау и др.). Сами осевые базальты верхов ордовика–низов силура (не сланцеватые пологозалегающие пиллоу-лавы и субвертикальные дайки и их пакеты), при содержаниях MgO 7,5–9% и Cr до 280–480 г/т, отличаются от океанических аналогов отсутствием оливиновых разностей и пониженными концентрациями во многих из них Cr, Ni и TiO_2 (0,8 –0,9%), а также присутствием среди них очень глубинных пироксеновых базальтов коматиитовой серии и даек, жил офиолитовых плагиогранитов. На спрединговые оси тыловодужных обстановок все это тоже не похоже.

3. У прослеженной автором на 200 км по 5–6 геолого-геохимическим пересечениям главной оси палеоспрединга обнаружена хорошо сохраняющаяся билатеральная геохимическая зональность[4, 2], свойственная осям рифтов СОХ (возрастание в стороны от оси TiO_2, SiO_2, железистости, щелочности базальтов), но также и черты, неизвестные в магматических системах рифтов СОХ: очень быстрое, уже в 1–2 км от оси, и масштабное (вместе с тем, и постепенное, через ряд промежуточных по химизму разностей) увеличение общей лейкократовости тех же афировых базальтов, со снижением содержаний MgO до 6–5,5 мас.%, хрома до 50– 10 г/т (что неизвестно в регионах с океанической корой); появлением уже на ближних , 3–5 км, флангах (и в 10 км восточнее оси в разрезе скв. СГ-4 на глубинах 5080–5360м) ферробазальтов, исландитов, калиевых (2–4% K_2O) афировых базальтов и риолитов и черт, свойственных вулканизму на зрелой континентальной коре – концентрации стронция до 350–450 г/т, развитие крупных кольцевых вулканотектонических депрессий и кальдер с большими, в десятки кубических километров, обьемами кислых лав и игнимбритов и др.

Вместе с низкой титанистостью осевых базальтов – признака низкоскоростного спрединга, все это дает основания полагать, что осевые раздвижения ограничивались здесь формированием *лишь офиолитовых клиньев* новообразованной коры океанического типа (как в модели [1, рис.46]). Т.е. реализовалась модель щелевых раздвигов в континентальной коре, при которых *вулканизм офиолитовой стадии геодинамического цикла частью развивался вне осей раздвижений – на обрамлявшей их древней коре с сиалическим слоем*, чем и объясняется непохожесть его здесь на эталонные офиолитовые объекты: происходил он при режиме *рассеянных* растяжений, которому соответствует давно установленный [3] для него площадной

(ареальный) тип вулканизма, с образованием во всей внутренней части Тагильского палеорифта субаэрального лавового плато с многочисленными, вдоль трещин растяжений, шлаковыми конусами с красными агглютинатами, риолитовыми экструзивными куполами и формированием упоминавшихся кальдерных структур над верхнекоровыми очагами гранитоидных магм.

Подобные бимодальные комплексы принято рассматривать как юноостроводужные на ещё субокеанической коре. Но с этим не согласуется петрографическая и геохимическая близость диабазов, спилитов их и смежного однородно толеит-базальтового комплекса, слагающего офиолитовую зону главной оси палеоспрединга, в том числе относительно повышенные в тех и других концентрации ниобия (до 3–6 г/т), циркония (до 80–140 г/т), стронция (до 300–450 г/т), тогда как для юноостроводужных толеитов характерны, наоборот, предельно низкие концентрации именно этих индикаторных элементов. Зачастую высоки здесь также концентрация лантаноидов и железистость, вплоть до серии ферробазальт –исландит, что неизвестно в юных дугах; неизвестны здесь и медноколчеданные объекты типа Куроко, присущего островным дугам.

4. Характерно также, что формировавшаяся в тех же ареалах внутренней части Тагильской структуры вслед за бимодальным комплексом раннесилурийская (S_1l_3–v_1) риолит-андезит-базальтовая формация островодужного типа имеет индикаторные геохимические признаки формаций активных континентальных окраин: она по сравнению с даже зрело-островодужными сериями более богата стронцием (450–700 г/т), ниобием (3–12 г/т), цирконием (до 180 г/т и более). Т.е. в эволюционном ряду данного геодинамического цикла отсутствуют юно- и раннеостроводужные вулканические формации, а сразу на офиолитовом комплексе формировалась формация с признаками вулканизма на зрелой коре.

Отсюда следует, что такая кора сохранялась здесь изначально. Мощности ее в момент этого вулканизма оцениваются в 33 км, по преобладающему типу андезитов с 1,8% K_2O, согласно критерию Конди [6] h= 18,2 K_20 (в андезитах)+0,45.

Важно также, что, по данным бурения сверхглубокой скв. СГ-4 [4], риолит-андезит-базальтовая формация залегает нормально седиментационно и согласно на бимодальном комплексе (ей не предшествовали масштабные перестройки, тектонические скучивания масс) и достигает мощности 5 км. Из них почти 2 км внизу – тефроидные флишоиды подводно-морского формирования, но не содержащие в верхах ритмов типичные для всех околодуговых бассейнов тонкие *терригенные* осадки дальнего приноса – вследствие формирования в узком вулканическом грабене режима остаточного рифтогенеза.

Вулканиты последующих формаций той же постофиолитовой стадии цикла формировались во все более узких, чаще всего вложенных друг в друга рифтовых структурах, все более щелочные, со всё более высокими концентрациями стронция, бария, цериевых земель, т.е. обнаруживают все

большую степень контаминированности материалом зрелой континентальной коры. Все это соответствует эволюционному тренду затухающего хода остаточного (постофиолитового) рифтогенеза.

Нестандартность геодинамического цикла и магматической эволюции в нем обусловлены, по модели автора [5], ограниченной масштабностью мантийного диапиризма, связанной с межкратонной внутриконтинентальной позицией рифтогенного подвижного пояса – в области сверхглубинного шва на границе литосферных плит континента Евразии. Вероятно, этот шов был главной осью, вдоль которой поднимался мантийный диапир офиолитовой стадии цикла и его *остаточные порции позднее*, когда он играл роль *сейсмофокальной зоны несубдукционной природы* (сохранялся режим растяжений), восточного падения по данным сейсмотомографии. Глубинные обстановки магмогенерации при этом оказывались эквивалентными существующим в вулканических поясах активных континентальных окраин. Согласно модели [5], мантийный диапир здесь никогда не достигал корового уровня (и потому не генерировал крупных раздвижений), а формировал в основании утоненной до 60 –100 км континентальной литосферы *астеносферную линзу*. *Порции* вещества ее проникали в узкощелевые раздвиги древней коры и в ее основание в стороны от осевых раздвигов, где дифференцировались с отделением базальтовых магм и накоплением реститовых остатков, постепенно сформировавших в нижней части коры переходный по скоростным параметрам между корой и мантией комплекс типа коромантийной смеси ([2] и др.). Мантия ниже его, по данным [2], – повышенной, 3,35–3,45 г/см^3, плотности, что связано, скорее всего, с фазовыми переходами при эклогитизации, по Е.В.Артюшкову, – под воздействием горячих мантийных флюидов, как раз в кровле астеносферной линзы. Нарушение, в итоге, изостазии вызвало иначе трудно объяснимый режим погружений всей области подвижного пояса в течение почти всего цикла палезоид, в том числе Центрально-Уральского массива древней сиалической коры, бывшего в позднем ордовике – раннем карбоне медленно погружавшейся рифовой платформой.

Литература

1. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.

2. *Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеев С.В.* и др. Главные структуры коры и верхней мантии Уральского региона // ДАН. 1998. Т.360, № 3. С. 397–401.

3. *КаретинЮ.С.* Эволюция раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма Тагильского прогиба // Вулк. образования Урала. Свердловск, 1978. С.69–86. (Тр. ИГиГ УНЦ СССР; Вып. 134).

4. *Каретин Ю.С.* К геолого-геохимической характеристике разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-1996 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997.

5. *Каретин Ю.С.* Концепция нестандартного геодинамического цикла в подвижных поясах континентов, на материа-лах по полигону Уральской сверхглубокой скважины // III Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле". Т. 1. М., 1997. С. 59.

6. *Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. P. 2981–2999.

Ю.С.Каретин[1]

Петрохимический способ приближенных оценок глубин магмогенерации базальтов разных геодинамических обстановок

Используя данные экспериментальной петрологии о зависимости количеств титана в выплавках от давлений (глубин магмогенерации) и эмпирические соотношения в базальтах титана с другими основными компонентами химизма базальтов Мак Грегор (McGregor) использовал параметр $TiO_2/TiO_2 + MgO + SiO_2$ (в мас.%), обнаружив с его помощью качественную картину постепенного увеличения глубин магмогенерации по простиранию рифта Рио-Гранде (цитируется по А.Ф. Грачеву, "Рифтовые зоны Земли", 1977). Мною путем модификации этого параметра получен алгоритм для приближенных количественных, в километрах, оценок глубин магмогенерации базальтов (речь идет не о глубинах появления первичных выплавок, а об обстановках образования дифференциатов с данным химизмом):

$h_{(км)} = 0,6 \times [1/ (TiO_2/TiO_2 + MgO + SiO_2)]$ (1)

Для калибровки по глубине и проверки правдоподобности получаемых результатов и работоспособности параметра для разных геодинамических обстановок использованы средние составы базальтов океанических рифтов СОХ Атлантического(САХ), Индийского и Тихого океанов, образующих, как известно, ряд со все более высокими средними скоростями спрединга, а значит – и энергетики магматического процесса.

Соответственно, изотермы в литосфере и области магмогенерации в мантии наиболее приподнятое положение должны занимать в СОХ Тихого океана, а наименее поднятое – под рифтом САХ. Исходя из этого можно было предполагать, что искомый параметр h будет минимальным (по глубине) в Тихоокеанском рифте, промежуточным – в Индийском, еще большим – в Атлантическом и наибольшим в субконтинентальном Красноморском рифте.

Именно так и оказалось для всего ряда из этих четырех объектов (!), (таблица). При этом, при калибровке параметра приняты оценки петрологов глубин магмогенерации океанических базальтов – 25 км – для оливинового толеита САХ (Fujii T., Kushiro I., Hamuro K., 1978), для чего в выражение (1) подобран и введен коэффициент 0,6. При этом коэффициенте для Индийского СОХ получена цифра 23 км, для Тихоокеанского – 21,6, для Красноморского рифта –31,4 км. Последняя величина близка мощностям

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Таблица средних составов базальтов, по которым сделаны оценки глубин магмогенерации ($h_{км}$)

№ п.п.	Источник*	SiO_2	TiO_2	Al_20	Fe0`	MgO	K_2O	$h_{км}$
1	[4]	48, 5	1,6	16,6	9,6	7,6	0,21	**21,6**
2	[4]	49,1	1,5	16,8	10,3	7,7	0,18	**23,3**
3	[4]	48,9	1,4	16,7	10,2	7,9	0,17	**25**
4	[1]	50,9	1,14	14,2	11	7,6	0,13	**31,4**
5	[2]	49,7	0,8	18,7	9,7	6,2	0,43	**37.8**
6	[3]	54,0	0,57	5,4	9,8	15,75	0,09	**74**
7	[5]	45,6	2,59	15,1	17,9	6,35	0,28	**12,6**
8	[6]	48,7	2,63	13.2	15,0	5,98	0,21	**13,2**
9	[6]	50,3	1,01	15,8	9,5	8,3	0,13	**35,8**
10	[6]	50,7	0,57	10,9	9,7	14,7	0,13	**69,5**
11	[6]	51,8	0,88	16,8	10,6	5,5	0,25	**39,7**
12	[6]	51,3	0,82	17,9	9,9	6,3	0,51	**42,8**
13	[6]	51,2	0,82	18,9	9,6	6,6	1,65	**42,9**

Примечание. Средние составы: 1 – Тихоокеанский СОХ, 2 – Индийский СОХ, 3 – Срединно-Атлантический СОХ; 4 – Красноморский рифт, 5 – Восточно-Камчатский пояс, 6 – коматиитовые базальты Бад. Плаас, Африка, 7 – феррогаббро Скергаард Гренландия, 8 – ферробазальты ордовика (офиолитовые), 9 – толеиты оси палеоспрединга O_3-S_1, 10 – Магнезиальные базальты, там же, 11 – базальты флангов оси, 12, 13 – базальты пирокластики разреза СГ-4. Источник: 1 – Альмухамедов А.И. и др. // ДАН СССР. 1981. Т.260, №3. 2 – Волынец О.Н. и др. // Вулканология и сейсмология, 1990. № 5. 3 – по Вильёнам. 4 – Золотарев Б.П. // Геотектоника. 1979. № 1. 5 – Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 6 – данные Ю.С.Каретина; в пересчете на сухое вещество.

земной коры магматически активных областей континентов, согласуется с представлениями о нахождении очагов базальтовых магм в основании их коры. Для океанических рифтов полученные цифры соответствуют усредненным мощностям литосферы под их осевыми частями (по геофизическим данным варьируют от 10 до 30 км). Для феррогаббро *верхнекоровой* магматической камеры интрузии Скаергаард параметр оказался равным 12,6 км (но порядка 30 км для родоначальных магм ее закаленных краевых габбро), а для базальтов весьма глубинной континентальной коматиитовой серии – 74 км, то есть и в этих трех случаях оценки получились правдоподобными. Все это позволяет с доверием отнестись к полученным оценкам, хотя, конечно, цифры глубин, получаемые предлагаемым способом, только приближенные, больше сопоставительные.

Работоспособность выражения (1) проверена затем на материалах по ордовикско-силурийскому вулканизму Тагильской палеорифтовой структуры. Для офиолитовых базальтов оси палеоспрединга главного этапа O_3 –S_1 цифры (см. табл.) варьируют между 35–37 км для толеитов осей палеоспрединга и порядка 40 км для базальтов ближних флангов на удалении 2–5 км от осей, но 13 км для ферробазальтов более далеких флангов – прибортовой части

палеорифта и 70 км для клинопироксеновых Mg-базальтов коматиитовой серии близ осей. Т.е. по этому параметру все эти базальты офиолитовой серии соответствуют базальтам эталонных континентальных серий, хотя базальты осей палеоспрединга сходны с базальтами Красноморского рифта, но все же заметно более континентальные. Это подтверждается и другими независимыми геохимическими параметрама – на диаграммах Ti/Nb–Ti; Zr/Nb–Nb/Y; K_2O–Na_2O и др.

Для базальтов постофиолитовых этапов эволюции внутренней части палеорифта, залегающих на вышеупомянутых фланговых офиолитовых базальтах, цифры оказались еще большими – 43 км, что правдоподобно может соответствовать глубинам до магматических очагов *в основании земной коры той эпохи* (33 км кристаллической коры [ныне наблюдаемой здесь по данным ГСЗ] + 3–4 км перекрывающих более поздних накоплений и + 7 км уже сформированной к тому времени в низах коры части комплекса К-М). Интересно, что для непрерывно-дифференцированной формации S_1 разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 одинаковые значения 42,8 км получены для базальтов интервала глубин 100–4700 м для трех их групп с нарастающими концентрациями калия, что можно расценить, в том числе, и как доказательство контаминации одних и тех же исходных расплавов коровым материалом – калием, а также Sr (от 200 до 550 г/т), Ba.

Для сопоставлений приводятся также значения параметра для базальтов с 1,68% K_2O Охотско-Чукотского пояса (по Н.И.Филатовой) - 48 км, но 37,8 км – для низкокалиевых базальтов Восточно-Камчатского вулканического пояса (из [2]) – окраинно-континентального продолжения островодужной системы.

Из полученных результатов видно, что предлагаемый алгоритм может использоваться для оценок палеоглубин генерации базальтов самых разных геодинамических обстановок. Для оценок пригодны только средние значения химизма наиболее распространенных типов базальтов. Информация об условиях их формирования содержится, как оказалось, в как бы зашифрованном виде в соотношениях главных петрогенных окислов, мало подвижных при обычных зеленокаменных преобразованиях.

Ю.В.Карякин[1]

Геохимические особенности и происхождение вулканических толщ группы Диаризос, комплекс Мамония (о.Кипр)

Комплекс Мамония представляет собой аллохтон, надвинутый на параавтохтон массива Троодос [1]. В его составе различаются два тектонических покрова: верхний, сложенный исключительно осадочными породами группы Айос Фотиос, представляющими собой фрагменты отложений пассивной континентальной окраины, и нижний, объединяющий серпентинизированные ультрабазиты, габброиды и осадочно - вулканогенные толщи группы Диаризос (ВПГД).

Возраст и строение разрезов ВПГД. Ранее [2, 3, 4] возраст формирования ВПГД ограничивался поздним триасом. По нашим данным накопление этих толщ происходило с позднего триаса по ранний мел включительно, с перерывом осадконакопления и вулканической деятельности в ранне – среднеюрское время [1].

Позднеюрско-раннемеловые ВПГД представлены катаклазированными афировыми пиллоу-базальтами с прослоями микритовых известняков и радиоляритов. Они обнажены фрагментарно около сел. Айя Варвара и в междуречье Диаризос - Ксеропотамос, пока плохо изучены и здесь не рассматриваются.

Позднетриасовые ВПГД распространены значительно шире. В строении этих толщ преобладают мелко- и среднеподушечные порфировые и афировые базальты, формирующие потоки мощностью до 4 м. Массивные разновидности встречаются гораздо реже. С лавами ассоциируют карбонатизированные лавобрекчии, гиалокласти́ты, мелко- и крупнообломочные слоистые туффиты, рифогенные известняки, туфопелиты и радиоляриты.

Различаются по крайней мере четыре типа разрезов позднетриасовых ВПГД. Примером первого служит разрез на правом берегу р.Диаризос в 0.5 км выше по течению от сел. Соскию. Здесь в терригенном меланже обнажается крупный олистолит туфогенно-осадочной пачки, среди разновеликих обломков которой присутствуют трахиандезиты и андезито-базальты с отчетливой флюидальной текстурой, характерной для субаэральных лавовых излияний. Размеры несортированных обломков изменяются от 5-10 см до 1-2 м в поперечнике. Встречаются крупные фрагменты лавовых потоков и даек (до 10 м в длину, при мощности 0.5-1.0 м), ориентированные субпараллельно неотчетливо выраженной слоистости матрикса. Кроме того присутствуют галька, валуны, глыбы и фрагменты пластов белых и серых мрамо-

[1] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

ризованных известняков, включающих значительную примесь вулканомиктовых гравелитов. Матриксом в пачке служит грубослоистый грязно-зеленый материал песчаной и гравийной размерности, сцементированный карбонатом. Слабая окатанность большинства обломков свидетельствует о непродолжительной транспортировке. Фациальный облик отложений позволяет относить их к отложениям склона подножия вулканической постройки.

К разрезам второго типа (жерловая фация), относится блок дайкового комплекса, обнажающийся в терригенном меланже на левом берегу р.Езоуса, в районе сел. Айя Варвара. Это сложно построенная система субпараллельных, часто телескопированных, ветвящихся даек микропорфировых базальтов с отчетливо выраженными закалочными контактами. Часть даек выполнена лавобрекчиями тех же базальтов. Дайки рассекают толщу везикулярных гиалокластитов, содержащих обломки базальтов.

Разрез третьего типа изучен у восточной окраины сел. Фасула (рис 1а). В основании его видимой части обнажается субвулканическое диабазов. Выше залегают мелко- и среднеподушечные миндалекаменные базальты с гиалокластитами и яшмами в интерстициях. Выше следует серия потоков массивных базальтов с линзами радиоляритов. Радиолариты содержат радиолярии Triassocampe nova Yao и Sarla sp. (здесь и далее определения Н.Ю.Брагина) позднетриасового возраста. Надстраивают разрез бордово-красные миндалекаменные подушечные плагиоклаз-порфировые базальты, лишенные прослоев осадочных пород. Выше обнажаются крупнопорфировые плагиоклазовые базальты с гиалокластитами или микритовыми известняками в межподушечном пространстве. Из известняков определены позднетриасовые (ранний-средний норий) конодонты Epigondolella abneptis (Huckriede), E.spatulata (Hayashi) и Pseudozarkodina tortilis (Tatge). Завершается разрез черными афировыми миндалекаменными базальтами, в межподушечных пространствах которых также часто встречаются розовые микритовые известняки с позднетриасовыми радиоляриями Capnuchosphaera sp., Xiphotheca sp. и неопределимыми обломками конодонтов. Видимая мощность всего разреза около 200 м.

На всех уровнях разрез пронизан многочисленными ветвящимися дайками и силлами базальтов и диабазов, большинство из которых концентрируется в нижней его части.

Четвертый тип разреза, обнажен в районе Петра ту Ромиу (рис.1б). В основании разреза обнажена серия потоков пироксен-плагиоклазовых базальтов с крупностолбчатой отдельностью. В прослое известняков, на границе потоков, обнаружены конодонты Epigondolella abneptis (Huckriede) раннего-среднего нория. Выше залегают пироксен-плагиоклазовые миндалекаменные подушечные базальты. Еще выше, после перерыва в обнаженности, следует серия потоков плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов с редкими линзами белых и розовых микритовых известняков, содержащих мелкий детрит раковин галобий.

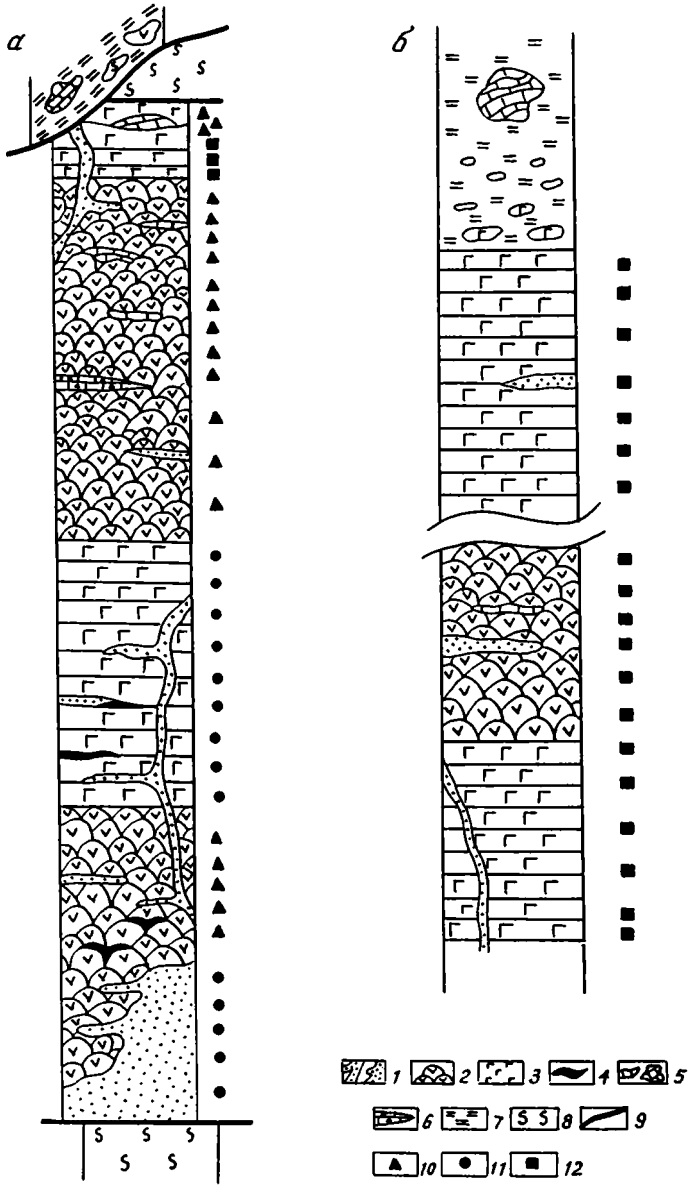


Рис.1. Строение разрезов ВПГД:

а - восточная окраина сел. Фасула, б - район Петра ту Ромиу. 1 - диабазы, 2 - пиллоу-базальты, 3 - массивные базальты, 4 - радиоляриты, 5-известняки, 6-калькарениты, 7-алевролиты и аргиллиты, 8-серпентиниты, 9-тектонические нарушения, 10-вулканиты I серии, 11-вулканиты II серии, 12-вулканиты III серии

Таким образом, по геологическим данным фациальный облик ВПГД довольно разнообразен. Среди них различаются образования лавовой, субвулканической, жерловой и склоновой фаций. С подушечными и массивными лавовыми потоками ассоциируют различные осадочные породы: от радиоляритов и глинисто-железисто-кремнистых пород в нижних частях разрезов, до микритовых и рифогенных известняков - в верхних. Среди лав доминируют плагиоклазовые, пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые базальты; андезито-базальты и трахиандезиты встречаются значительно реже.

Вещественный состав лав ВПГД. В литературе до настоящего времени бытуют представления о том, что ВПГД представлены только внутриплитными щелочными базальтами, образовавшимися либо в обстановке континентального рифтогенеза [2, 5], либо океанических островов, располагавшихся на незначительном удалении от континентальной окраины [6]. Наши исследования показали, что ВПГД геохимически гораздо более разнообразны.

В составе позднетриасовых ВПГД различаются три вулканические серии, две из которых были выделены в междуречье Диаризос-Ксеропотамус (разрез около сел. Фасула), а третья наиболее полно представлена в районе Петра ту Ромиу.

Базальты ***I серии*** слагают основную часть разреза сел. Фасула. Для них характерны стабильно низкие концентрации TiO_2(0.62-1.14%) и P_2O_5 (0.08-0.22%). В обогащенных вкрапленниками плагиоклаза базальтах этой серии содержание глинозема достигает 23.07%. Породами ***II серии*** сложены диабазовые тела в основании того же разреза, массивные потоки в центральной и верхней его частях, а также большинство даек и силлов. Концентрации TiO_2 и P_2O_5 в базальтах этой серии заметно выше и составляют, соответственно, 1.34-2.10% и 0.23-0.35%. В самой верхней части разреза присутствуют несколько массивных потоков черных афировых базальтов с высокими содержаниями TiO_2 (1.76-2.36%), P_2O_5 (0.45-0.49%) и K_2O (4.73-5.94%), сопоставимыми с таковыми в вулканитах ***III серии*** - серии разреза Петра ту Ромиу, для которых характерны устойчиво высокие концентрации TiO_2 (2.04-4.00%), P_2O_5 (0.40-0.60%) и K_2O (0.91-4.19 %). Различия в химическом составе трех выделенных серий хорошо видны на рис. 2.

Породы серий также отчетливо различаются по соотношениям редких и редкоземельных элементов. Базальтам I серии свойственны наиболее низкие концентрации как HFS- элементов, интервалы концентраций которых составляют для Y (10-25 г/т) и Zr (1.7-14 г/т), так и таких LIL- элементов, как Ba (29-100 г/т), La (2.6-12.0 г/т) и Ce (6.2-20.0 г/т). Напротив, базальты III серии характеризуются максимально высокими для ВПГД содержаниями и HFS- и LIL-элементов. Пределы концентраций в них Zr, Nb, Ba, La и Ce составляют, соответственно 180-380, 46-66, 190-780, 32-55 и 54-100 г/т . Относительно I и III серий, базальты II серии по концентрациям большинства магматофильных элементов занимают промежуточное положение.

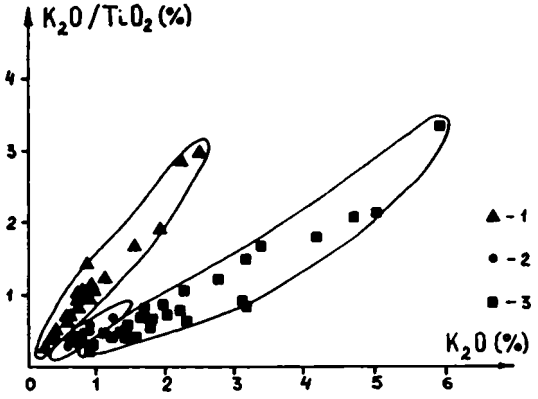


Рис. 2. Составы ВПГД на диаграмме K_2O/TiO_2 - K_2O.

1 - первая серия, 2 - вторая серия, 3 - третья серия.

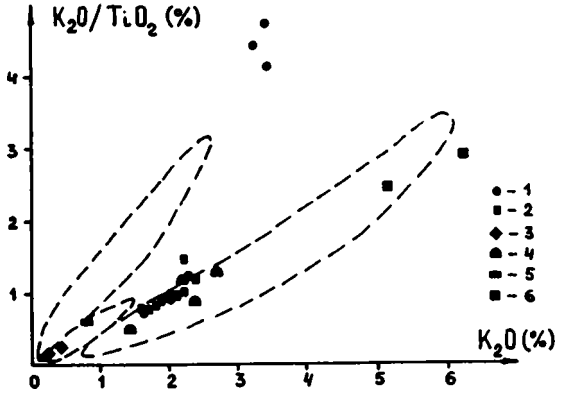


Рис. 3. Составы вулканитов из блоков меланжей на диаграмме K_2O/TiO_2 - K_2O.

1 - вулканиты олистолита туфогенно-осадочной пачки района с.Соскию, 2 - дайки из блока дайкового комплекса района с. Айя Варвара, 3, 4, 5, 6 - вулканиты из других блоков. Пунктирными линиями оконтурены поля составов ВПГД (рис.2).

Случайное опробование блоков вулканитов в толщах меланжей междуречья Диаризос - Ксеропотамус и бассейна р. Езоус не выявило каких-либо других геохимических типов. Большинство из них, в том числе и породы блока дайкового комплекса, геохимически идентичны вулканитам III серии, а часть – несомненно принадлежат породам II серии. В олистолите туфогенно-осадочной пачки (район с. Соскио) присутствуют как трахиандезиты, являющиеся, по-видимому, дифференциатами I серии, так и базальты III серии. Позиция составов вулканитов из различных блоков меланжей относительно трех выделенных серий показана на рис. 3.

Различия в геохимической специализации ВПГД хорошо видны на диаграмме TiO_2-FeO*/MgO, где облако фигуративных точек базальтов I серии вытянуто параллельно оси FeO*/MgO, образуя отчетливо выраженный горизонтальный тренд (рис. 4). Они имеют широкий диапазон значений коэффи-

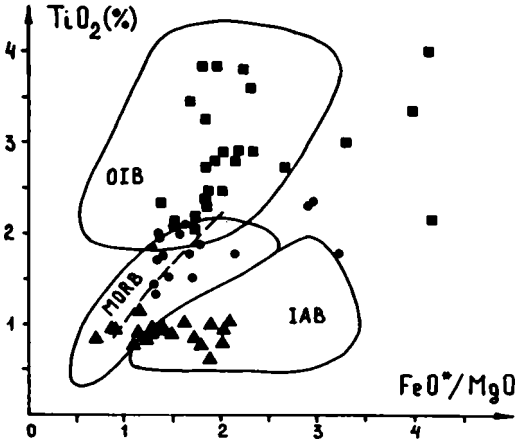


Рис.4. Составы ВПГД на диаграмме TiO_2 - FeO*/MgO [по 8].

OIB - базальты океанических островов, MORB - базальты срединно-океанических хребтов, IAB - толеиты островных дуг. Пунктирная линия - тренд абиссальных толеитов. Остальные условные обозначения см. на рис.2.

циента фракционирования при отсутствии накопления TiO_2, что является характерной особенностью вулканических серий островных дуг [7]. Практически все базальты этой серии располагаются на диаграмме в поле толеитовых лав островных дуг [8]. Составы вулканитов II серии обнаруживают типичную для абиссальных толеитов тенденцию накопления TiO_2 с ростом FeO*/MgO и, за редким исключением, приурочены к полю толеитовых базальтов СОХ, в то время как вулканиты III серии тяготеют к полю базальтов океанических островов.

На рис. 5 показаны средние составы и интервалы колебания отношения Sr/Zr для трех серий ВПГД и ряда наиболее хорошо изученных кайнозойских вулканических серий океанических островов, срединно-океанических хребтов и островных дуг. Из рисунка также следует, что базальты I серии ВПГД сопоставимы с островодужными толеитами, II серии - с толеитами срединно-океанических хребтов, а III серии - с щелочными базальтами океанических островов или некоторых островных дуг.

Пространственно-временные взаимоотношения вулканитов I и II серий сомнений не вызывают: их породы переслаиваются в единых разрезах (междуречье Диаризос - Ксеропотамус). Что касается соотношений II и III серий, то они не могут быть пока интерпретированы столь однозначно. Однако наличие позднетриасовой микрофауны в нижней трети наиболее представительного разреза III серии (разрез Петра ту Ромиу), даже при отсутствии датировок верхних двух третей этого разреза, указывает на синхронность формирования этой серии с двумя другими (разрез сел. Фасула). Сонахождение обломков вулканитов всех трех серий в олистолите туфогенно-

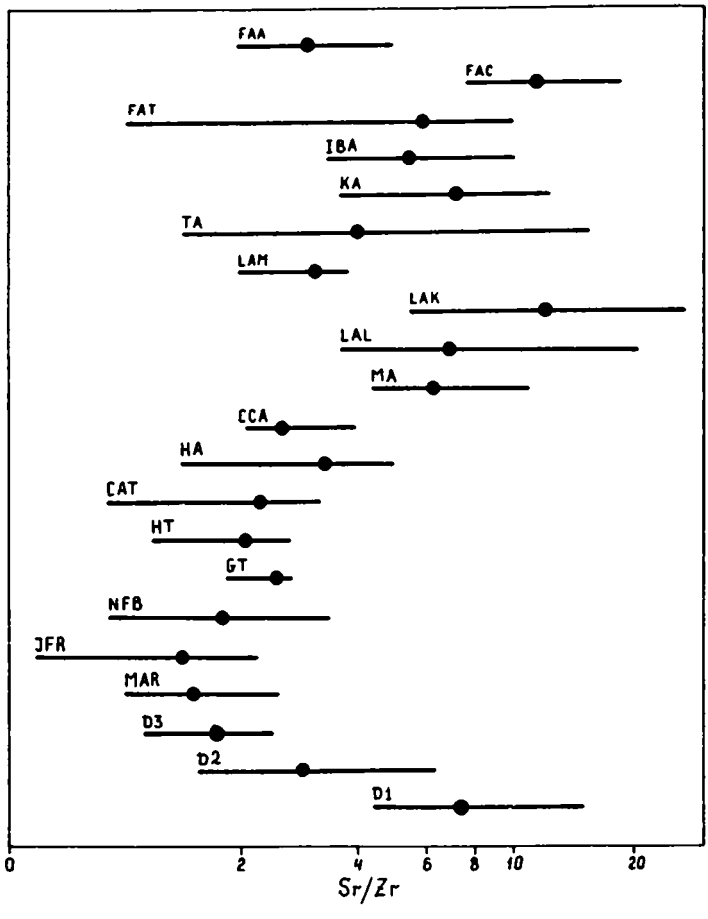


Рис. 5. Интервалы колебаний отношений Sr/Zr и средние значения (залитый кружок) в ВПГД и кайнозойских базальтах некоторых срединно-океанических хребтов, океанических островов и островных дуг. ВПГД

D1 - I серия , D2 - II серия, D3 - III серия; базальты срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов: MAR - Срединно-Атлантического, JFR - Хуан де Фука; NFB - толеиты Северо-Фиджийского бассейна; толеитовые базальты океанических островов: GT - Гоф, HT - Гавайских, CAT - Французской Полинезии; щелочные базальты океанических островов: HA - Гавайских, CCA - Французской Полинезии; толеитовые и щелочные базальты островных дуг: MA - Марианской, LAL - Лау, вулканической группы Лау, LAK - Лау, вулканической группы Коробосага, LAM - Лау, щелочные базальты вулканической группы Маго, TA - Тонга, KA - Кермадек, IBA - Бонин, FAT - Фиджи, толеиты ранней островодужной стадии, FAC - Фиджи, известково-щелочные базальты ранней островодужной стадии, FAA - Фиджи, щелочные базальты рифтовой стадии.

осадочной пачки меланжа на правом берегу р. Диаризос свидетельствует о том, что формирование их происходило на столь незначительном удалении друг от друга, что продукты разрушения (глыбы, фрагменты подушек и потоков), не испытав значительной транспортировки, были отложены в пределах одного бассейна осадконакопления. Наконец, присутствие потоков щелочных базальтов в верхней части "толеитового" разреза сел. Фасула, дает основание предполагать излияние их на заключительных этапах вулканической деятельности.

Выводы. Детальное изучение строения и состава наиболее представительных разрезов ВПГД показало, что толщи фациально и геохимически разнообразны. В них выделяются образования лавовой, субвулканической, жерловой и склоновой фаций. Помимо известных щелочнобазальтовых серий, в их составе не менее распространены одновозрастные толеитовые островодужные серии и серии MORB. Базальты последних двух серий переслаиваются в единых разрезах, что свидетельствует о пространственной близости центров извержений. Центры извержений лав щелочнобазальтовой серии, видимо, также располагались на незначительном удалении от последних, так как потоки щелочных базальтов появляются в верхах толеитовых разрезов, а слабо окатанные, несортированные обломки и фрагменты потоков тех и других, вместе с глыбами известняков, присутствуют в отложениях склоновой фации. Эти данные, как и широкий возрастной диапазон формирования ВПГД (T_3 - K_1, с перерывом в J_{1-2}), охватывающий большую часть времени развития мезозойского Тетиса), исключает возможность интерпретации ВПГД как образований рифтогенной стадии развития палеоокеана и дают основание предполагать формирование их в обстановке супрасубдукционного типа.

Литература:

1. *Шараськин А.Я., Карякин Ю.В., Книппер А.Л., Хераскова Т.Н.* Структурные особенности, состав и тектоническое значение мезозойских образований группы Диаризос (Юго-Западный Кипр) // Геотектоника. 1995. №5. С.83-91.

2. *Lapierre H.* Les Formations sedimentarires et eruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre occidentale). // Mem. Soc. Geol. Fr..1975. V.LIV. N.132. 127p.

3. *Ealey P.J, Knox G.D.* The Pre-Tertiary rocks of SW Cyprus. // Geologie Mijnb. 1975. V.54. P.85-100

4. *Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* The Mamonia Complex, southwest Cyprus: the evolution and emplacement of a Mesozoic contintntal margin. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. V.90. P.651-665.

5. *Lapierre H., Rocci G.* Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le probleme de l'ouverture des regions tethysiennes au Trias // Tectonophysics. 1976. V.30. P.299-313.

6. *Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V.25. № 1/2. P.41-67.

7. *Miyashiro A., Shido F.* Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chronium, and nickel. // Amer. Jour. Sci. 1975. V 275. №.3. P.265-277.

8. *Glassley W.* Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V.85. P.785-794.

Н.В.Клавдиева[1]

Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемеловое – кайнозойское время

Одним из аспектов изучения истории развития Предкавказских прогибов в позднемеловое-кайнозойское время является анализ скоростей тектонического погружения, их распределения по площади и изменений во времени. На развитие Предкавказья в кайнозое существенное влияние оказали коллизионные процессы в Альпийском поясе, причем региональные напряжения должны были отразиться в вертикальной компоненте тектонических движений в Предкавказских прогибах.

Исходным фактическим материалом для анализа тектонического погружения послужили 119 разрезов скважин, пробуренных в различных участках Предкавказья. Использовались типовые разрезы, характеризующие разные тектонические элементы Предкавказских передовых прогибов и прилегающей Скифской плиты.

Для расчета тектонической компоненты погружения (получаемой путем вычитания величины погружения под действием накопившейся осадочной толщи из суммарной амплитуды погружения) использовался "backstripping"-метод. При расчете учитывались уплотнение отложений по мере их захоронения и колебания уровня моря. Геохронологические рубежи и кривая изменения уровня моря были взяты из работы Б.Хака и др. [1]. Одним из рассчитанных параметров стала средняя скорость тектонического погружения для выделенных геохронологичесих интервалов. Для десяти отрезков времени (позднего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена – раннего миоцена, чокрака - карагана, сармата, мэотиса – понта, киммерия, акчагыла и четвертичного периода) построены схемы площадного распределения средних скоростей тектонического погружения.

В позднемеловую эпоху во всем Предкавказье доминировало слабое погружение со скоростями в основном 0–1 см/1000 лет. В палеоцене и эоцене выявляется отчетливое различие в характере тектонических движений между западной и восточной частями Предкавказья: в Восточном Предкавказье произошло поднятие со скоростями 0–0,7 см/1000 лет или более, в то время

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

как область Западного и Центрального Предкавказья испытывала погружение, более интенсивное в палеоцене (в основном 0–4,5 см/1000 лет), чем в эоцене (0–2 см/1000 лет). В олигоцене-раннем миоцене (в майкопское время) в областях Западно-Кубанского (ЗКП) и Терско-Каспийского (ТКП) передовых прогибов скорости погружения достигали 5–13 см/1000 лет, а на большей части Скифской плиты составляли 2–5 см/1000 лет. В чокракском и караганском веках для южных районов Западного и Восточного Предкавказья были характерны скорости 5–20 см/1000 лет, а в осевой части ТКП они достигали 30–40 см/1000 лет. В сарматском веке южные районы Предкавказья погружались также более интенсивно, чем северные; в ЗКП и ТКП скорости достигали 5–12 см/1000 лет, в Восточно-Кубанской впадине – 4 см/1000 лет. В мэотическом и понтическом веках Центральное Предкавказье, большая часть Восточно-Кубанской впадины и северная часть Восточного Предкавказья были охвачены поднятием со скоростями 0–1,4 см/1000 лет или более. В киммерийском веке центральная и восточная части Предкавказья имели тенденцию к поднятию со скоростями до 3–4 см/1000 лет, которая в акчагыле–квартере сменилась в Восточном Предкавказье интенсивным погружением (до 5–12 см/1000 лет) на обширной территории. В Западном Предкавказье с мэотиса происходило погружение с максимальными скоростями (5–10 см/1000 лет и более) в области ЗКП.

При анализе схем и графиков выявляются некоторые различия в характере развития ЗКП и ТКП. Заложение этих прогибов было неодновременным: ЗКП оформился в своих современных границах уже в майкопское время, ТКП – позднее, в чокраке–карагане. ЗКП сохранял конфигурацию с майкопа до четвертичного периода включительно, причем судя по имеющимся данным в нем с течением времени не происходило миграции оси максимальных скоростей погружения. В целом для Западного Предкавказья сохранялся характер распределения скоростей погружения с сармата по четвертичный период; лишь для мэотиса–понта отмечается относительное поднятие Скифской плиты по сравнению с ЗКП. Для ТКП характерна более сложная история с миграцией оси максимальных скоростей погружения к северу, в область Скифской плиты. С мэотиса–понта для ТКП отмечается тенденция к общему поднятию и ось максимальных скоростей смещается в северную часть прогиба. В киммерии происходит ярко выраженное поднятие всей территории Восточного Предкавказья, но положение области относительного погружения остается неизменным. В акчагыле и четвертичном периоде продолжается вовлечение ТКП в поднятие вместе с прилегающей частью Большого Кавказа. С акчагыла в Восточном Предкавказье образовалась обширная область погружения (со скоростями до 10–12 см/1000 лет).

Большинство исследователей разделяет ныне точку зрения о том, что формирование структур Кавказского сектора Альпийского пояса происходило в обстановке субмеридионального давления со стороны Аравийской плиты. Для объяснения возникновения и развития Предкавказских передо-

вых прогибов в тылу складчатого сооружения Большого Кавказа (надвигание направлено к югу) В.О.Михайловым и др.[2] была предложена модель мелкомасштабной конвекции в астеносфере под компрессионным поясом. Согласно этой модели, сжатие в коллизионном поясе нарушает механическое и термическое равновесие литосферы и астеносферы. Возникающая при этом мелкомасштабная конвекция вызывает поднятие складчатых сооружений и погружение на периферии пояса. Во время фазы регионального сжатия территории на периферии пояса испытывают небольшое поднятие, а по окончании фазы сжатия они начинают погружаться.

В кайнозойской истории Предкавказья выделяются несколько компрессионных стадий (предмайкопская, тарханская, конкская и понт-киммерийская), которые несколько по-разному проявились в западной и восточной частях Предкавказья и были связаны с вариациями направлений и скоростей движения (относительно Евразийской плиты) Аравийского блока, Черноморской и Закавказской микроплит.

Литература

1. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes // SEPT. Spec. Publ.: 42. 1988. P. 71–108.

2. *Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П.* Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 6. С. 30–37.

В.И.Коваленко[1], В.В.Ярмолюк[1], В.П.Ковач[2], С.В.Будников[1], Д.З.Журавлев[1], И.К.Козаков[2], А.Б.Котов[2], Е.Ю.Рыцк[2], Е.Б.Сальникова[2]

Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные

Современные изотопные (в первую очередь Sm-Nd и геохронологические) данные открывают новые возможности в развитии идей геотектоники. Наряду с очень важными новыми датировками геологических процессов, они позволяют оценивать время отделения континентальной коры от депле-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

тированной мантии, оценивать состав коры и ее эволюцию, структуру коры и мантии, взаимодействие коры и мантии. На основе многочисленных новых датировок и Sm-Nd изотопных параметров гранитоидов, офиолитов, внутриплитных базитов предлагается анализ корообразующих процессов и образующихся при этом структур коры и мантии при образовании Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

В корообразующих процессах Центрально-Азитского складчатого пояса принимали участие кислый магматизм и интенсивное терригенное осадконакопление (континентальная кора), анатексис деплетированной мантии (океаническая кора), внутриплитный магматизм с участием плавления обогащенной мантии (океаническая и континентальная кора). По изотопным Sm-Nd данным разновозрастных гранитоидов континентальная кора пояса образовалась в среднем–позднем рифее, в позднем кембрии – раннем ордовике (ранние каледониды), в девоне (герциниды), на границе перми и триаса (индосиниды, прогибы Монголо-Охотского пояса).

Эти корообразующие события сформировали соответствующие изотопные провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис.1).

Рифейская изотопная провинция фиксируется в кристаллическом основании микроконтинентов (например, Тувино-Монгольского), протолит которого сформирован 1400–750 млн лет назад за счет размыва кратонов в условиях пассивной окраины суперконтинента Родиния, в которую, видимо, входили Сибирь и южно-китайский блок Янцзы. Кора провинции образовалась преимущественно седиментационным способом на пассивной окраине Родинии и была практически амагматичной. Континентальная кора ранних каледонид по изотопным Sm-Nd параметрам является ювенильной и образовалась за счет превращения деплетированной мантии в океаническую, затем переходную и, наконец, континентальную кору.

Аналогичным способом образовались герцинская и индосинийская кора, которые также были ювенильными. Изотопно гомогенный состав ювенильных континентальных кор ранних каледонид, герцинид и индосинид сохраняется практически без изменения с момента их образования до раннего мела, т.е. до последних проявлений кислого магматизма (рис.2).

Тем самым доказывается изотопно однородная структура ювенильной континентальной коры упомянутых тектонических провинций. Континентальная кора микроконтинентов, окончательно сформированная в раннекаледонскую орогению, является изотопно неоднородной. Изотопная структура ее определяется залеганием более молодой раннекаледонской коры под метаморфизованной в это время рифейской корой, тем самым подтверждается тектоническое надвигание микроконтинентов на ранние каледониды. Судя по изотопии Nd разновременных офиолитов (от рифея до мезозоя), океаническая кора пояса образовалась из деплетированной мантии с участием (скорее всего, в виде плюмов) более обогащенной мантии (см. рис. 2).

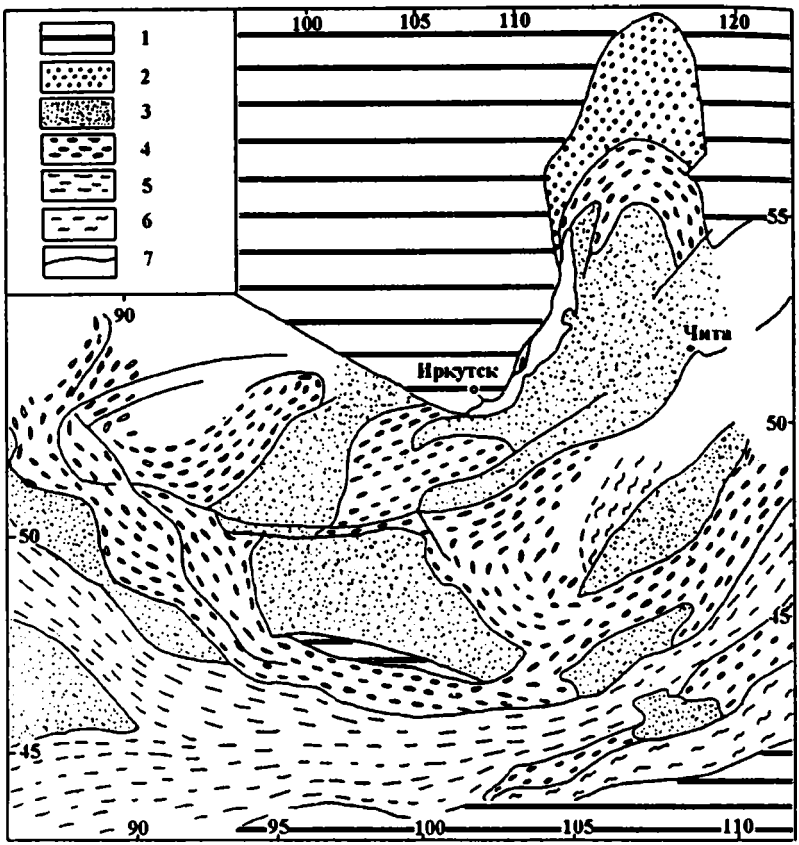


Рис. 1. Районирование континентальной коры Центральной Азии по модельному возрасту ее формирования

Коры и возрасты их формирования (в млн лет): 1 – архейская (>2600); 2 – раннепротерозойская (2000–2600); 3 – рифейская (1100–1650); 4-- раннекаледонская (600–950); 5 – герцинская (500–700); 6–раннемезозойская (300–400); 7 – разломы

Внутриплитный (щелочной, бимодальный, трапповый) магматизм предшествовал во времени всему остальному магматизму Центрально-Азиатского складчатого пояса, непрерывно сопровождал последний и завершил магматическую активность в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 2). Тем самым он не только внес свой существенный вклад в образование современной коры пояса, но и, скорее всего, явился причиной непрерывного кислого магматизма, начиная от границы кембрия и ордовика до раннего мела. Изотопная структура мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса согласуется с моделями, в которых

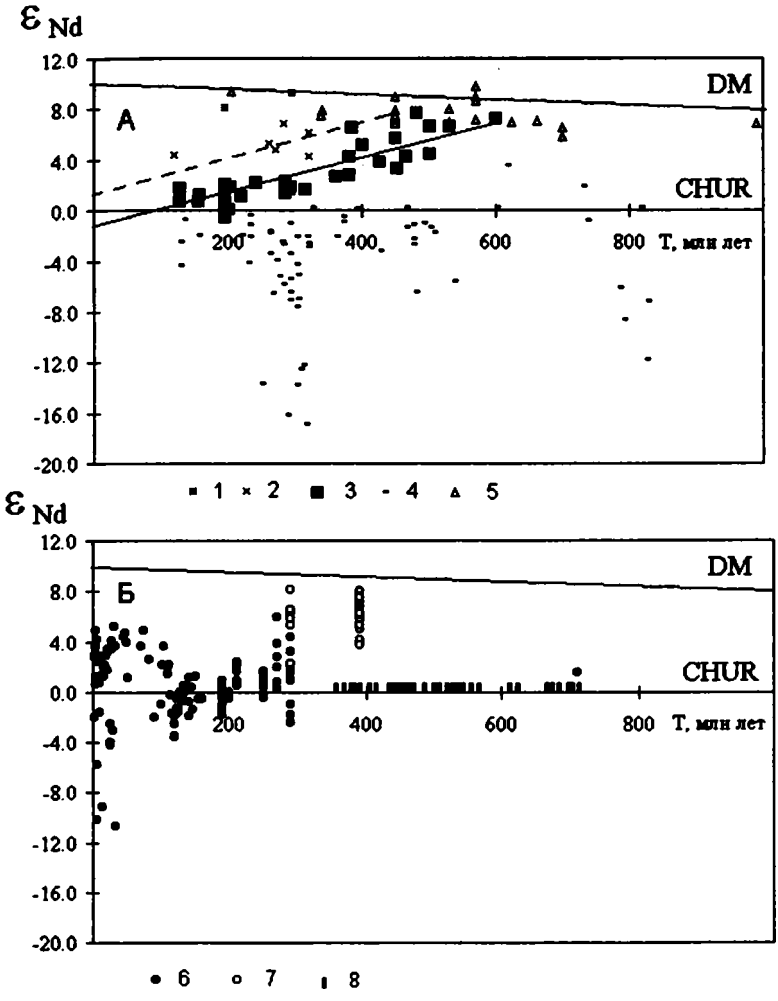


Рис. 2. Изотопные составы магматических пород Центрально-Азиатского складчатого пояса

А – участвовавших в формировании континентальной коры в структурных зонах: 1– мезозоид, 2 – герцинид, 3 – каледонид, 4 – докембрийских блоков, 5 – офиолиты; Б – внутриплитных базитов, возникших: 6 – на активных континентальных окраинах, 7 – во внутриконтинентальных обстановках, 8 – зафиксированные внутриплитные события в Центральной Азии

сверху вниз деплетированная мантия сменяется мантией EMII, затем нижней мантией (типа PREMA) и, наконец, слоем типа EMI. Сочетание в корообразующих процессах практически амагматичных седиментационных, терри-

генных, магматических границ плит и магматических внутриплитных процессов согласуется с моделью плюм-тектоники Центральной Азии. Начиная с распада в венде рифейского суперконтинента Родинии, в которую входили Сибирь и Китай, и до момента полной консолидации Центрально-Азиатского складчатого пояса на границе перми и триаса намечается существенное влияние мантийных плюмов в виде внутриплитного магматизма на всю геодинамику Центрально-Азиатского складчатого пояса, в первую очередь за счет резкого изменения двухслойной мантийной конвекции на однослойную.

Предполагается, что распад Родинии и начало образования Центрально-Азиатского складчатого пояса связаны с возникновением под суперконтинентом громадного Южно-Тихоокеанского горячего плюма. Начавшаяся практически с этого времени субдукция холодной литосферы под Сибирь привела к возникновению холодной нижней мантии (холодного суперплюма) под современным Центрально-Азиатским складчатым поясом, его консолидации, в первую очередь аккреционным, в меньшей степени, коллизионным способом. Продолжавшийся параллельно субдукции внутриплитный магматизм был обусловлен либо влиянием долгоживущего Южно-Тихоокеанского суперплюма, либо частичным плавлением нагревающейся субдукцированной литосферы в более горячей нижней мантии.

И.К.Козаков[1], А.Б.Котов[1], Е.Б.Сальникова[1], В.П.Ковач[1], Е.В.Бибикова[2], Т.И.Кирнозова[2]

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием массивов с кристаллическим основанием и фанерозойских подвижных поясов, разделяющих древние платформы Северной Евразии [1]. В фундаменте древних платформ, в подвижных поясах и микроконтинентах устанавливается возрастной ряд глубинных комплексов. В краевых частях Сибирской платформы их становление происходило в интервале 1850–1950 млн лет. В структурах раннекаледонского обрамления формирование глубинных ком-

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

[2] Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

плексов происходило в ходе закрытия Палеоазиатского океана в интервале 540–475 млн лет. Глубинные комплексы Монгольского и Гобийского Алтая были образованы в зоне активной континентальной окраины герцинского океана Палеотетис-1 в интервале 390–370 млн лет. Для кристаллических комплексов индосинид Юго-Восточной Монголии получена оценка возраста метаморфизма и складчатости 223±28 млн лет, что позволяет связывать их с коллизией в ходе закрытия палеоокеанического бассейна Палеотетис-II [1]. Наиболее крупные массивы с предположительно дорифейским основанием – Дзабханский и Тувино-Монгольский. Единственной структурой, для которой доказан дорифейский возраст основания является Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента, где становление главных структур происходило в интервале 1860–1820, более ранних – 2370–2310 млн лет, а древнейшие породы имеют возраст 2646±45 млн лет. Здесь на основании Sm-Nd систематики гранитоидов и супракрустальных комплексов намечены главные этапы корообразования – рифейский, раннепротерозойский и архейский [2]. Тувино-Монгольский массив также рассматривался как структура с докембрийским основанием, но оценки возраста высоко- и низкоградиентного регионального метаморфизма и складчатости (497±3 и 536±5.7 млн лет) свидетельствуют о принципиальном различии в его геологическом развитии по сравнению с Дзабханским микроконтинентом.

Данные о возрасте цирконов из метаосадков эрзинского и моренского комплексов позволяют определить верхнюю возрастную границу формирования слагающих их толщ в 750–800 млн лет. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования интрузивных комплексов свидетельствуют о проявлении рифеийских корообразующих процессов. Nd модельные возрасты метаосадочных пород эрзинского и моренского комплексов имеют интервал 1.5–2.0 млрд лет, что определяет верхнюю возрастную границу источников сноса.

Тувино-Монгольский массив представляет собой выведенное на поверхность глубинное сечение гетерогенной покровно-складчатой структуры раннекаледонского возраста, в которой были совмещены венд-верхнерифейские метаморфиты и неметаморфизованные толщи рифея, венда, нижнего кембрия. В глубинных сечениях этого "пакета" тектонических пластин происходил высокоградиентный метаморфизм (497±3 млн лет). Эксгумация гранулитов происходила в ходе развития надвиговых структур, сформированных в интервалах 536±6 – 497±3 и 489±2 – 479±2 млн лет. Исследования Sm-Nd изотопных систем палеозойских гранитоидов показали отсутствие "древнего темени Азии" в основании фанерозойских подвижных поясов южного обрамления Сибирской платформы [3]. Изотопная структура континентальной коры подвижных поясов и микроконтинентов характеризуется вертикальной неоднородностью – кора на современном эрозионном срезе

"подстилается" породами, имеющими более молодые Nd модельные возрасты.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-64769).

Литература

1. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №. 6.

2. *Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач А.Б., Сальникова Е.Б.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные. // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С.240–248.

3. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // ДАН. 1996. Т. 348, № 2. С. 220–222.

Н.Е.Козлов, Е.В.Мартынов, А.А.Предовский, А.А.Иванов[1]

Геодинамические обстановки докембрия и фанерозоя – методы реконструкции и сопоставления

Метаморфические комплексы докембрия, хранящие свидетельства главных этапов развития Земли, привлекают внимание исследователей как в плане познания геологической истории планеты, так и для решения вопросов металлогении. Среди проблем докембрия особое место занимает изучение супракрустальных толщ, последовательно формировавшихся на земной поверхности. Одним из важных направлений является восстановление протоприроды метаморфитов и, далее, реконструкция обстановок формирования их протолитов.

Развитие, в последнее время, новых методов анализа вещества существенно расширило возможности геохимических исследований. Вместе с тем, авторы полагают, что в основе петрогеохимических реконструкций в первую очередь должна лежать информация о содержаниях петрогенных элементов, которая отражает фундаментальное свойство породы. Сведения о содержаниях тех или иных малых элементов и их изотопов, крайне важные, могут играть в этом случае дополнительную роль. Этот тезис, без сомнения, дискуссионен. Достаточно распространено мнение, что именно малые элементы, такие, к примеру, как редкие земли, способны обеспечить прорыв

[1] Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

при реконструкции протоприроды и условий формирования протолитов метаморфических комплексов.

В качестве одного из главных тезисов в противовес указанного взгляда может быть названа невозможность проведения крупных обобщений ввиду неодинаковых метрологических возможностей разных лабораторий мира, специализирующихся на определении содержания малых элементов. Кроме того, обычно приводимый в различных публикациях фактический материал вообще лишен информации о метрологических характеристиках аналитических методов. В этом смысле полный силикатный анализ является более универсальным и сопоставимым при использовании различных литературных источников с высокой степенью достоверности.

Важно отметить, что существующие петрогеохимические методики, наиболее часто применяемые для этих целей, разрабатывались изначально, как правило, для диагностики геодинамических условий формирования фанерозойских образований. Поэтому их механическое использование для метаморфических комплексов докембрия часто приводит к существенной неопределенности получаемых результатов. Это может быть связано как с неустойчивостью некоторых признаков при региональном метаморфизме, так и со специфичностью докембрийского этапа развития Земли, выраженного в виде отличий химических составов образований фанерозоя и докембрия, как это было показано ранее на примере гранулитовых поясов [1]. В связи с этим, для повышения достоверности результатов реконструкции условий формирования докембрийских комплексов необходимо найти способ учета таких различий.

Моделирование характеристик обстановок формирования породных комплексов фанерозоя и докембрия, заданных в виде системы отношений частичного порядка на эталонной совокупности фанерозойских структур, с учетом возможных отличий по химическому составу образований докембрия и фанерозоя, позволяет приблизиться к решению названых проблем. Некоторые аспекты данного подхода освещались нами ранее [2, 3].

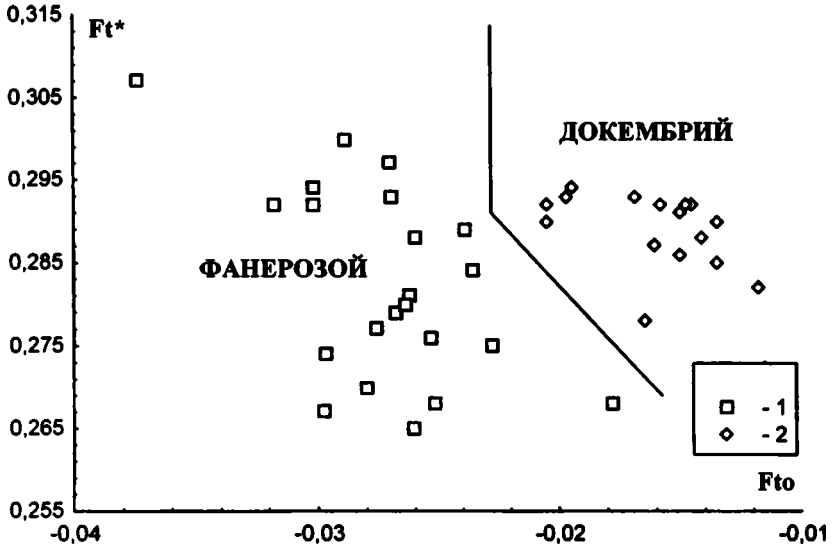
Первой задачей, которая стояла перед авторами, являлась проверка возможностей рассматриваемых методов при моделировании некоторых характеристик условий формирования на эталонных объектах фанерозоя. Для этих целей были использованы данные по базальтам энсиалических и энсиматических сегментов земной коры, а также различных обстановок формирования – юных дуг, развитых дуг, зрелых дуг, срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов и траппов. Выбор в качестве объекта исследований базальтов определялся тем, что дальнейшая постановка задачи определяла необходимость сопоставления разновозрастных образований, в том числе метаморфизованных, среди которых базальтоиды распознаются, как правило, более надежно, чем другие разновидности пород.

Для проверки воспроизводимости результатов при изучении объектов фанерозоя, не включенных в эталонную совокупность, были исследованы

литературные данные о составах базальтов Малой Антильской островной дуги, рифтовых зон Исландии и грабена о-ва Северный (Новая Зеландия).

Полученные результаты хорошо согласуются с геологическими данными о формировании этих структур в соответствующих геодинамических обстановках. В процессе моделирования характеристик петрохимических отличий комплексов докембрия от фанерозойских образований осуществлялась попытка описать их минимальным числом обобщенных показателей, совокупность которых позволяет разделить в признаковом пространстве образы исследованных объектов. Было установлено, что для описания этих отличий, при уровне значимости 0.01, необходимо построить два обобщенных показателя:

$$F_{to} = -0.1*SiO_2 - 0.82*TiO_2 - 0.11*Al_2O_3 + 0.34*\sum Fe$$
$$0.07*MgO + 0.03*CaO + 0.28*Na_2O + 0.32*K_2O;$$
$$F_{tk} = 0.09*SiO_2 - 0.87*TiO_2 - 0.02*Al_2O_3 + 0.4*\sum Fe$$
$$0.04*MgO + 0.13*CaO + 0.25*Na_2O - 0.01*K_2O;$$



Положение медианных значений составов основных пород различных объектов фанерозоя (1) и докембрия (2) на диаграмме Fto (обобщенный показатель "энсиматические фанерозойские образования – комплексы докембрия") – Ft* (составляющая обобщенного показателя Ftk "энсиалические фанерозойские образования – комплексы докембрия", ортогональная Fto)

$Ft^*=0.45*SiO_2 -0.28*TiO_2+0.21*Al_2O_3+0.22*\sum FeO- 0.06*MgO+0.24*CaO-0.27*Na_2O-0.75*K_2O$

Показатель F_{to} служит для разделения образов энсиматических образований фанерозоя и комплексов докембрия, а F_{tk} – для разделения образов энсиалических фанерозойских образований и докембрийских комплексов. Эти обобщенные показатели могут быть выбраны в качестве петрохимических характеристик отличия образований фанерозоя и докембрия (рис. 1). Векторы коэффициентов (факторы) показателей F_{to} и F_{tk} характеризуют направления возможных смещений в пространстве параметров химического состава горных пород, образов докембрийских комплексов относительно их фанерозойских гомологов. Результаты этих исследований показали, что учет возможных смещений параметров химического состава комплексов докембрия относительно образований фанерозоя не приводит к потере различимости фанерозойских ассоциаций пород, сформировавшихся в различных обстановках. Их отличия по химическому составу остаются статистически значимым. Для образований фанерозоя наблюдается соответствие результатов реконструкции относительно показателей F_{to} и F_{tk} (по двум вариантам).

Возможности данного подхода к исследованию докембрийских объектов были изучены на примере протерозойских структур Печенгской и Имандра-Варзугской зон Кольского региона, для которых большинство исследователей по геолого-петрогеохимическим данным предполагают проторифтогенную природу, а также на примере реконструкции условий формирования гранулитовых поясов Евразии, по геолого-геохимическим данным из всего многообразия фанерозойских образований наиболее сходных с юными дугами [1–3]. Соответствие указанных выводов с результатами, полученными с помощью предложенного авторами метода, свидетельствует о его достаточной эффективности. При этом отсутствие абсолютного сходства лишь подчеркивает эволюционные отличия разновозрастных структур.

Литература

1. *Козлов Н.Е., Мартынов Е.В.* // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 12. С. 105–112.

2. *Мартынов Е.В.* Реконструкция обстановок формирования протолитов метаморфических комплексов докембрия на основе статистического моделирования их характеристик по петрогеохимическим данным: Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД, 1997. 23 с.

3. *Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А.* // Геохимия (в печати).

Ю.И.Коновалов[1]

Геохимия базальтов и геодинамика глубоководных котловин Японского моря

Японское море представляет собой одно из звеньев протяженной цепи тафрогенных [1] впадин, протянувшейся вдоль западной окраины Тихого океана. Эта структура, в свою очередь, имеет сложное строение и чрезвычайно разнородное обрамление. На западе Япономорский бассейн ограничен мезозойским Прибрежным антиклинорием Сихотэ-Алинской складчатой зоны, а на востоке и юго-востоке – палеозойскими структурами зоны Хидака на о-ве Хоккайдо и третичными отложениями зоны "зеленых туфов", среди которых выступают палеозойские и, возможно, более древние породы массива Китаками. Юго-западная граница моря срезает докембрийские (архей?) структуры массивов Кенги и Собэк Корейского полуострова. Столь разнообразный характер обрамляющих Японское море структур и широкий диапазон их возраста указывают на наложенный характер бассейна и его относительную молодость. Дно бассейна характеризуется чрезвычайно сложным строением, главная особенность которого связана с наличием многочисленных поднятий и хребтов, чередующихся с глубоководными котловинами.

Выделяющиеся в пределах моря три котловины (Центральная, Хонсю и Цусимская) также неодинаковы по строению и, вероятно, по возрасту.

Магматические породы в пределах котловин разнообразны по составу и, по-видимому, отражают различные этапы развития впадины моря. Различаются продукты магматизма, как непосредственно предшествовавшие образованию котловин, так и сопровождавшие его магматиты [3]. Для уточнения характера эволюции впадины моря весьма важно иметь набор критериев для выявления признаков, соответствующих тому или иному этапу. Помимо петрографических (текстурных) характеристик, в качестве таких критериев можно применять и петрологические характеристики. В статье представлены результаты сравнительного анализа петрологических данных по базальтам бассейна Японского моря, которые были обработаны методом главных компонент по авторской методике [2,4]. Для этого использовались образцы базальтов в диапазоне содержаний кремнезема до 54% и летучих до 3%.

В выборку были включены драгированные образцы, относящиеся к подводным горам Центральной котловины (Богорова, П-4), котловины Хонсю (подводная гора Медведева) и данные по скважинам ODP, пробуренным в разных частях этих же котловин [5].

[1] Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) РАН, Владивосток, Россия

На диаграмме главных компонент точки сгруппировались в нескольких ареалах, соответствующих субщелочной, известково-щелочной и толеитовой сериям, причем, первые два относятся к островодужным трендам, а толеитовые образования четко делятся на океанические и островодужные (рисунок).

Интересным образом распределились по этим ареалам породы, принадлежащие некоторым отдельным структурам моря. Скважина 795, пробуренная в северном замыкании Центральной котловины, представлена на диаграмме единственным образцом, который попадает в известково-щелочной ареал. Абсолютная датировка этого образца в 23.1 млн лет позволяет отнести его к раннему миоцену. По положению образца на диаграмме можно предполагать, что в это время в северном замыкании Центральной котловины имел место островодужный (ОД) известково-щелочной (ИЩ) вулканизм.

Образцы скв. 794, расположенной в северной части котловины Хонсю, на диаграмме разделились на две части. Большая из них, характеризующая верхний интервал разреза скважины (561–639 м от дна моря), относится к ИЩ ареалу. Судя по абсолютному возрасту этих образцов, определенному в диапазоне 20.9–21.7 млн лет (конец раннего миоцена), здесь в раннем миоцене, как и в северной части Центральной котловины, были островодужные условия и изливались ИЩ базальты. Образцы из более нижних горизонтов этой же скважины (интервал 708–727 м) имеют резко отличающийся состав и попадают в область толеита срединно-океанических хребтов (СОХ). Возраст их отвечает временному диапазону от раннего миоцена до среднего олигоцена (24.0–31.9 млн лет). Эти данные позволяют рассматривать низы скважины как свидетельство существования океанических условий, которые затем сменились на островодужные.

Образцы скв. 797, пробуренной в южной части котловины Хонсю, также разделились на две группы, но их соотношения здесь прямо противоположные по сравнению со скв. 794. Большая часть этих образцов, характеризующая нижний интервал разреза (704–893 м), распределилась на диаграмме между стандартами толеитов ОД и траппов. Они имеют радиологический возраст 18.6–20.8 млн лет и также, как и верхи скв. 794, соответствуют концу раннего миоцена. Из этих данных следует, что также, как и в области скв. 794, в южной части котловины в это время происходил ОД толеитовый вулканизм, эволюционировавший с повышением щелочности натриевой специфики. Однако выше по разрезу, в интервале скважины 592–673 м, имеют место базальты, практически идентичные базальтам СОХ. Этот факт дает основания предполагать, что в южной части котловины Хонсю существовавшие здесь в раннем миоцене условия характеризовались ОД толеитовым магматизмом, который затем сменился магматическими проявлениями океанического типа. По всей вероятности, эта смена отвечала началу раскрытия котловины. Время этого раскрытия в какой-то мере конкретизирует возраст образца базальта с горы Медведева, расположенной в центральной

части котловины Хонсю. Этот образец также приурочен к ареалу океанических толеитов и сформировался в середине позднего миоцена (11–12 млн лет). Примечательно, что все другие образцы горы Медведева относятся к ОД субщелочным базальтам. Таким образом, интервал 12–18.6 млн лет вполне может включать такое глобальное геотектоническое событие, как раскрытие котловины Хонсю в Японском море, а судя по преобладанию в ней в середине позднего миоцена ОД пород, период времени 11–12 млн лет может отвечать самому началу этого процесса.

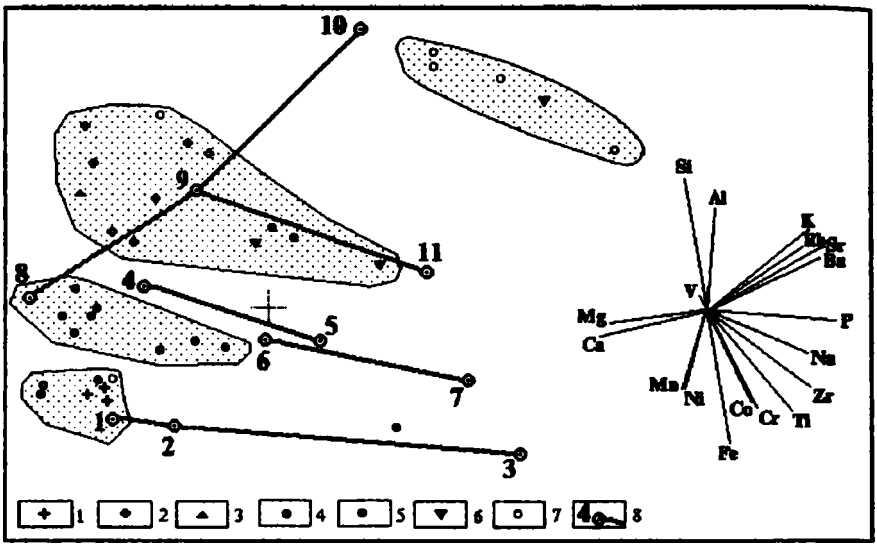


Диаграмма главных компонент для базальтов глубоководных котловин Японского моря

1 – скв. 794, инт. 708–727, 2 – скв. 794, инт. 561–639, 3 – скв. 795, 4 – скв. 797, инт.704–893, 5 – скв. 797, инт.592–673, 6 – Центральная котловина, 7 – гора Медведева, 8 – геотектонические стандарты базальтов

Цифрами обозначены: 1 – толеитовый базальт СОХ; 2,3 – толеитовый и субщелочной базальты океанических островов; 4,5 – толеитовый и субщелочной базальты континентальных траппов; 6,7 – толеитовый и субщелочной базальты континентальных рифтов; 8,9,10,11 – толеитовый, известково-щелочной, субщелочной калиевый (шошонит) и субщелочной натриевый базальты ОД, соответственно

Принято считать, что Центральная котловина является в Японском море наиболее древней. На это указывают и форма, и размеры, и возраст, и геотектонические параметры химизма встреченных здесь базальтов. Наиболее

древние вулканиты здесь имеют возраст 52 млн лет, текстурные признаки более молодых, среднемиоценовых, вулканитов с подводных гор Центральной котловины повсеместно указывают на их подводное происхождение. Специфические особенности имеет и химизм этих пород, что позволило нам ранее выделить их в особый, окраинно-морской тип субщелочных базальтов, соответствующих этапу формирования глубоководных впадин тыловых бассейнов островных дуг [3]. На диаграмме они расположились в области субщелочных островодужных базальтов, подтверждая, таким образом, ранее выявленное между ними генетическое родство. Так или иначе, все приведенные материалы подтверждают существование Центральной котловины в среднем миоцене, или даже в более раннее время, а обсужденные в этой статье данные говорят о раскрытии другой котловины, Хонсю, в более позднее, позднемиоценовое время.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли: Взаимодействие верхней мантии и коры. М.: МГК АН СССР. 1991. 68 с.
2. *Коновалов Ю.И.* Формационные типы вулканитов // Геолого-геофизические исследования в Новогебридском регионе. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 123–138.
3. *Фролова Т.И., Коновалов Ю.И.* Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1985. № 4. С.3–20.
4. *Konovalov Yu.I., Utkin I.V.* Determination of volcanic-series geochemical types for far-eastern marginal seas and west margin of the Pacific ocean via factor analysis // Proceedings of the Third International Conference on Asian Marine Geology–Cheju, 1995. Korea, 1996. P. 201–215.
5. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Vol. 127/128, pt. 2. College Station, 1992. P. 779–789, 905–929.

Е.А.Константиновская[1]

Роль структуры континентальной окраины в геодинамике коллизии дуга–континент

Коллизия островная дуга – континент является фундаментальным процессом, определяющим геодинамическое развитие многих современных активных континентальных окраин западной части Тихого океана и древних орогенных поясов. Характер и распределение литосферных напряжений и деформаций, развивающихся в процессе коллизии, зависят от целого ряда

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

физических и геометрических параметров, описывающих состояние и взаимное расположение конвергентных плит [4]. На характер развития коллизии влияют мощность надвигающейся плиты под дугой и расстояние от дуги до желоба. Существенное значение имеют также мощность и термический возраст континентальной коры пододвигающейся плиты, определяющие ее плотность и прочность, структура континентальной окраины, как правило, осложненная листрическими сбросами или аккретированными тектоническими блоками, величина трения между плитами. В зависимости от сочетания этих факторов возможно развитие коллизии дуга – континент по разным сценариям.

Современные пассивные окраины континентов характеризуются разнообразием тектонических стилей и разделяются на вулканические и невулканические с различным объемом осадочных пород [1, 6]. Это разнообразие определяется эволюцией начальных стадий рифтинга, обладающих различной механикой и геометрией, температурным режимом и продолжительностью периода частичного плавления, которые определяют возможность проявления магматической аккреции под континентальными окраинами [5].

Невулканические пассивные окраины континентов характеризуются утоненной корой и наличием в верхней, хрупкой ее части листрических сбросов с падением в сторону океана, унаследованными от ранней стадии растяжения на начальных этапах рифтинга (Иберийская переходная зона континент–океан). На контакте верхней хрупкой части коры с нижней пластичной ее частью и/или – с верхней серпентинизированной мантией установлены зоны пологих тектонических срывов [2, 3]. Древняя и прочная континентальная кора пассивной окраины может быть разогрета и ослаблена листрическими сбросами в результате наложенного молодого спрединга (Южно-Китайское море). Отмеченные особенности строения современных невулканических пассивных окраин континентов не могут не сказываться на геодинамике зон континентальной субдукции и во многом определяют характер развития коллизии дуга – континент.

Ранее экспериментами физического моделирования были охарактеризованы начальные фазы коллизии дуга – континент. С началом поддвига континентальной коры [4] происходит подъем фронтального блока надвигающейся плиты, усиливается горизонтальный компрессионный стресс. Область дуги подвергается флексурному погружению и деформации. Концентрация деформаций приводит к утолщению литосферы в этой области и формированию двух наклонных зон локализации разрывных деформаций, погружающихся под дугу с двух сторон. Полное разрушение надвигающейся плиты в зоне дуги может произойти с равной вероятностью по каждой из этих зон, что зависит от ряда физических и геометрических параметров и, в сущности, является определяющим для дальнейшего направления развития коллизии. В случае, если первым происходит разрушение надвигающейся плиты вдоль разломов, погружающихся навстречу зоне субдукции, происходит

блокировка фронтального блока и дуги и развивается инверсия субдукции. В случае, когда первоначально происходит разрушение под дугой по направлению, параллельному зоне субдукции, происходит поддвиг фронтального блока под дугу. Затем может произойти его полное погружение в мантию или он оказывается заблокированным в зоне поддвига. Дальнейший сценарий может развиваться в зависимости от того, возобновится ли поддвиг континентальной плиты или произойдет разрушение плиты с обратной стороны дуги, сопровождающееся инверсией субдукции и началом поддвига океанической плиты.

Направление развития тектонических деформаций, сопровождающих коллизию дуга – континент, в зависимости от различных физических параметров пододвигающейся континентальной коры было изучено в результате новой серии экспериментов. Были использованы три вероятных сочетания : вещество N2 с относительно низкой прочностью [4], соответствующее молодой (или разогретой) континентальной коре, вещество F1 с вдвое более высокой прочностью, соответствующее древней коре, и комбинация двух веществ (F1 + N2), соответствующих древней и прочной коре с окраиной из разогретой (и/или более молодой) и менее прочной коры.

Эксперименты показали, что начальные этапы в первых двух моделях были сходны: с вхождением легкой континентальной коры в зону субдукции в условиях высокого трения между конвергентными плитами происходит затормаживание поддвига, что на фоне продолжающегося сближения плит ведет к резкому увеличению компрессионного стресса в надвигающейся плите, наблюдается негидростатическое поднятие области дуги, разрушение этой плиты под дугой по направлению, параллельному зоне субдукции, влекущее за собой начало поддвига фронтального блока под дугу.

Дальнейшее развитие процессов зависит от прочности и структуры окраины. В случае континентальной субдукции с низкой прочностью коры в процессе поддвига тяжелого фронтального преддугового блока происходят раннее образование сколов и тектоническая аккреция континентальной коры во фронтальной зоне субдукции перед дугой. Максимальная глубина поддвига континентальной коры 100 км. В случае континентальной субдукции с прочной корой поддвиг фронтального преддугового блока сопровождается более глубокой субдукцией континентальной коры без ее раннего разрушения (до 150 км) и лишь затем образование сколов во фронтальной зоне субдукции перед дугой.

В случае континентальной субдукции с комбинированной корой происходит ранний (еще до разрушения надвигающейся плиты) срыв ослабленной континентальной окраины и ее тектоническая аккреция к преддуговому блоку. Нарастающий компрессионный стресс, вызванный затормаживанием поддвига на фоне сближения плит, компенсируется деформациями в надвигающейся плите в области дуги, испытывающей поднятие, и во фронтальной части преддугового блока, где наблюдаются смещения по встречным надви-

гам с вергентностью в сторону дуги. В дальнейшем происходит разрушение надвигающейся плиты в области дуги по направлению, параллельному зоне субдукции, и начинается поддвиг фронтального преддугового блока. Одновременно происходит реактивация поддвига прочной континентальной коры (до 60 км), тогда как ее ослабленная окраина вместе с фрагментами преддугового блока остается во фронтальной части дуги.

Рассмотренные эксперименты показывают различия в геодинамическом развитии коллизии дуга–континент в зависимости от прочности и строения континентальной коры пододвигающейся плиты и могут быть использованы при анализе геологических и геофизических данных о строении современных зон коллизии дуга–континент и в реконструкциях тектонической эволюции коллизионных орогенных поясов.

Литература

1. *Banda E., Torne M., Talwani M.*(Eds). Rifted Ocean-Continent Boundaries // NATO ASI Series.C. Vol. 463. Kluwer Acad. Publ. Dordrecht. 1995. 387 p.
2. *Beslier M.-O., Ask M., Boillot G.* Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data // Tectonophysics. 1993. Vol. 218. P. 383–393.
3. *Boillot G.* et al. The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin // Geol.Soc.Spec. Publ.1995. N90. P.71–91.
4. *Shemenda A.I.* Subduction: Insights from Physical Modeling // Kluwer Acad. Publ. 1994. 215 p.
5. *Watts A.B., Fairhead J.D.* Gravity anomalies and magmatism at the British Isles continental margin // Geol. Soc. London. 1997. Vol. 154. P.523–529.
6. *Watts A.B., Stewart J.* Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa // Earth Planet. Sci. Letts. 1998. Vol. 156. P. 239-252.

В.Г.Кориневский, Е.В.Кориневский[1]

Признаки существования допалеозойской олистостромы в метаморфитах Урала

Самой древней олистостромой Урала считается раннедевонская (шандинская). Нами выявлены признаки существования существенно более древнего (рифей) эпизода олистостромообразования в истории Палеоурала.Они обнаружены в Ильменогорском метаморфическом комплексе Южного Урала. В палеозое он сыграл роль одного из микроконтинентов (террейнов). Комплекс представляет собою пакет тектонических блоков (пластин), нижние из которых сложены гнейсовыми и амфиболитовыми толщами архей-протерозойского возраста (ядро комплекса), а верхние обра-

[1] Институт минералогии (ИМ) УрО РАН, Миасс, Россия

зуют так называемое сланцевое обрамление. Последние по остаткам микрофоссилий датируются рифей-вендским возрастом и являются преимущественно сланцево-кварцитовыми. Их можно рассматривать в составе единой саитовской серии. На больших участках развития толщ саитовской серии севернее оз. Бол.Миассово нами детально закартированы многочисленные изолированные выходы метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций пород, заключенных в матрице пород эпидот-амфиболитовой фации. Среди них заметно преобладают метагипербазиты; значительно реже встречаются анортитовые амфиболиты с высокомагнезиальными амфиболами, шпинелью, пироп-альмандинами; куммингтонитовые амфиболиты и кристаллосланцы с жедритом, биотитом, пироп-альмандином, ставролитом, основным плагиоклазом; апоэклогитовые гранатовые паргасит-клинохлоровые породы с шпинелью и корундом, зернами анортита; кианитовые мусковит-биотитовые кристаллосланцы с силлиманитом и гранатом; пироксениты.

Эти породы отличает свежий облик минералов, слабое проявление сланцеватости. По находящимся в них парам сосуществующих минералов (гранат–биотит; гранат–амфибол; плагиоклаз–амфибол), используя геотермометры Л.Л.Перчука, определены температуры их образования – 580–750°С. Вмещающие же их гранат-биотитовые кварциты возникли при 430–450°С. Эти данные опровергают мнение об изофациальности описываемых тел метагипербазитов и метабазитов и заключающих их метаосадков, доказывают чужеродную природу первых. По соотношению Al^{IV} и Al^{VI} в амфиболах из кристаллосланцев и амфиболитов этих блоков, можно также говорить об их формировании в условиях амфиболитовой фации (диаграмма В.В.Закруткина).

Хаотическое размещение выходов метагипербазитов и амфиболитов в поле развития кварцито-сланцевых толщ; очень большой разброс величин их поперечников (от десятков сантиметров до десятков метров); изометричная, линзовидная или неправильная форма в плане и разрезе; бескорневой характер глыб – все это опровергает расхожее мнение, что мы имеем дело с будинированными, растащенными пластовыми телами амфиболитов, гипербазитов и т.п.

Совместное нахождение в пределах одного обнажения небольших (1–1.5 м) глыбок весьма разнородных пород (гипербазиты, амфиболиты, слюдиты, кварциты, пироксениты, плагиоклазиты), присутствие в том же районе изолированных мелких глыб гипербазитов и амфиболитов в пластах кварцитов – также не получает объяснения с позиции будинирования пластовых тел. Такая ситуация реально наблюдается в олистостромовых и меланжевых комплексах. Апоосадочный характер матрицы свидетельствует об олистостромовой природе толщи. По району широкого развития этой рифейской олистостромы ее предлагается называть уразбаевской. Источником обло-

мочного материала для нее, вероятнее всего, служили уже метаморфизованные породы ильменогорской толщи из ядерной части одноименного комплекса, располагающейся в нескольких километрах западнее. Именно в этой толще в крупных объемах находятся основные типы пород, слагающие глыбы в олистостроме (метагипербазиты, анортитовые амфиболиты, кианитовые кристаллосланцы, куммингтонитовые породы и т.п.). Очень близки к уразбаевским олистолитам некоторые разновидности жедритовых и куммингтонитовых амфиболитов и кристаллосланцев александровского комплекса зоны Уралтау, которые по данным геохронологии считаются протерозойскими.

Проявления процессов олистостромообразования отмечаются в рифейских толщах Урала и в других его районах. В первую очередь – это известный максютовский комплекс, в котором кварциты местами содержат бескорневые глыбы (вплоть до галек) эклогитов и метагипербазитов, аналогичных ильменогорским. Специфика максютовской олистостромы состоит в том, что в палеозое она попала в зону субдукции и претерпела дополнительный глаукофановый метаморфизм. Олистостромовую природу мелких тел метагипербазитов в метаосадках борлинской толщи рифея Южных Мугоджар впервые определила Т.Г.Павлова.Это предположение подкреплено более поздними находками здесь же небольших тел разнообразных метаморфитов (эклогиты, гранатовые амфиболиты, пироксениты и т.д.), преобразованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, тогда как вмещающие их породы изменены значительно слабее (данные А.И.Русина). По литературным сведениям можно предполагать наличие олистостромы, подобной уразбаевской, и в Уфалейском метаморфическом комплексе Среднего Урала. Таким образом, в рифее в раме будущего Палеоурала проявился мощный эпизод олистостромообразования. Он сопровождал заложение и раскрытие рифтогенных структур.

Залегание метагипербазитов в виде олистолитов в апоосадочных толщах заставляет отрицать существование на Южном Урале так называемого саитовского офиолита рифейского возраста.

Н.В.Короновский[1], Л.И.Демина[1], Д.А.Симонов[1],
К.Сидерис[2], К.Кирякопулос[2], А.Маганос[2]

Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса

Образование разных магматических комплексов тесно связано с определенными геодинамическими обстановками. Для многих из них установлены вулканические комплексы–индикаторы – характерные серии магматических пород. Однако столь широко распространенная обстановка межконтинентальной коллизии пока не находит себе места в палеогеодинамических реконструкциях. Возможно, это происходит потому, что известково-щелочной магматизм, протекающий во время коллизии, на первый взгляд, мало чем отличается от субдукционного. Кроме того, коллизионный вулканизм отличается значительно большей сложностью и неоднородностью своего состава, что может объясняться различными причинами. Эгейско-Кавказский сегмент Альпийского складчатого пояса характеризуется широким проявлением позднекайнозойского субаэрального вулканизма. Большой объем вулканогенных образований формировался в обстановке общей коллизии между Африканской и Евразийской плитами, что делает выбранный участок Альпийского пояса чрезвычайно информативным полигоном для изучения особенностей современного коллизионного вулканизма с целью выявления специфических, присущих только этому типу черт.

Сформировавшийся в условиях межконтинентальной коллизии позднемиоцен-четвертичный вулканизм центральной части Альпийского складчатого пояса в своем химическом составе отражает не только процессы, связанные с общей коллизией Евразийской и Афро-Аравийской плит. Он чутко реагирует на проявление как локальных геодинамических условий, складывающихся внутри коллизионной зоны вследствие взаимодействия ее внутренних компонентов, так и на геодинамические обстановки, сомасштабные процессу общей коллизии и протекающие одновременно с ним. Кроме того, на химический состав вулканогенных образований коллизионной зоны может оказывать влияние и проявление остаточных процессов, унаследованных от предшествовавших коллизии геодинамических обстановок.

Соприкосновение и сжатие двух огромных литосферных плит вызвало перераспределение масс структурно-фациальных зон и микроплит, которые приспосабливались к конфигурации главных инденторов. Растущее напря-

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия
[2] Афинский университет, Геологический факультет, Афины, Греция

жение способствовало формированию системы тектонических нарушений, главным образом, сдвигов, надвигов, покровов и, в меньшей степени, сбросов, начиная с позднего миоцена. Вулканизм проявляется на поверхности только там, где наблюдаются обстановки тектонического растяжения.

На тройных дискриминационных диаграммах в координатах SiO_2–K_2O–TiO_2 и SiO_2–K_2O-MgO типично коллизионные вулканиты отображаются в определенном поле, располагающемся между полями вулканитов зон субдукции и континентального рифтинга (рис. 1).

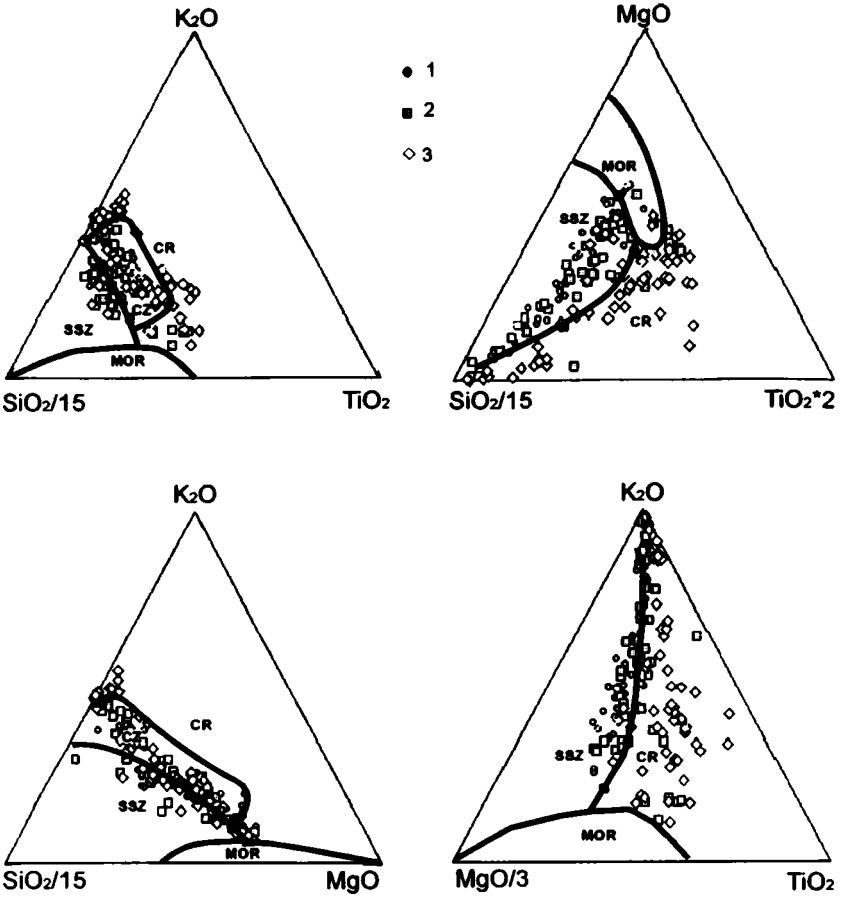


Рис. 1. Вулканиты Кавказского пересечения (1 – Большой Кавказ, 2 – Малый Кавказ, 3 – Восточная Анатолия) на диаграммах соотношений SiO_2, K_2O, MgO, TiO_2.

Поля вулканитов срединно-океанических хребтов (MOR), континентальных рифтов (CR), зон субдукции (SSZ) и коллизии (CZ) по [1]

По геохимическим признакам, к собственно коллизионным вулканитам следует относить вулканиты, представленные известково-щелочными и субщелочными сериями пород со слабым проявлением в их химизме процессов кристаллизационной дифференциации. Спектры REE коллизионных вулканитов отличаются повышенной концентрацией легких REE и существенно меньшим обогащением тяжелой части спектра, что отражается в высоких отношениях La/Lu, причем отмечается большее обогащение REE основных пород по отношению к кислым. Спектры пород среднего состава весьма компактны в легкой части и отличаются значительными вариациями в тяжелой части. Спектры кислых пород более однородны, а для пород с содержанием SiO_2>73% отчетливо выражена Eu аномалия. Для полных спектров основных пород характерны максимумы Ba, Th, Nd иногда Tb и минимумы Sr, P, иногда Ti. Собственно коллизионные вулканиты среднего состава значительно более, обогащены крупноионными элементами, чем основные. Характерными являются максимумы Th, La, Tb, Yb и минимумы K, Sr, Ti, Y. Менее выражены минимумы Hf и максимумы Zr. Кислые вулканиты рассматриваемой группы еще более обогащены крупноионными элементами. При общей схожести их геохимических спектров с аналогичными спектрами средних пород для первых следует отметить большую амплитуду максимумов и минимумов, увеличивающуюся по мере возрастания кислотности и характерные максимумы Zr и Ta, а также отчетливый минимум P.

В пределах рассматриваемого сегмента Альпийского пояса выделяются не только типично коллизионные вулканиты, но и вулканиты, носящие геохимические черты, характерные для вулканизма субдукционных и рифтовых зон, что отвечает особенностям внутренней геодинамики пояса (рис. 2). Однако в их химизме имеются особенности, позволяющие отличать их от типичных образований зон субдукции и континентального рифтинга. В пределах Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского пояса, согласно приведенным геохимическим арактеристикам, к группе собственно или типично коллизионных вулканитов можно отнести вулканогенные образования Большого Кавказа, Ахалкалакского нагорья, большей части Армянского нагорья, Карского плато, Синюкского нагорья, наиболее молодые вулканиты Кападокии, вулканиты района Конья, островов Хиос и Самос, а также района Фессалии. К вулканитам коллизионно-рифтового типа (т.е. носящими геохимические черты вулканизма обстановок континентального рифтинга) могут быть отнесены в первую очередь породы вулканов Немрут и Биликан, расположенных в окрестностях оз. Ван, новейшие вулканиты "Угла Испарты" (район Афьон) и близлежащих вулканических центров в Западной Анатолии (Кула и др.), а также вулканогенные образования линии Южные Спорады – Солоникский грабен. Появление вулканитов такого состава в Восточной Анатолии вероятнее всего связано со взаимодействием Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов, приводящим к появ-

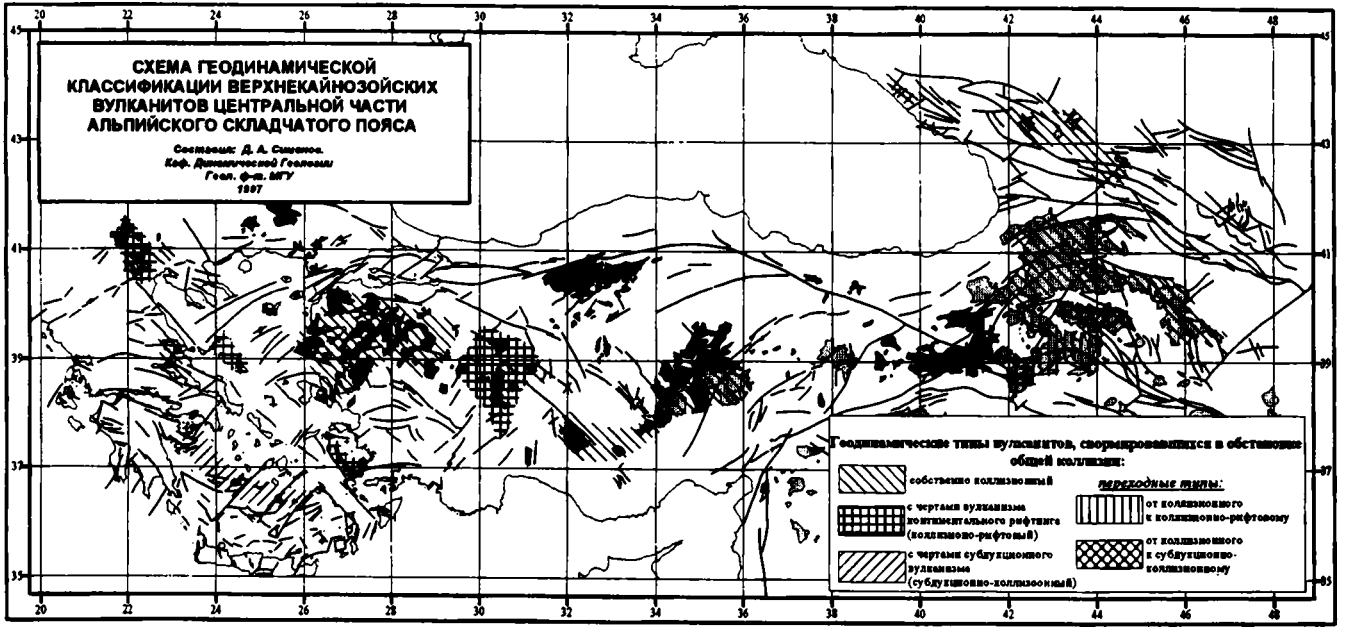


Рис. 2. Схема геодинамической классификации вернекайнозойских вулканитов центральной части Альпийского складчатого пояса

лению локальных зон растяжения, которые достигают пределов верхней мантии, т.е. с особенностями внутренней геодинамики пояса.

"Рифтообазные" вулканиты Западной Анатолии и Эгейского региона могут отражать влияние процесса раскрытия Красноморского рифта, накладывающегося на процесс Африкано-Евразийской коллизии. К вулканитам, носящим геохимические черты субдукционного вулканизма, в Центральном сегменте Альпийского пояса могут быть отнесены только вулканиты Кикладской островной дуги. Однако геохимические особенности вулканитов не позволяют относить их к типично субдукционным, и, по всей видимости, черты, свойственные субдукционному вулканизму, являются здесь как бы "памятью" от завершившегося относительно недавно процесса субдукции, либо процесса субдукции, носящего "остаточный" характер.

Литература

1. *Демина Л.И., Симонов Д.А.* Вулканиты как индикаторы процесса континентальной коллизии // ДАН. 1998 (в печати).

М.В. Коротаев, А.В. Ершов[1]

Осадочные бассейны с океанической корой в обстановке сжатия – моделирование погружения Южного Каспия, Черного и Баренцева морей

В окраинных частях Восточно-Европейской платформы существует ряд осадочных бассейнов с субокеаническим типом коры, находящихся в обстановке сжатия: Южно-Каспийский, Черноморский, Баренцевоморский. Все эти бассейны обладают некоторыми сходными чертами – отсутствие, по геофизическим данным, верхней коры, чрезвычайно высокая мощность осадков, высокая мощность одного из осадочных комплексов, соответствующего короткому интервалу геологического времени, обстановка сжатия на этот этап.

Принято предположение о синкомпрессионном изгибе реологически неоднородной литосферы этих бассейнов. Для подтверждения предположения проведены одно- и двухмерное моделирования истории погружения осадочных бассейнов и построена модель реологических свойств литосферы бассейна и ее поведения при действии на нее сжимающих сил с величинами, принятыми в тектонике плит.

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Черное море расположено к югу от Восточно-Европейской равнины, его современная глубина составляет 2–2.5 км. Оно состоит из двух глубоководных бассейнов – Восточно-Черноморского с субконтинентальной корой и Западно-Черноморского с корой океанической, разделенных поднятием Андрусова. Тепловой поток Черного моря – 20–30 мВт/м^2. Предполагается, что образование Черного моря произошло в середине мела в результате задугового спрединга. Мощность мел-четвертичного осадочного чехла достигает 18 км в Западно-Черноморской впадине и 15 км в Восточно-Черноморской впадине. Структура осадков известна, в основном, только по сейсмическим данным. Выделяются пять основных структурных комплексов: верхнемеловой (2–3 км), палеоцен-эоценовый (3–4 км), олигоцен-раннемиоценовый (майкопский, 5–6 км), средне-верхнемиоценовый (1–2 км) и плиоцен-четвертичный (3–4 км). По сейсмическим данным олигоцен-миоценовые осадки лежат горизонтально.

Южно-Каспийский бассейн расположен на юге Каспийского моря, к востоку от Куринской впадины, к северу от гор Эльбурс, к западу от Западно-Туркменской низменности. Современная глубина Южного Каспия до 900 м. Тепловой поток Южного Каспия – 30–40 мВт/м^2. Предполагается образование Южного Каспия в поздней юре – раннем мелу за счет задугового растяжения. Мощность осадочного чехла здесь достигает 22 км, наибольшая мощность – 6–8 км приходится на песчано-глинистые ритмичные осадки нижнего-среднего плиоцена (продуктивные слои); мощность доплиоценовых отложений 7–8 км, отложения терригенно-карбонатные; мощность верхнеплиоцен-четвертиченых отложений – 2–4 км, отложения терригенные.

Баренцевоморский бассейн расположен к северу от Восточно-Европейской равнины, современная глубина Баренцева моря – 100–400 м, тепловой поток может достигать 60–80 мВт/м^2. В Восточной части Баренцева моря выделяется Восточно-Баренцевоморская мегадепрессия с океанической корой в основании. Баренцевоморский бассейн образовался в позднем девоне за счет задугового растяжения. Мощность осадочного чехла достигает 18–19 км. В его состав входят карбонатные и терригенно-карбонатные породы девона – ранней перми и преимущественно терригенные породы поздней перми – мезозоя. Анализом неотектонических движений установлены поднятия и опускания с амплитудой до 200 м.

Было проведено одномерное (стандартный backstripping-анализ) и двухмерное моделирование геологической истории этих бассейнов с учетом палеоглубин. В результате моделирования получены кривые тектонического прогибания этих бассейнов, не соответствующие аналогичным кривым бассейнов с нормальным пострифтовым остыванием. Наблюдается пик тектонического прогибания за короткий промежуток времени на плиоцен-четвертичном этапе для Черного моря (400 м), Южного Каспия (2 км) и крупные неотектонические движения в Баренцевом море (200 м).

При моделировании реологических свойств литосферы этих регионов выявились четкая неоднородность литосферного профиля и его большая жесткость в центральной части, соответствующей океанической литосфере. Средняя линия литосферы в центральных частях этих бассейнов имеет значительный изгиб вниз, что уменьшает силы, необходимые для деформации.

Параметры, полученные при моделировании процессов реологии и сил, обычных для тектоники плит с целью определения изгиба литосферы, таковы: для Баренцева и Черного морей получен профиль деформаций, близкий к реальному неотектоническому профилю (в Баренцевом море) и профилю тектонического прогибания (в Черном море); для Каспийского моря механизм изгиба неоднородной литосферы объясняет около 25–30 % реального тектонического прогибания в плиоцен-четвертичное время.

Следовательно, механизм синкомпрессионного вдавливания является возможным объяснением быстрого погружения осадочных бассейнов с океаническим типом коры и тектоническим прогибанием до 500 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ.

Костенко Н.П., Панина Л.В., Брянцева Г.В.[1]

Структурно-геоморфологическая приуроченность действующих и плейстоценовых вулканов

Вулканизм, сейсмичность и магматизм оказываются приуроченными к новейшей структуре орогенных областей. В качестве примера, подтверждающего это известное положение, рассматривается территория Большого и Малого Кавказа и некоторых районов Восточного Тавра. На Большом Кавказе современные вулканы Эльбрус и Казбек располагаются в пределах западной части новейшего горстообразного поднятия. Последнее в рельефе соответствует наиболее высокой осевой части Большого Кавказа, тяготея к его северному (Эльбрус) и центральному (Казбек) регионам. Для Эльбруса намечается также структурная связь с выходами минеральных вод в районе Кисловодска и в пределах слабой зоны (разрывов, а также повышенной трещиноватости и дробления пород), секущей центральный и северный склон Кавказа в субмеридиональном направлении.

К аналогичной зоне приурочено и проявление молодого интрузивного магматизма, выраженного в рельефе группой Кавказских лакколитов. К востоку от Эльбруса простирается еще одна слабая зона субмеридионального

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

простирания, почти параллельная вышеупомянутой. Она прослеживается и в пределах предгорной впадины. Для Казбека характерна его приуроченность к центральной части высокоподнятого блока, ограниченного с востока и запада меридиональными слабыми зонами. Этот блок располагается в наиболее суженой части орогена Большого Кавказа. Во всех трех перечисленных участках проявление молодого вулканизма и магматизма структурно связано с развитием региональных слабых зон субмеридионального и субширотного простираний и имеет *линейный характер.*

Иная структурная обстановка наблюдается в пределах Малокавказского орогена. Здесь молодые вулканические конусы широко распространены и занимают обширные площади. Северная система орогенных поднятий Малого Кавказа выражена в рельефе в виде отчетливой дуги. Эта дуга нарушается трансорогенными разломами, определяющими крупные мегаблоки и их разновысотность. Очертания этой дуги в плане, по-видимому, определяются значительным направленным движением ССВ простирания, а ее дробление секущими разломами во внешней части носит радиальный характер, т.е. на востоке эти разломы носят СВ простирание, в центральной части – С, а в западной – СЗ.

В тыловой части дуги, т.е. вдоль ее южного склона, проходит обширная Ереван-Гюмринская компенсационная впадина (условное наименование), наклоненная с севера на юг с наиболее пониженной частью в пределах грабенообразной долины Аракса. Здесь можно выделить следующие структурно обусловленные районы значительного развития молодого вулканизма.

На востоке располагается гигантское вулканическое нагорье, тяготеющее к обширной зоне растяжения, к которому приурочен трансорогенный Ереван-Казахский разлом. Севернее он вызывает существенные изменения в строении и очертаниях складок в пределах Куринской межгорной впадины, пересекает весь Большой Кавказ в районе Дагестанского левостороннего сдвига и по косвенным признакам следует в направлении Аграханского полуострова. Следующий район с проявлением значительного молодого вулканизма в структурном отношении соответствует центральной части дуги, т.е. участку, наиболее выдвинутому к северу. Здесь выделяются два подрайона. Первый соответствует восточной части Ереван-Гюмринской компенсационной впадины и выражен в рельефе в виде группы вулканов Арагаца. Второй располагается в зоне максимального растяжения вышеупомянутой дуги и представлен в рельефе вулканическими нагорьями Джавахетским и Самсарским. Наиболее отчетливая граница этой зоны растяжения частично разработана верхним течением Куры. Западное ограничение Ереван-Гюмринской впадины представлено дугой, испытывающей ветвление в ЮЗ направлении. В рельефе она выражена системой хребтов Аллахюэкбер и ограничена на юге крупным грабеном, разработанным р.Карс. Вся западная часть этой дуги осложнена вулканами, тяготеющими к центральным участкам хребтов-поднятий. Скопления вулканических конусов приурочены к се-

кущим региональным разрывам, предопределенными изгибами дуги и условиями растяжения.

К югу от долины-грабена Аракса в рельефе Восточного Тавра выделяются новые дуги хребтов-поднятий с проявлением молодого вулканизма. Последние приурочены к участкам, в структурном отношении близком к вышеописанным. Так, группа с центральным вулканом – горой Арарат – лежит непосредственно на продолжении Ереван-Казахского разлома. Ряд вулканов тяготеет к центральной части компенсационной впадины с оз.Ван, а также к северным склонам, обрамляющих впадину хребтов-поднятий. Это действующие вулканы Немрут, Тендрюк, а также другие крупные молодые вулканы. К разрывам СВ простирания, осложняющим дугообразные горные системы, приурочены молодые вулканы на склоне крупной впадины, занятой в восточной части оз.Урмия.

Вышеописанные примеры подтверждают структурную приуроченность действующих и молодых вулканов к *зонам растяжения*, секущим позднеорогенные системы дугообразных поднятий и компенсационных впадин.

Г.Г.Кочемасов[1]

Волновая планетарная тектоника Земли и особенности вызванного ею магматизма

Все небесные тела Солнечной системы движутся по эллиптическим орбитам, которые в геологическом прошлом были еще более вытянутыми. Если круговая орбита подразумевает постоянные кривизну траектории и скорость, то эллиптическая характеризуется периодически меняющимися кривизной и скоростью. Меняющееся ускорение вызывает в небесных телах силы инерции, которые являются источником коробящих инерционно-гравитационных волн, проходящих во вращающихся телах в четырех орто- и диагональных направлениях (они отчетливо маркируются линеаментами). Сложение разнонаправленных стоячих волн ведет к появлению на поверхностях и в более глубоких сферах поднимающихся (+),опускающихся (–) и "нейтральных" (чередование + и –) сегментов, секторов, блоков. Поскольку такие структуры характерны для всех небесных тел вне зависимости от их размера, состава и состояния, то можно сказать, что основным планетарным структурообразующим фактором является не их внутренняя, а орбитальная

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

энергия, т.е. энергия Солнца. Можно сформулировать следующие теоремы волновой планетарной тектоники: 1) небесные тела дихотомичны; 2) небесные тела секторны; 3) небесные тела "зернисты"; 4) разница угловых моментов гипсометрически разных блоков стремится к нулю.

Первая теорема связана с интерференцией фундаментальных волн длиной $2\pi R$, где R –радиус тела и касается раздвоенности единого тела на две неравные половины: выгнутую (материковую) и вогнутую (океаническую). Вторая теорема выводится из интерференции волн первого обертона (πR) и объясняет происхождение гипсометрически разных блоков-секторов, осложняющих планетарную дихотомию. Третья теорема связана со сложением волн, длины которых пропорциональны орбитальным периодам тел; производимые ими округлые блоки-гранулы (тектонические "зерна") осложняют более крупные структуры. Четвертая теорема объясняет причину конструирования разновысотных блоков из пород разной плотности (например, в среднем базальтовый океан и андезитовый материк).

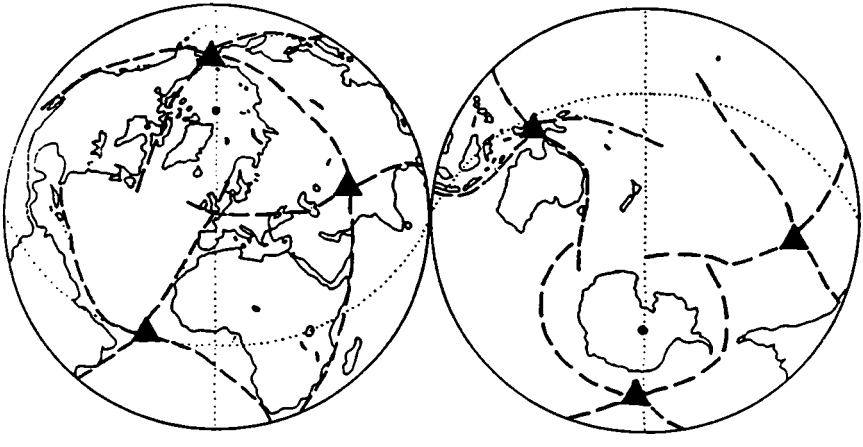
Магматизм является эффективным средством выравнивания угловых моментов разновысотных тектонических блоков, слагающих единое вращающееся тело. При одной и той же скорости вращения разница в радиусах блоков должна компенсироваться плотностью слагающих их пород: чем больше радиус, тем меньше плотность, и наоборот. Поскольку полного выравнивания угловых моментов соседних разновысоких блоков достичь трудно, то между ними возникают напряжения, проявляющиеся в тектонических подвижках (у астероидов, где эти напряжения особенно велики, наблюдается даже расщепление тел).

Широко известно выполнение низменностей, океанов и морских бассейнов Земли, Венеры, Марса, Луны темным и плотным базальтовым материалом, состав которого изучен в образцах (контактным способом). Более светлые материковые области сложены материалом меньшей плотности. Но регулирование угловых моментов блоков, по всей видимости, происходит не только за счет состава коры, хотя эта сфера и является наиболее эффективной в этом смысле, так как обладает наибольшим радиусом (можно даже сказать, что основным назначением кор на столь разных по составу и размеру небесных телах является выполнение именно этой задачи).

Сейсмическое зондирование глубинных сфер Земли показывает, что подстилающие континенты и океаны толщи мантии отличаются плотностью и составом. Интересно, что астеносфера, более мощная и хорошо выраженная под океанами, может быть не только слоем частичного расплавления вещества, но и слоем большей плотности, более железистой. Эта особенность может одновременно объяснить как более низкие скорости сейсмических волн в этой среде, так и ее склонность к плавлению (в отличие от более тугоплавких обогащенных магнием пород).

Одна из главных загадок петрологии: происхождение мощных однородных толщ обогащенных железом траппов (при предположительно богатой магнием мантии) [1] может быть разрешена, если признать существование значительных зон обогащенной железом мантии. Это предположение находит подтверждение в находках обогащенных железом ксенолитов в вулканитах Австралии [2]. Зона пониженных сейсмических скоростей известна и в мантии Луны, где трудно предположить наличие частично расплавленных пород или большие количества связанной в силикатах воды. Повышенная железистость пород кажется нам более вероятной.

Тектоническая секторность и сопутствующая ей композиционная раздвоенность преимущественных составов магматитов на поверхности Земли оказались более регулярными, чем предполагалось ранее. Шесть центров секторных πR-структур образуют три антиподальные пары (рисунок): Экваториальная Атлантика – Новая Гвинея; Памир–Гиндукуш – о-в Пасхи; Берингов пролив – о-в Буве. Первая расположена на экваторе, вторая – в зоне тропиков, третья – в зоне полярных кругов. Шесть центров представляют собой, таким образом, вершины октаэдра, вписанного в земную сферу и отражающего ориентировку планеты на космической орбите. В то же время, вокруг этих центров – тектонических узлов чередуются по одному алгоритму противостоящие разноподнятые и противостоящие разноопущенные секторы, представляющие собой фундамент геологического строения планеты (взаимное расположение континентов и океанов).



Таким образом, наблюдается связь между строением Земли и ее положением в космосе (в равной степени это относится и к другим небесным телам). Этот вывод заставляет пересмотреть роль внешних и внутренних сил в формировании лика Земли, в частности, в образовании устойчивых областей

и подвижных поясов–орогенов, в возникновении областей высокометаморфизованных пород и магматизма. Состав магматитов различается в поднятых и опущенных тектонических секторах.

Так, наиболее глубинный алмазоносный ультраосновной магматизм имеет кимберлитовую окраску в поднятых секторах и лампроитовую – в опущенных. Кимберлиты – богатые магнием ультраосновные породы, лампроиты близки щелочным базальтоидам. Древние коматииты более магнезиальны в Африке (поднятый сектор) и более железистые (базальтовые) – в Австралии (опущенный Индокеанский сектор).

Крупнейшие поля траппов Земли контролируются большим планетарным кругом, проходящим через границы секторов. Это цепочка: Тунгуска, Декан, Эфиопия–Кения, Кару, Антарктида, площадные излияния толеитов вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, Провинция Бассейнов и Хребтов, Берингия. Базальты траппов более железистые (т.е. более плотные) в опущенных секторах и менее железистые – в поднятых. Эта тенденция отчётливо прослеживается и на океанических толеитах: в наиболее глубоком первичном Тихоокеанском бассейне они более железистые, чем в более мелких вторичных Атлантическом и Индийском океанах.

Граниты низкоопущенных континентов часто связаны с базитами (например, рапакиви), являясь их дифференциатами или метасоматическим замещением (Мадагаскар); типичны граниты типа М. В поднятых секторах важная роль принадлежит более лейкократовыи 'S и А-гранитам. В этом отношении показательны огромные массы лейкогранитов Гималаев, среди которых типичны богатые щелочами, особенно калием разности. Калиевая специализация характерна для магматитов поднятых блоков, натриево-кальциевая – для опущенных. Эта закономерность подчеркивается крайней натриевостью мариуполитов и сильной калиевостью сынныритов. Базиты Тихоокеанского "суперподнятия" и моноклинали Лебомбо в Африке имеют повышенные содержания калия.

В размещении пегматитов также наблюдается влияние секторности. Редкометалльные сподуменовые пегматиты натро-литиевого типа тяготеют к поднятым секторам, берилл-мусковитовые, слюдяные, керамические – к опущенным. Примером первых являются пегматитовые поля ЮАР, Зимбабве, Намибии, Мозамбика, Руанды, Танзании, Замбии, Уганды, Эфиопии, Нигерии, Каракорумского пояса, Алтая, Саян, Тувы, Забайкалья, Северо-Востока России, Украины, Австрии; вторых – пегматиты Индии, Мадагаскара, Скандинавии, Карелии. По-видимому, закономерной является геохимическая инверсия: в поднятых секторах калиевая окраска гранитов сменяется натриевой пегматитов (остаточный расплав–раствор), в опущенных, наоборот, натриевая окраска гранитов сменяется калиевой пегматитов.

Литература

1. *Cox K. G.* The origin of voluminous and. comparatively uniform Flood. Basalt sequences // The Indian Mineralogist. 1985. Sukheswala volume. P. 1–5.

2. *Wilkinson J.F.G., Binns R.A.* Relatively iron-rich lherzolite xenoliths of the Cr-diopside suite: A guide to the primary nature of anorogenic tholeiitic andesite magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 65. P. 199–212.

С.М.Кравченко[1]

Особенности магматизма и металлогении древних платформ как следствие плюм- или плейт-тектоники

1. Современные данные геофизики, региональной геологии, петрографии, изотопной геохимии и результаты использования "компрессионно-эжективной" модели развития коры древних платформ (Леонов, 1991, 1993) свидетельствуют о существовании двух различных типов магматизма и металлогении древних платформ. Первый выражен на севере Сибирской платформы, в пределах которой плюм-тектонический этап развития сменился с начала протерозоя на ячеисто-конвективный (верхне- и общемантийный) плейт-тектонический (Кравченко, Хаин, 1990, 1996).

История развития Алданского щита свидетельствует об ином типе магматизма и металлогении. В его пределах плюм-тектоника, по-видимому, продолжала функционировать в период мезозойской тектономагматической активизации (Абрамов, 1993).

2. Для севера Сибирской платформы характерно наличие гребней Мохо высотой до 15 км (Чернышев, Бокая, 1984), которым соответствуют границы верхнемантийных конвективных ячей 2-го порядка (0,5–0,8 тыс. км в поперечнике). Более 75% выходов кимберлитов и карбонатитов соответствуют этим палеорифтовым зонам, зонам подьема горячей мантиии и глубинного магмообразования, – "горячим линиям" (Кравченко, Шахотько, 1996; Kravchenko et al., 1997). С тройными (и четверными) сочленениями границ мантийных конвективных ячей связаны верхнемантийные плюмы и крупнейшие месторождения редких элементов и фосфора или алмазов (Кравченко, Расс, 1985; Kravchenko et al., 1997) – Томтор, Чадобец, Мирный.

Границам Сибирской платформы соответствуют границы общемантийных конвективных ячей первого порядка с поперечником 3,5–5,0 тыс. км (Кравченко, Хаин, 1990, 1996). Их тройные сочленения индицируют нижнемантийные плюмы и позволяют прогнозировать обычно связанные с ними

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

крупнейшие месторождения Cu-Ni-Pt (Хамар-Дабан, Верхоянский хребет в среднем течении р. Лены). Данные изотопной геохимии по Норильску и Хамар-Дабану подтверждают нижнемантийный генезис плюмов.

3. Для Алданского щита характерны, по-видимому, нижнемантийные плюмы, с которыми в мезозое связаны преимущественно калиевые щелочные комплексы (Билибин, 1941; Билибина и др., 1965; Кравченко, Власова, 1962; и др.). Существуют три порядка очаговых морфоструктур, образовавшихся в период становления мезозойского магматического комплекса (Кравченко и др.,1985), которые соответствуют трем разноглубинным отрицательным гравитационным аномалиям. Размеры последних возрастают с возрастанием их глубины (Абрамов, 1993).

Интерпретация геофизических данных приводит к выводу о воронкообразной структуре измененного коромантийного комплекса по меньшей мере до глубины 200 км (Абрамов, 1993). Такие соотношения предполагают разрастание ареалов производных плюмов, образующихся при виргации более глубинных материнских плюмов. Металлогения Алданского щита, как известно, характеризуется главным образом наличием золотого, уранового, полиметаллического, медно-порфирового, флюоритового и других типов оруденения.

К.А.Крылов[1]

Корреляция геологических событий позднего мезозоя Кипра, палинспастические реконструкции и уточнение геодинамической природы офиолитов Троодоса (Кипр)

Офиолиты массива Троодос – давно изучаемый и прекрасно известный по многочисленной литературе объект – часто рассматриваются как ключ к понимаю процессов спрединга океанической коры [9]. В то же время, геохимические особенности (бонинитовый вулканизм) не позволяют рассматривать Троодос как пример коры, рожденной в срединно-океаническом хребте. Имеющийся парадокс принято объяснять появлением офиолитового разреза в супрасубдукционной обстановке, где эта обстановка трактуется как неопределенный термин широкого использования. Новые данные по геологии Кипра, позволяют уточнить геодинамическую природу офиолитов Троодоса, что может послужить ключом для расшифровки генезиса офиолитов и в других районах.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Офиолитовый террейн Троодос занимает центральную часть острова, с юга-запада он тектонически перекрыт террейном Мамония, а на севере выделяется террейн Кирения. Эти террейны запечатаны неоавтохтонным чехлом, возраст базальных горизонтов которого меняется по площади, изменяясь от позднего маастрихта до палеоцен-эоцена. Ключевым для понимания истории формирования современной структуры является район Юго-Западного Кипра, где прослеживаются взаимоотношения террейнов Троодос и Мамония. В современной структуре офиолиты Троодоса образуют один из нижних тектонических покровов, подстилаемый веществом с более низкими скоростями и плотностными характеристиками (устные сообщения С.М.Зверева, М.Ильинского и материалы 10-го рейса НИС "Академик Страхов"). Офиолиты Троодоса перекрыты глубоководными отложениями формаций Перапеди и Каннавью, формировавшимися ниже уровня CCD и при участии гидротерм [3].

Изучение структуры аллохтона Мамония позволило установить, что она сформировалась до надвигания на террейн Троодос. Аллохтон сложен пакетом покровных пластин [7]. Самым нижним является покров Айя Варвара, сложенный метаморфическими породами одноименной формации T= 600° C, P= 6–8 кбар [4]. Выше залегает пластина полимиктового серпентинитового меланжа, содержащая блоки пород террейна Мамония и блоки ультрамафитов, отличных по своему составу от ультрамафитов Тродоса [1]. Покров Диаризос сложен вулканогенно-карбонатно-кремнистым разрезом, охватывающий интервал от позднего триаса до альба-сеномана?. Этот разрез рассматривается как фрагмент океанической коры южной ветви Мезотетиса [8]. Самый верхний покров сложен карбонатно-терригенными турбидитами и радиоляритами группы Айос Фотиос, охватывающими возрастной диапазон от позднего триаса до альба–сеномана с огромным стратиграфическим перерывом на границе формаций Вламбурос и Епископи [2, 5].

Наиболее молодые осадочные породы, известные из разрезов покровов комплекса Мамония, относятся к альб-сеноманскому возрасту. Возраст амфиболитов комплекса Айя Варвара датируется 89–90 млн лет [10]. Наиболее поздние возрасты из осадочных пород террейна Мамония следует считать нижним рубежом начала формирования его внутренней покровной структуры, а возраст метаморфических пород – временем окончания и выведения метаморфической пластины в верхние горизонты земной коры.

Окончание спрединга в бассейне Троодос устанавливается по поздней генерации даек плагиогранитов в дайковом комплексе и составляет 90 млн лет. На этот же возраст указывают наиболее древние датировки из осадков, перекрывающих нижние лавы.

В предложенных ранее моделях предполагалось одновременное смятие комплекса Мамония и вращение микроплиты Троодос или столкновение внутриокеанического поднятия с комплексом пассивной окраины, без фор-

мирования аккреционной призмы [8, 9]. Формирование метаморфических пород предполагалось на океанической стадии в трансформном разломе [10].

В противоположность ранее предложенным моделям [8], в модели, предлагаемой в докладе, комплекс Мамония рассматривается как аккреционная призма. Спрединг в бассейне Троодос происходил одновременно с ростом аккреционной структуры Мамония. Палинспастические реконструкции позволяют установить, что формирование покровной структуры Мамония шло за счет последовательного поддвига различных фрагментов океанической коры Мезотетиса с юга [6]. Их совмещение происходило над сейсмофокальной зоной, падавшей на север. При этом во фронтальной части структурной пары реализовывались условия сжатия, а в тыловой –растяжения. Раскрытие бассейна Троодос обеспечило относительный дрейф аккреционной структуры в южном направлении. Эти процессы происходили над падающей на север сейсмофокальной зоной.

Впоследствии структура аккреционной призмы (Мамония) по разлому типа back-thrust надвинулась на прогиб Троодос [6]. Надвигание происходило в верхних коровых уровнях, о чем свидетельствует низкий метаморфизм пород Троодоса, обнаженных в тектонических окнах из-под покровов Мамонии. Движение аллохтона сопровождалось разрушением его фронтальной части с формированием некогерентных подводных оползней, известных как олистострома Катикас (меланж Катикас). Матрикс олистостромы формации Катикас состоит из переотложенных глин формации Мавроколимбос (Айос Фотиос группа), входящей в состав комплекса Мамония, и бентонитовых глин формации Каннавью. Многочисленные, обычно неокатанные обломки размером до 1 м, реже до 10–15 м, сложены различными породами комплекса Мамония (метаморфические сланцы, известняки, песчаники, аргиллиты, амфиболиты), а также породами офиолитового комплекса. В ряде мест олистострома Катикас перекрыта покровными пластинами террейна Мамония.

С моментом надвигания также связан поворот Троодоса на 90° против часовой стрелки. Стратиграфические данные позволяют утверждать, что вращение Троодоса и коллизия между террейнами Троодос и Мамония происходили одновременно в нижнем маастрихте. Это позволяет утверждать, что пододвигание в зоне субдукции было косым. Террейн Троодос не был полностью перекрыт террейном Мамония, их перекрытие составило от 50 до 100 км.

После совмещения террейнов Троодос и Мамония субдукция продолжалась, и в позднем маастрихте началось формирование собственно островодужных комплексов известных севернее, в террейне Кирения.

Таким образом, в маастрихтское время была сформирована полноценная островодужная структура, в которой сложный террейн Мамония занимал позицию аккреционного поднятия, террейн Троодос являлся предострово-

дужным прогибом, а террейн Кирения совместно с южным обрамлением Анатолийского блока был собственно островодужным поднятием.

Исходя из корреляции событий и палинспастических реконструкций, предлагается модель, в которой спрединг в бассейне Троодос рассматривается над молодой сейсмофокальной зоной, падавшей на север; последняя чуть позже, в процессе развития островной дуги, стала предостроводужным прогибом. А террейн Мамония в этой модели соответствует аккреционной призме. Особенности его внутреннего строения могут быть объяснены механизмом ступенчатой аккреции, Геодинамическое положение офиолитов Троодоса относится к самым ранним стадиям развития островодужной системы, в которой они в спрединговом центре сформировали фундамент предостроводужного прогиба.

Литература

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А., Игнатенко К.И., Ромашова Т.В., Ксенофонтос К.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // Петрология. 1993. Т.1, № 4. С. 348–378

2. *Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений Юго-Западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия и геол. корреляция 1996. Т. 4. № 2. P.28–37.

3. *Каледа К.Г., Крылов К.А.* Состав, геодинамическое положение и происхождение умбр о.Кипр // ДАН. 1992. Т. 326, № 5. С. 865–870

4. *Силантьев С.А.* Метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья: Условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология. 1993. Т. 1, № 4. С. 449–472/

5. *Bragin N.Yu, Krylov K.A.* Radiolarian biostratigraphy of the Ayes Photios Group (Mamonia complex, Cyprus) INTERRAD 6th, Firenze Sept. 30–Oct. 3 1991 // Sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences. University of Firenze, 1991. p. 18

6. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Tectonic evolution south-western Cyprus in Mesozoic // Abstr. 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, Nov. 22–25, 1995. P. 77.

7. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Structure of South-Western Cyprus // L.P. Zonenshain Mem. conf. on Plate tectonics. Moscow, Nov. 17–20, 1993. P. 91–92.

8. *Malpas J., Calon T., Squires G.* The development of a late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus // Magmatic processes and plate tectonics. 1993. Geol. Soc. Spec. Publ. № 76. P. 177–195.

9. *Robinson P.T., Malpas J.* The Troodos ophiolite of Cyprus: New perspectives on its origin and emplacemen: Third International Conf. On the Geology of the Eastern Mediterranean. Nikosia 2–25 Sept. 1998 // Troodos Ophiolite. P. 13–26

10. *Spray J.G., Roddick J.C.* Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in west Cyprus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 273–291.

мирования аккреционной призмы [8, 9]. Формирование метаморфических пород предполагалось на океанической стадии в трансформном разломе [10].

В противоположность ранее предложенным моделям [8], в модели, предлагаемой в докладе, комплекс Мамония рассматривается как аккреционная призма. Спрединг в бассейне Троодос происходил одновременно с ростом аккреционной структуры Мамония. Палинспастические реконструкции позволяют установить, что формирование покровной структуры Мамония шло за счет последовательного поддвига различных фрагментов океанической коры Мезотетиса с юга [6]. Их совмещение происходило над сейсмофокальной зоной, падавшей на север. При этом во фронтальной части структурной пары реализовывались условия сжатия, а в тыловой –растяжения. Раскрытие бассейна Троодос обеспечило относительный дрейф аккреционной структуры в южном направлении. Эти процессы происходили над падающей на север сейсмофокальной зоной.

Впоследствии структура аккреционной призмы (Мамония) по разлому типа back-thrust надвинулась на прогиб Троодос [6]. Надвигание происходило в верхних коровых уровнях, о чем свидетельствует низкий метаморфизм пород Троодоса, обнаженных в тектонических окнах из-под покровов Мамонии. Движение аллохтона сопровождалось разрушением его фронтальной части с формированием некогерентных подводных оползней, известных как олистострома Катикас (меланж Катикас). Матрикс олистостромы формации Катикас состоит из переотложенных глин формации Мавроколимбос (Айос Фотиос группа), входящей в состав комплекса Мамония, и бентонитовых глин формации Каннавью. Многочисленные, обычно неокатанные обломки размером до 1 м, реже до 10–15 м, сложены различными породами комплекса Мамония (метаморфические сланцы, известняки, песчаники, аргиллиты, амфиболиты), а также породами офиолитового комплекса. В ряде мест олистострома Катикас перекрыта покровными пластинами террейна Мамония.

С моментом надвигания также связан поворот Троодоса на 90° против часовой стрелки. Стратиграфические данные позволяют утверждать, что вращение Троодоса и коллизия между террейнами Троодос и Мамония происходили одновременно в нижнем маастрихте. Это позволяет утверждать, что пододвигание в зоне субдукции было косым. Террейн Троодос не был полностью перекрыт террейном Мамония, их перекрытие составило от 50 до 100 км.

После совмещения террейнов Троодос и Мамония субдукция продолжалась, и в позднем маастрихте началось формирование собственно островодужных комплексов известных севернее, в террейне Кирения.

Таким образом, в маастрихтское время была сформирована полноценная островодужная структура, в которой сложный террейн Мамония занимал позицию аккреционного поднятия, террейн Троодос являлся предострово-

дужным прогибом, а террейн Кирения совместно с южным обрамлением Анатолийского блока был собственно островодужным поднятием.

Исходя из корреляции событий и палинспастических реконструкций, предлагается модель, в которой спрединг в бассейне Троодос рассматривается над молодой сейсмофокальной зоной, падавшей на север; последняя чуть позже, в процессе развития островной дуги, стала предостроводужным прогибом. А террейн Мамония в этой модели соответствует аккреционной призме. Особенности его внутреннего строения могут быть объяснены механизмом ступенчатой аккреции, Геодинамическое положение офиолитов Троодоса относится к самым ранним стадиям развития островодужной системы, в которой они в спрединговом центре сформировали фундамент предостроводужного прогиба.

Литература

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А., Игнатенко К.И., Ромашова Т.В., Ксенофонтос К.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // Петрология. 1993. Т.1, № 4. С. 348–378

2. *Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений Юго-Западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия и геол. корреляция 1996. Т. 4. № 2. Р 28–37.

3. *Каледа К.Г., Крылов К.А.* Состав, геодинамическое положение и происхождение умбр о.Кипр // ДАН. 1992. Т. 326, № 5. С. 865–870

4. *Силантьев С.А.* Метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья: Условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология. 1993. Т. 1, № 4. С. 449–472/

5. *Bragin N.Yu, Krylov K.A.* Radiolarian biostratigraphy of the Ayes Photios Group (Mamonia complex, Cyprus) INTERRAD 6th, Firenze Sept. 30–Oct. 3 1991 // Sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences. University of Firenze, 1991. p. 18

6. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Tectonic evolution south-western Cyprus in Mesozoic // Abstr. 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, Nov. 22–25, 1995. P. 77.

7. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Structure of South-Western Cyprus // L.P. Zonenshain Mem. conf. on Plate tectonics. Moscow, Nov. 17–20, 1993. P. 91–92.

8. *Malpas J., Calon T., Squires G.* The development of a late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus // Magmatic processes and plate tectonics. 1993. Geol. Soc. Spec. Publ. № 76. P. 177–195.

9. *Robinson P.T., Malpas J.* The Troodos ophiolite of Cyprus: New perspectives on its origin and emplacemen: Third International Conf. On the Geology of the Eastern Mediterranean. Nikosia 2–25 Sept. 1998 // Troodos Ophiolite. P. 13–26

10. *Spray J.G., Roddick J.C.* Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in west Cyprus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 273–291.

мирования аккреционной призмы [8, 9]. Формирование метаморфических пород предполагалось на океанической стадии в трансформном разломе [10].

В противоположность ранее предложенным моделям [8], в модели, предлагаемой в докладе, комплекс Мамония рассматривается как аккреционная призма. Спрединг в бассейне Троодос происходил одновременно с ростом аккреционной структуры Мамония. Палинспастические реконструкции позволяют установить, что формирование покровной структуры Мамония шло за счет последовательного поддвига различных фрагментов океанической коры Мезотетиса с юга [6]. Их совмещение происходило над сейсмофокальной зоной, падавшей на север. При этом во фронтальной части структурной пары реализовывались условия сжатия, а в тыловой –растяжения. Раскрытие бассейна Троодос обеспечило относительный дрейф аккреционной структуры в южном направлении. Эти процессы происходили над падающей на север сейсмофокальной зоной.

Впоследствии структура аккреционной призмы (Мамония) по разлому типа back-thrust надвинулась на прогиб Троодос [6]. Надвигание происходило в верхних коровых уровнях, о чем свидетельствует низкий метаморфизм пород Троодоса, обнаженных в тектонических окнах из-под покровов Мамонии. Движение аллохтона сопровождалось разрушением его фронтальной части с формированием некогерентных подводных оползней, известных как олистострома Катикас (меланж Катикас). Матрикс олистостромы формации Катикас состоит из переотложенных глин формации Мавроколимбос (Айос Фотиос группа), входящей в состав комплекса Мамония, и бентонитовых глин формации Каннавью. Многочисленные, обычно неокатанные обломки размером до 1 м, реже до 10–15 м, сложены различными породами комплекса Мамония (метаморфические сланцы, известняки, песчаники, аргиллиты, амфиболиты), а также породами офиолитового комплекса. В ряде мест олистострома Катикас перекрыта покровными пластинами террейна Мамония.

С моментом надвигания также связан поворот Троодоса на 90° против часовой стрелки. Стратиграфические данные позволяют утверждать, что вращение Троодоса и коллизия между террейнами Троодос и Мамония происходили одновременно в нижнем маастрихте. Это позволяет утверждать, что пододвигание в зоне субдукции было косым. Террейн Троодос не был полностью перекрыт террейном Мамония, их перекрытие составило от 50 до 100 км.

После совмещения террейнов Троодос и Мамония субдукция продолжалась, и в позднем маастрихте началось формирование собственно островодужных комплексов известных севернее, в террейне Кирения.

Таким образом, в маастрихтское время была сформирована полноценная островодужная структура, в которой сложный террейн Мамония занимал позицию аккреционного поднятия, террейн Троодос являлся предострово-

дужным прогибом, а террейн Кирения совместно с южным обрамлением Анатолийского блока был собственно островодужным поднятием.

Исходя из корреляции событий и палинспастических реконструкций предлагается модель, в которой спрединг в бассейне Троодос рассматривается над молодой сейсмофокальной зоной, падавшей на север; последняя чуть позже, в процессе развития островной дуги, стала предостроводужным прогибом. А террейн Мамония в этой модели соответствует аккреционной призме. Особенности его внутреннего строения могут быть объяснены механизмом ступенчатой аккреции, Геодинамическое положение офиолитов Троодоса относится к самым ранним стадиям развития островодужной системы, в которой они в спрединговом центре сформировали фундамент предостроводужного прогиба.

Литература

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А., Игнатенко К.И., Ромашова Т.В., Ксенофонтос К.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // Петрология 1993. Т.1, № 4. С. 348–378

2. *Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений Юго-Западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия и геол. корреляция 1996. Т. 4. № Р.28–37.

3. *Каледа К.Г., Крылов К.А.* Состав, геодинамическое положение и происхождение умб о.Кипр // ДАН. 1992. Т. 326, № 5. С. 865–870

4. *Силантьев С.А.* Метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья: Условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология 1993. Т. 1, № 4. С. 449–472/

5. *Bragin N.Yu, Krylov K.A.* Radiolarian biostratigraphy of the Ayes Photios Group (Mamonia complex, Cyprus) INTERRAD 6th, Firenze Sept. 30–Oct. 3 1991 // Sedimentary cover in ophiolites and oceanic sequences. University of Firenze, 1991. p. 18

6. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Tectonic evolution south-western Cyprus in Mesozoic // Abstr. 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, Nov. 22–25, 1995. P. 77.

7. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Structure of South-Western Cyprus // L. Zonenshain Mem. conf. on Plate tectonics. Moscow, Nov. 17–20, 1993. P. 91–92.

8. *Malpas J., Calon T., Squires G.* The development of a late Cretaceous microplate suture zo in SW Cyprus // Magmatic processes and plate tectonics. 1993. Geol. Soc. Spec. Publ. № 76. P. 17 195.

9. *Robinson P.T., Malpas J.* The Troodos ophiolite of Cyprus: New perspectives on its origin a emplacemen: Third International Conf. On the Geology of the Eastern Mediterranean. Nikosia 2- Sept. 1998 // Troodos Ophiolite. P. 13–26

10. *Spray J.G., Roddick J.C.* Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism west Cyprus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 273–291.

мирования аккреционной призмы [8, 9]. Формирование метаморфических пород предполагалось на океанической стадии в трансформном разломе [10].

В противоположность ранее предложенным моделям [8], в модели, предлагаемой в докладе, комплекс Мамония рассматривается как аккреционная призма. Спрединг в бассейне Троодос происходил одновременно с ростом аккреционной структуры Мамония. Палинспастические реконструкции позволяют установить, что формирование покровной структуры Мамония шло за счет последовательного поддвига различных фрагментов океанической коры Мезотетиса с юга [6]. Их совмещение происходило над сейсмофокальной зоной, падавшей на север. При этом во фронтальной части структурной пары реализовывались условия сжатия, а в тыловой –растяжения. Раскрытие бассейна Троодос обеспечило относительный дрейф аккреционной структуры в южном направлении. Эти процессы происходили над падающей на север сейсмофокальной зоной.

Впоследствии структура аккреционной призмы (Мамония) по разлому типа back-thrust надвинулась на прогиб Троодос [6]. Надвигание происходило в верхних коровых уровнях, о чем свидетельствует низкий метаморфизм пород Троодоса, обнаженных в тектонических окнах из-под покровов Мамонии. Движение аллохтона сопровождалось разрушением его фронтальной части с формированием некогерентных подводных оползней, известных как олистострома Катикас (меланж Катикас). Матрикс олистостромы формации Катикас состоит из переотложенных глин формации Мавроколимбос (Айос Фотиос группа), входящей в состав комплекса Мамония, и бентонитовых глин формации Каннавью. Многочисленные, обычно неокатанные обломки размером до 1 м, реже до 10–15 м, сложены различными породами комплекса Мамония (метаморфические сланцы, известняки, песчаники, аргиллиты, амфиболиты), а также породами офиолитового комплекса. В ряде мест олистострома Катикас перекрыта покровными пластинами террейна Мамония.

С моментом надвигания также связан поворот Троодоса на 90° против часовой стрелки. Стратиграфические данные позволяют утверждать, что вращение Троодоса и коллизия между террейнами Троодос и Мамония происходили одновременно в нижнем маастрихте. Это позволяет утверждать, что пододвигание в зоне субдукции было косым. Террейн Троодос не был полностью перекрыт террейном Мамония, их перекрытие составило от 50 до 100 км.

После совмещения террейнов Троодос и Мамония субдукция продолжалась, и в позднем маастрихте началось формирование собственно островодужных комплексов известных севернее, в террейне Кирения.

Таким образом, в маастрихтское время была сформирована полноценная островодужная структура, в которой сложный террейн Мамония занимал позицию аккреционного поднятия, террейн Троодос являлся предострово-

дужным прогибом, а террейн Кирения совместно с южным обрамлением Анатолийского блока был собственно островодужным поднятием.

Исходя из корреляции событий и палинспастических реконструкций, предлагается модель, в которой спрединг в бассейне Троодос рассматривается над молодой сейсмофокальной зоной, падавшей на север; последняя чуть позже, в процессе развития островной дуги, стала предостроводужным прогибом. А террейн Мамония в этой модели соответствует аккреционной призме. Особенности его внутреннего строения могут быть объяснены механизмом ступенчатой аккреции, Геодинамическое положение офиолитов Троодоса относится к самым ранним стадиям развития островодужной системы, в которой они в спрединговом центре сформировали фундамент предостроводужного прогиба.

Литература

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А., Игнатенко К.И., Ромашова Т.В., Ксенофонтос К.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // Петрология. 1993. Т.1, № 4. С. 348–378

2. *Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений Юго-Западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия и геол. корреляция 1996. Т. 4. № 2. Р.28–37.

3. *Каледа К.Г., Крылов К.А.* Состав, геодинамическое положение и происхождение умбр о.Кипр // ДАН. 1992. Т. 326, № 5. С. 865–870

4. *Силантьев С.А.* Метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья: Условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология. 1993. Т. 1, № 4. С. 449–472/

5. *Bragin N.Yu, Krylov K.A.* Radiolarian biostratigraphy of the Ayes Photios Group (Mamonia complex, Cyprus) INTERRAD 6th, Firenze Sept. 30–Oct. 3 1991 // Sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences. University of Firenze, 1991. p. 18

6. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Tectonic evolution south-western Cyprus in Mesozoic // Abstr. 5th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, Nov. 22–25, 1995. P. 77.

7. *Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Structure of South-Western Cyprus // L.P. Zonenshain Mem. conf. on Plate tectonics. Moscow, Nov. 17–20, 1993. P. 91–92.

8. *Malpas J., Calon T., Squires G.* The development of a late Cretaceous microplate suture zone in SW Cyprus // Magmatic processes and plate tectonics. 1993. Geol. Soc. Spec. Publ. № 76. P. 177–195.

9. *Robinson P.T., Malpas J.* The Troodos ophiolite of Cyprus: New perspectives on its origin and emplacemen: Third International Conf. On the Geology of the Eastern Mediterranean. Nikosia 2–25 Sept. 1998 // Troodos Ophiolite. P. 13–26

10. *Spray J.G., Roddick J.C.* Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in west Cyprus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 55. P. 273–291.

К.И.Кузнецова[1], Н.В.Лукина[2], О.А.Кучай[3]

Мантийные процессы и новейший орогенез Алтае-Саянской области

Анализ геологических и геофизических данных по Алтае-Саянской области показал, что новейший орогенический пояс, образующий в плане полукольцо горных систем Восточного и Западного Саян, Российского, Монгольского и Гобийского Алтая длиной 3000 км, сформировался над склонами куполообразного низкоскоростного (V_P=7,7–7,8 км/с) мантийного тела, а слабодислоцированные платообразные пространства в центре этого полукольца – над областью неглубокого (40–50 км) положения его кровли [1-5]. Над бровкой аномального мантийного тела располагается передовой прогиб, вытянувшийся вдоль внутренней границы орогенического пояса и выраженный в рельефе пологими депрессиями оз.Убсу-Нур, Котловины Больших Озер и Долины Озер.

Современное поле напряжений земной коры региона достаточно сложно. Над сводом низкоскоростного мантийного тела преобладают северо-северо-восточные сбросы и субширотные левые сдвиги, свидетельствующие о запад-северо-западной ориентировке растягивающих усилий. Это подтверждается и механизмами очагов сильных землетрясений. В орогеническом поясе преобладают взбросы и взбросо-сдвиги, что доказывает существование сжимающих напряжений. При этом кинематика активных разломов тесно связана с их простиранием. В субширотно ориентированных Саянах и Гобийском Алтае развиты, соответственно, восток-северо-восточные и запад-северо-западные левые взбросо-сдвиги. В южной части Российского Алтая и в субмеридионально вытянутом Монголском Алтае распространены главным образом правые взбросо-сдвиги. И только на крутом повороте орогенического пояса и смене его простирания с субширотного на меридиональное, на стыке Саян с Алтаем, развиты меридионально ориентированные раздвиги; одним из них является грабен Телецкого озера.

Предлагается схема взаимосвязи деформаций земной коры и подкорового слоя верхней мантии. Разуплотненное (полурасплавленное или расплавленное) вещество мантии, поднимаясь снизу и встречая сопротивление лежащей выше него относительно жесткой и хрупкой коры, расползается в стороны, растягивая кору над своим сводом и нагнетая горные массы над

[1] Объединенный институт Физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

[3] Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

склонами мантийного тела перед "жесткими упорами" – Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой на севере и Джунгарской плитой на юге. Уменьшение всестороннего давления горных масс коры в результате растяжения на своде низкоскоростного мантийного тела дополнительно провоцирует подъем более легкого материала из глубины и его плавление в результате нарушения термодинамического равновесия.

Таким образом, в земной коре осуществляется трансформация близгоризонтальных растягивающих усилий над сводом мантийного диапира в горизонтальные сжимающие напряжения над его склонами, обусловливающие вертикальное воздымание горных масс и орогенический процесс вокруг этого диапира.

В юго-восточном направлении движение мантийных и коровых масс не стеснено «упорами». Между субширотным Хангайским левым сдвигом и субмеридиональным Цаган-Шибетинским правым взбросо-сдвигом в коре выкалывается клин, влекомый и растягиваемый течением полурасплавленного или расплавленного вещества мантии в юго-восточном направлении – параллельном ориентировке раскрытия Байкальской рифтовой зоны.

Взаимоотношение мантии и коры осуществляется также путем внедрения в твердую земную кору полурасплавленных и расплавленных фракций мантийного вещества. Кроме известных новейших и современных базальтовых излияний на поверхности, об этом говорит изученная нами тонкая структура поля сейсмотектонической деформации нижней части коры на глубине 20–30 км. Морфология активных разломов верхней части коры, как правило, согласуется с сейсмотектонической деформацией. Совместное изменение трех компонент сейсмотектонической деформации (вертикальной, широтной и меридиональной) в соседних объемах указывает на единое поле сил, воздействующих на неоднородный, с разной квазивязкостью, материал коры по всей ее толщине.

Предложенная концепция не исключает воздействия на неотектоническую структуру Алтае-Саянской области надрегионального поля напряжений, обусловленного движением литосферных плит в результате коллизии Индостанской плиты с Евразийским континентом. Предлагаемая концепция акцентирует наше внимание на глубинных процессах, происходящих в верхней мантии, и их роли в новейшем горо- и разломообразовании, а также современном вулканизме Алтае-Саянской области.

Литература

1/ *Матвеева Н.М., Рогожина В.А., Антонова Л.Н.* Пространственная модель аномальной зоны верхней мантии в районе Алтая и Саян как результат сейсмического просвечивания // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1981. С. 144–153.

2. *Гобаренко В.С., Яновская Т.Б.* Скоростная модель строения верхней мантии в регионе Центральной Азии // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 111–119.

3. *Мордвинова В.В.* Спектры сейсмических колебаний и толщина литосферы в южных районах Сибири // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 5. С. 12–20.

4. *Кучай О.А., Кузнецова К.И., Лукина Н.В.* Сейсмотектоническая деформация и глубинное строение Алтае-Саянской области и Западного Прибайкалья // Геодинамика и эволюция Земли: Тез.докл. Всесрос. совещ. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1996.

5. *Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А.* О роли низкоскоростной мантии в формировании тектонической структуры земной коры (Алтае-Саянская область) // Структура верхней мантии Земли: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1977. С. 113–114.

А.Б.Кузьмичев[1], Д.З.Журавлев[2]

Об ордовикском возрасте и анорогенной природе палеозойских гранитов в эпирифейском Тувино-Монгольском микроконтиненте

Тувино-Монгольский микроконтинент, или массив, (ТММ) выделен в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона на основании того, что в его пределах распространены платформенные венд-кембрийские отложения. В структурах каледонид, обрамляющих микроконтинент, одновозрастные толщи представлены вулканогенно-терригенными отложениями островных дуг и окраинных бассейнов. Авторы рассматривают ТММ как эпирифейскую структуру [4]; в то же время, многие исследователи считают, что ТММ образовался в среднем палеозое в результате аккреции островодужных террейнов и древних сиалических блоков. Эта точка зрения базируется, в частности, на том, что в регионе широко распространены разнообразные палеозойские гранитоиды, выплавление которых рассматривается как прямой результат аккреционно-коллизионных процессов.

Вместе с тем, формационная принадлежность и возраст гранитоидов изучены недостаточно. Большая часть массивов объединяется в два комплекса: сархойский и огнитский. К первому относят преимущественно известково-щелочные и субщелочные биотитовые граниты, ко второму - преимущественно щелочные граниты и сиениты. Огнитский комплекс считается более молодым, чем сархойский. Однако в северной части ТММ биотитовые граниты и щелочные породы пространственно совмещены и, по наблюдениям В.П.Арсентьева и других геологов, являются фазами единого гранитного комплекса.

[1] Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

В настоящее время широко распространено мнение, что сархойский комплекс является силурийско-нижнедевонским, так как он прорывает окинскую серию огнитский комплекс относят к девону на основании межрегиональных корреляций [1]. Немногочисленнные изотопные данные не подтверждают этих представлений. Опубликованы две валовые Rb-Sr изохроны по породам сархойского комплекса [5,6] и несколько K-Ar определений возраста пород огнитского и сархойского комплексов [2,3]. Большая часть цифр соответствует нижнему–среднему ордовику. Сходное значение имеет возраст термального события, установленный U-Pb методом для раннепротерозойских гранитов Гарганской глыбы [7]. Многие геологи рассматривают перечисленные определения возраста как малодостоверные.

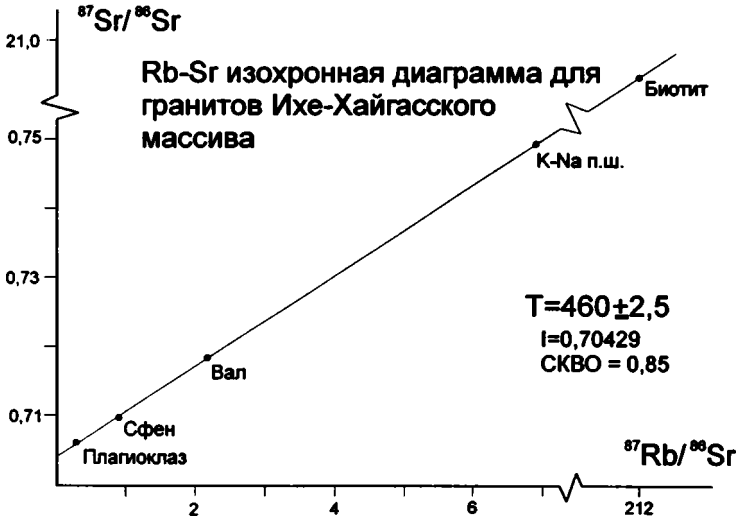
В связи этим нами была предпринята попытка получить более надежные данные. Нами определен возраст Эхе-Хайгасского масива, который представляет собой постскладчатый дискордантный плутон размером 5x8 км. Он залегает в породах окинской серии и окружен роговиками. Местами сохранились ненарушенные интрузивные контакты.

Ихе-Хайгасский массив образует однофазную интрузию, сложенную среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами весьма однородного минерального состава: K-Na пертит, слагающий фенокристы (25–40%); зональный плагиоклаз (30–45%); кварц (25–35%) и зеленовато-бурый железистый биотит (5–7%). Породы характеризуются повышенной щелочностью, глиноземистостью и железистостью. В тектонических классификациях граниты, подобные породам Ихе-Хайгасского массива, обычно рассматриваются как посторогенные[9]. Присутствие железистого биотита и повышенные содержания Fe, Ga, Y, Ce сближает их с гранитоидами A-типа, которые обычно считаются анорогенными [10]. Ихе-Хайгасский масив относят к сархойскому комплексу, однако геохимические особенности пород показывают, что они имеют черты, переходные к породам огнитского комплекса.

Возраст определен Rb-Sr изохронным методом по пяти точкам: плагиоклаз, K-Na полевой шпат, биотит, сфен, вал (рисунок). Параметры изохроны: T = 460,4±2,5 (начало среднего ордовика), I = 0,70429±3, e_{Sr} (T) = +4,0±0,4, СКВО = 0,85. Изученные граниты являются истинной магматической породой, сформировавшейся из расплава. Они не затронуты процессами наложенного метаморфизма, и полученный возраст отвечает моменту остывания массива до температуры закрытия Rb-Sr изотопной системы. Низкое первичное стронциевое отношение указывает, что в составе протолита присутствовала значительная доля мантийного компонента и подтверждает данные о геохимическом родстве гранитов с породами A-типа.

Возраст массива определен с высокой степенью надежности и может рассматриваться как один из возрастных реперов в регионе. Он указывает, в частности, на досреднеордовикский возраст пород окинской серии. Этот вывод опровергает представления о том, что в силуре–нижнем девоне на

месте ТММ существовали окраинно-океанические структуры, и согласуется с ранее сделанным авторами заключением о верхнерифейском возрасте окинской серии [4].



Таким образом, в нижнем–среднем ордовике в пределах ТММ осуществилось массовое внедрение гранитов. По геолого-историческим данным эти граниты должны рассматриваться как анорогенные, так как их образование не связано с завершением орогенического (тектонического) цикла, но их внедрению предшествовал континентальный этап развития Тувино-Монгольского массива, что выразилось в накоплении шельфовых отложений. По геохимическим признакам лишь щелочные породы огнитского комплекса соответствуют по составу типовым анорогенным гранитным сериям [9]. Однако, учитывая близкий возраст внедрения всех разновидностей гранитоидов, мы, вероятно, вправе рассматривать всю их совокупность как анорогенную. Относительно хорошо изученным примером подобной ассоциации, которая также рассматривается как анорогенная, является Ангаро-Витимский батолит [8]. Таким образом, широкое распространение в ТММ палеозойских гранитов не является препятствием для отнесения его к структурам байкалид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 98-05-64876 и 96-05-64537

Литература

1. *Гордиенко И.В.* Интрузивный магматизм // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. С. 41–55.
2. Докембрий Восточного Саяна. Л.: Наука, 1964, 329 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 18).
3. *Кляровский В.М., Костюк В.П.* О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна // ДАН СССР. 1965. Т. 162, № 2. С. 405–407.
4. *Кузьмичев А.Б.* Строение верхнерифейской окинской серии на правобережьи р.Тустук (Восточный Саян) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 3. С. 2–36.
5. *Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н.* Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // ДАН. 1990. Т. 312, № 1. С. 205–208.
6. *Скляров Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф.* Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 69–78.
7. *Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // ДАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776–780.
8. *Ярмолюк В.В., Будников С.И., Коваленко В.И.* и др. // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
9. *Rogers J.J.W., Greenberg J.K.* Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distiction by major and trace element chemistry and possible origins // Jour. Geol. 1990. Vol. 98. №3. P. 291–309.
10. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discriminatiou and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 407–419.

А.Л.Кулаковский[1]

Некоторые аспекты связи метасоматоза и тектогенеза

Метасоматически преобразованные породы часто (а среди докембрийских комплексов – как правило) пользуются региональным распространением, и площадь их ареалов может составлять многие тысячи квадратных километров. Идентификация этих пород как метасоматитов нередко сама по себе представляет непростую задачу как в силу конвергенции признаков метасоматитов и пород иного генезиса, так и вследствие сохранения в метасоматитах структурно-текстурных особенностей пород исходной "матрицы" [3].

К наиболее распространенным типам региональных метасоматитов относятся: продукты кислотного выщелачивания – существенно кварцевые породы ("кварциты", "кислые гранулиты" и сходные породы , обычно с минералами Fe, Al, Ca, Mg), скарноиды и скарны, фельдшпатизированные породы, породы гранитоидного состава ("теневые" мигматиты), некоторые из "зеленых" и "слюдяных" сланцев (филлониты), бластомилониты и бластока-

[1] Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

таклазиты; реже встречаются существенно карбонатные (аподоломитовые), апосерпентинитовые, а также углеродистые метасоматиты.

Связь процессов метасоматоза и деформации в тектогенезе проявлена по-разному для различных по масштабу интервалов времени. В первом приближении (для наиболее крупных единиц шкалы тектонической эволюции) метасоматоз относится к этапам наиболее интенсивных складчатых деформаций, и в этом отношении региональные метасоматиты можно считать "тектонометасоматитами" [2]. Но в более крупном масштабе (при корреляции отдельных событий тектонической эволюции со стадиями метасоматоза) оказывается, что характер связи метасоматоза и деформации зависит от типа этой деформации: пластическая деформация исключает возможность синхронного метасоматоза (и поэтому в рамках одного тектонометаморфического этапа стадии пластической деформации и метасоматоза чередуются друг с другом в "пульсирующем" режиме), а катакластическая и хрупкая деформации могут сопровождаться синхронным метасоматозом.

Наиболее интересно соотношение метасоматоза с пластической деформацией. Как правило, тела метасоматитов приурочены к линейным зонам и более или менее изометричным "узлам" наиболее мощной пластической деформации. В то же время, структурно-текстурные особенности ("теневые" структуры и текстуры исходной матрицы, массивное сложение, гранобластовая структура, нередко – ненарушенная метасоматическая зональность), а также слабая упорядоченность микроструктурных ориентировок минералов метасоматитов свидетельствуют о возникновении последних в безстрессовых, по сути, условиях – в режиме дилатансионного разуплотнения. Такая инверсия деформационного режима (переход от пластического течения к дилатансии) нередко сопровождается подъемом температуры: например, на Центральном Алдане [1] за кульминационной стадией пластической деформации (с возникновением тел серпентинитового меланжа) при температуре, не превышавшей 400°С, следовала стадия образования (в режиме дилатансии) апосерпентинитовых ортосиликатных метасоматитов при температуре 750–850°С.

В распространении метасоматитов заметен своего рода "космополитизм" – отсутствие четкой корреляции типов метасоматитов со степенью метаморфизма пород их матрицы, с возрастом и формационной принадлежностью последних; так, магнезиальные скарны безволластонитовой фации известны и среди докембрийских пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, и в эклогит-глаукофансланцевых комплексах (зона Сезиа-Ланцо в Италии), и в слабометаморфизованых породах (каледониды Алтае-Саянской области), и в практически неметаморфизованных породах трапповой формации Сибирской платформы.

Такой "космополитизм", а также постоянно наблюдаемые переходы по латерали различных типов метасоматитов друг к другу и, одновременно, от-

сутствие вертикальной зональности в распределении синхронно возникших метасоматитов свидетельствуют о становлении всех (или большей части) метасоматитов, независимо от их типа, примерно на одних глубинах. И есть основания предполагать, что глубины эти были весьма невелики, порядка первых километров и вряд ли где превышали 10 км. На это указывает, в частности, незначительная глубина современного распространения метасоматитов. Так, из многих сотен известных во всем мире крупных тел магнетитсодержащих метасоматитов различного типа лишь в единичных случаях по магнитометрии установлено распространение рудно-метасоматических масс глубже 1 км, а в абсолютном же большинстве они выклиниваются на глубинах в несколько сотен метров – будь то на щитах с их, как принято считать, эрозией в десятки километров, будь то в молодых горных сооружениях (Западные Альпы, Тянь-Шань, Анды и т.д.), где значительный эрозионный срез предполагать нет оснований. Точно так же, на один порядок величин глубин формирования метасоматитов, с одной стороны, и их современного распространения – с другой указывает отсутствие (или крайне малая мощность) продуктов их размыва. Но не только тела метасоматитов быстро выклиниваются с глубиной – на глубинах, исчисляемых сотнями метров – первыми километрами "затухают" и структурные формы, к которым приурочены метасоматиты: исчезают дуплексные перегибы поверхностей надвигов, распрямляются поверхности крутопадающих сдвигов, осложненные на верхних горизонтах изгибами, исчезают, распрямляясь же, крутошарнирные складки и флексуры, выклиниваются структуры центрального типа и т.п. При этом, "затухание" на небольших глубинах структур, контролирующих положение тел метасоматитов, отмечается опять–таки вне зависимости от возраста и степени метаморфизма пород, вмещающих метасоматиты.

Таким образом, следует считать, что пластическая деформация исключает возможность метасоматоза, "перекрывая" каналы (линейные зоны, столбы) проницаемости в верхней коре для глубинных флюидов, и, в то же время, готовит "рабочее место" (структурные ловушки) для метасоматоза в близповерхностной зоне. И только с прекращением пластической деформации и изменением деформационного режима на дилатансионное разуплотнение устанавливается связь глубинных источников флюидов с близповерхностной зоной.

В настоящее время трудно назвать общую причину подобной инверсии деформационного режима, определяющей возможность возникновения метасоматитов всех типов. Однако для обширного семейства метасоматитов, с которыми ассоциируют руды железа, золота, олова, вольфрама и других металлов, установлено [1], что такого рода инверсия (от пластического течения в обстановке транспрессии к дилатансии) является непременным элементом эволюции "узлов деформации" у изгибов поверхности региональных сдвигов при очень малом (5–25°) угле оси сжатия с поверхностью сдвига.

Геодинамические обстановки, в которых могут возникать такие присдвиговые "узлы деформации", достаточно разнообразны (аккреционная, субдукционная, "микроплитная", обдукционная и пр.), но генератором скалывающих напряжений всегда выступает косо (очень косо) ориентированная конвергенция литосферных плит; дополнительным условием возникновения изгибов поверхностей сдвигов служит наличие каких-либо препятствий, затрудняющих свободное сдвиговое смещение блоков: плавучие террейны, поперечные зоны коллизии, разломы, разбивающие субдукционную зону на звенья, выступы по краям сходящихся плит и др.

В случае метасоматитов данного семейства, эволюция присдвиговых "узлов деформации" представляет собой в известной мере автономный, с элементами самоорганизации, процесс по схеме: зарождение изгибов (упора) поверхности сдвига – рост изгибов и пластическое течение в режиме транспрессии в близповерхностной зоне – прекращение роста изгибов по достижению ими максимально возможного (при данном угле оси сжатия с плоскостью сдвига) угла отклонения от генерального простирания (в среднем 40-50°) – инверсия деформационного режима в близповерхностной зоне с переходом к дилатансионному разуплотнению – разрастание зоны разуплотненных пород вниз до глубинных магмофлюидных очагов – формирование "колонны" глубинных флюидов и метасоматоз в близповерхностной зоне.

Такая автономия процесса образования региональных метасоматитов (находящая отражение в их упомянутом "космополитизме") и специфический деформационный режим (дилатансионное разуплотнение) существенно отличаются от обстановок (в общем случае всегда стрессовых) регионального метаморфизма, хотя метасоматиты некоторых типов по составу близки метаморфитам.

Литература

1. *Кулаковский А.Л.* Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. М.: Недра, 1991. 175 с.

2. *Кулаковский А.Л.* Тектонометасоматиты в структурных парагенезах интенсивно деформированных толщ // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 75–76.

3. *Kulakovsky A.L., Kunina N.M., Migdisov S.A.* Metasomatic quartzites in some Precambrian terrains of the Siberian, Easteuropean and African platforms // Metamorphism and deformation of the crust: Abstr. Oulu: 1991. P. 17–18.

В.В.Куликова, В.С.Куликов[1]

Докембрийский палеорифтогенез Фенноскандии

Геологические циклы отражают дифференциацию протопланетного вещества, сконденсированного и аккумулированного в протогеосферы от начала формирования Земли. Циклически повторяющиеся диастрофизмы планетарного масштаба выявляют зависимость геологической системы любого ранга от космических воздействий. Продолжительность цикла составляет 215 млн лет, история Земли укладывается в 22 цикла – галактических года (ГГ), из которых на исторический докембрий (архей и протерозой) приходится 10 ГГ. Планетарный рифтогенез характерен для "летнего" времени (апогалактия).

Первичные структуры, контролирующие магматизм палеоархея (3795–3150 млн лет), на Фенноскандинавском щите неизвестны. Выделяются сложенные комплексами кисло-средних пород с ксенолитами и останцами разного типа амфиболитов блоки, микроплиты или купола, разделенные зеленокаменными поясами мезоархея (ЗП). Первичная (?) кора выделенных блоков разделена на три группы: хондритовая–коматиитовая (Водлозерский), бонинитовая (Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский, Маленгский), анортозитовая (Центрально-Кольский, Мурманский).

К магматитам коматиитовой (хондритовой) Al-необедненной ассоциации и толеитовой серии принадлежат древнейшие по химизму породы Водлозерского блока. Изотопный возраст амфболитов – 3396±78 млн лет. В Карельской части щита наиболее древние – Вокнаволокский и Тулосский блоки, Центрально-Карельская зона, район Костомукши (оз. Талавейс) и оз. Кереть. Они сложены нерасчлененным комплексом тоналитов–эндербитов с останцами амфиболитов. Идентичность амфиболитов в трех соразмерных блоках (Водлозерский, Маленгский и Пяозерский) позволяет считать их типичными для древнейших образований раннего архея щита и сопоставлять с наиболее древними комплексами Северного полушария Земли: фундамента Сибирской платформы и Гренландии, а также с древними образованиями Украинского щита и Южной Африки.

Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский и, возможно, Маленгский блоки по характеру вещества наиболее древних магматитов имели бонинитовый состав (серые гнейсы) и представляли собой ассоциацию пород основного–среднего–кислого состава с высоким содержанием Al и Si и низким Ti, U, Th.

[1] Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Химизм останцов средних и кислых пород среди мезо-, неоархейских и палеопротерозойских комплексов Центрально-Кольского и Мурманского блоков, подчеркивают присутствие в субстрате первично-коровой анортозитовой составляющей.

Палеореконструкция пространственного положения анализируемых структур на уровне материков предполагает связь анортозитовых комплексов Кольского полуострова с гнейсами Исуа Гренландии, бонинитовых – с гнейсами Уйвак-1 Лабрадора, коматиитовых (хондритовых) – с амфиболитами района Саглек.

Палеореконструкция структур мезо- и неоархея (3150–2505 млн. лет) построена на предположении, обоснованном анализом геологического строения и вещественным составом магматических комплексов, что ЗП щита в хлоропетрии представляли собой единую Фенноскандинавскую систему рифтов на гетерогенной (коматиит (хондрит)-бонинит-анортозитовой) коре в условиях, когда не существовало Лапландского гранулитового пояса, а остальная территория Кольского полуострова образовывала с Карельским кратоном одно целое. ЗП переходили друг в друга последовательно: Сумозерско-Кенозерский → Колмозеро-Воронья; Сегозерско-Ведлозерский → Южно-Имандра-Варзугский; Тикшезерско-Парандовский → Суомуссалми-Кухмо → Типасярви-Иломантси; Тулос-Ялонваарский → Гимольско-Костомукшский. Магматические комплексы основного-ультраосновго состава в этих структурах имеют тенденцию к вариациям магнезиальности и железистости с ЮВ на СЗ (в современном положении системы).

Палеопротерозойский (2505–1645 млн лет) магматизм на этом континенте не выходил за пределы Фенноскандинавской системы и проявлялся в ее бортах ("рифт в рифте") [4]: СВ – Сумозерско-Кенозерского, ЮЗ – Южно-Имандра-Варзугского и на крайнем СЗ с образованием структуры Карасйок. В начале палеопротерозоя (сидерия) произошло формирование крупного внутриконтинентального рифта, протягивающегося от Урала до Норвегии и далее в Гренландию и приуроченного к наиболее активной зоне древней системы ЗП: г.Котлас → кряж Ветреный Пояс → сопряженная зона Лехтинская структура → Имандра-Варзуга → Паанаярвинская структура → сопряженная зона Карасйок-Печенга → архипелаг Шпицберген → Гренландия, протяженностью более 2000 км.

СВ борт рифта по геофизическим данным и геологическим наблюдениям в районе Ветреного Пояса опрокинут на ЮЗ, а на него надвинуты гранитогнейсы Беломорья. Наиболее поздняя активизация этой зоны произошла 1760 млн лет назад (K-Ar). Кийостровская расслоенная интрузия в центральной части Онежской губы Белого моря, так же, как и подобные интрузии Водлозерского блока (Бураковская, Монастырская) (около 2.4 млрд лет), комагматична вулканитам Ветреного Пояса (2.45–2.41 млрд. лет). Гранитогнейсы ЮЗ побережья Белого моря насыщены маломощными интрузиями

норитов и габбро-норитов. Они представляют собой или ранее существовавшие крупные интрузивные тела, "растащенные" в более позднее время, или реликты подвулканных интрузий, или мелкие подводящие каналы для сидерийских лав Имандры-Варзуги. Современный Беломорский мегаблок состоит из двух сегментов: СВ имеет нормальный тип земной коры с интенсивным проявлением процессов мигматизации и диафтореза, ЮЗ – редуцированный полностью или частично гранито-гнейсовый мегаслой при глубине подошвы земной коры 40–42,5 км.

Эти и другие данные позволяют рассматривать выведенную на поверхность беломорскую серию как нижнюю часть фундамента архейско-протерозойских разрывных структур. Поскольку Колвицко-Лапландская зона имеет форму пластины, представляя собой поверхность скольжения Печенгского сегмента к СВ от структуры Карасйок, возможно, что это происходило при подъеме беломорского протолита в условиях очередного субгоризонтального разрушения земной коры и катакластического течения.

Реконструированный Фенноскандинавский долгоживущий рифт прошел в своем развитии несколько этапов формирования: а) рифтогенез раннеархейской плиты или коллизии мелких плит с проявлением кислого магматизма (эмбриональные островные дуги); б) "рифт в рифте" сумийского возраста (сидерий) с формированием трансформных разломов; в) рассеянный рифтогенез в рифтовой системе и, частично, за ее пределами; г) "рифт в рифте" людиковийского возраста (орозирий) и заложение рифта Ладожско-Оутокумпу-Каупио с протоофиолитовым типом магматизма.

Корреляция магматических комплексов палеорифта на основании сопоставления их на всем протяжении данной структуры позволяет предположить смену коматиитового магматизма с Ю на С за счет появления производных более деплетированных расплавов, а именно: в Имандра-Варзугской и Печенгской структурах. В зонах трансформных разломов расслоенные интрузии меняют свой состав от коматиитового (Бураковско-Аганозерский и другие массивы) с отчетливыми следами контаминации кислым материалом на бонинитовый (Кивакка и др.) к габбро-норит-габбро-анортозитам (Кольский полуостров).

Смена состава в единой внутриконтинентальной структуре подчеркивает неоднородность фундамента и литосферы в целом. Ятулийский магматизм (рясий) наиболее активен в Печенгско-Варзугской структуре, а также на Карельской территории. Людиковийский (орозирий) и вепсийский (статерий) мантийные магматиты сосредоточены в основном в Онежской и Печенгской структурах. В людиковии магматизм характеризуется появлением значительного объема пикритов и субщелочных сиенитовых дифференциатов. Вепсийские (статерий) интрузивные комплексы в виде щелочных массивов (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро-Тикшозеро) на севере и пикрит-толеитовых (Кончозерский, Ропручейский и др.) на юге свидетельствуют о разной глубине магмообразования (не менее 200 км). Рифейские структуры в виде ав-

лакогенов заложились уже на преобразованной земной коре, близкой современной.

Последовательность аккретирования вещества отражена в строении Фенноскандинавского щита (снизу вверх): хондритовое-бонинитовое-анортозитовое, что отражено и в постоянно дискутируемом возрасте. В интервале 50–80 км, возможно, находится некоторый рестит анортозитовой коры, аналогичный офиолитам. По данным изучения кимберлитов, это область развития пироксенитов и вебстеритов. На глубинах 80–140 км, вероятно, присутствует бонинитовое обогащенное H_2O вещество, ультраосновным реститом в котором были шпинель-гранатовые лерцолиты и гарцбургиты, явившийся исходным расплавом для нижнеархейских магматитов. "Хондритовый" слой по расчетным данным находится в интервале глубин 140–175 км и представлен шпинель-гранатовыми, гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами, которые по составу с глубиной становится все более железистыми (последовательно, Al-недеплетированная – Al-обогащенная коматиитовая серия), а затем сменяются пироксенитами. На глубине в интервале 175–180 до 205 км предполагается местоположение деформированных гранатовых лерцолитов, или область распространения расплавов толеитовой серии, или граница литосферы и астеносферы. 205–230 км – область формирования меймечитовой магмы и ее производных. Глубины более 230 км поставляют через долгоживущие тектонические зоны, образованные мантийными и мантийно-коровыми разломами разного плана, ограниченный объем таких расплавов, как камафугиты и лампроиты.

Земля в 1-й галагод (ГГ) представляет собой динамически неравновесную открытую геологическую систему, которая получает МАХ энергию и метеоритное вещество. 2–4-й ГГ характеризуют самоорганизацию планеты и переход ее из неустойчивого в последовательные локальные состояния. В 5–22 ГГ при корреляции отдельных частей Земли как системы (локальных, внутриконтинентальных, межконтинентальных, планетарных структур) выявляется единая эволюционная картина с индивидуальными особенностями каждой части, обусловленными предыдущей историей или состоянием. Внутренняя дифференциация планеты, отраженная в совокупности структурных особенностей, складывается из нарушения в первую очередь симметрии между оболочками (земная кора, астеносфера, мантия, ядро и т.д.) и телом Земли; планетарными структурами и оболочками; континентальными и планетарными структурами; отдельными и континентальными структурами и т.д.

А.М.Курчавов[1], М.С.Гранкин[2], Е.Г.Мальченко[2], В.И.Жуковский[2], Б.С.Хамзин[2], А.К.Мазуров[3], С.Х.Хамза[3]

Геодинамическая природа зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана

В современной структуре пояса девонских континентальных вулканитов Центрального Казахстана обособляются сегменты: Северо-Восточный (ранее называемый широтной ветвью девонского краевого вулканического пояса), Сарысу-Тенгизский, Бетпакдалинский, Чингизский, границами которых служат известные зоны разломов. Проведенное авторами детальное изучение латеральных вариаций сериальных петрохимических особенностей девонских континентальных магматических образований всего ареала их распространения в Центральном Казахстане выявило принципиально новые моменты в строении и соотношении указанных сегментов и геодинамических обстановках их формирования.

Выделены две зоны девонских континентальных магматитов: фронтальная (внутренняя) и тыловая (внешняя). Фронтальную зону слагают вулканогенные и интрузивные породы преимущественно нормальной щелочности, принадлежащие к низкокалиевой и реже высококалиевой ветвям известково-щелочной петрохимической серии. Тыловой зоне свойственны субщелочные породы высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, а также шошонит-латитовой. Фронтальная зона располагается на краю стабилизированного каледонского континента по его границе с Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской подвижными областями, а тыловая зона – во внутренних частях континента. Подобное расположение петрохимических зон свойственно вулканическим поясам окраинно-континентального типа. Особенно отчетливо данная зональность проявлена на ранней стадии формирования девонского пояса. В то же время, петрохимическая специфика магматических пород и характер расположения петрохимических зон в разных сегментах различны. Не постоянны эти параметры и в каждом сегменте в разные стадии его формирования.

Северо-Восточный сегмент характеризуется наиболее устойчивым и сходным расположением указанных зон на всех стадиях своего формирова-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

[2] Управление "Центрказнедра", Караганда, Казахстан

[3] Министерство экологии и природных ресурсов Республики Казахстан, Кокшетау, Казахстан

ния: отчетливо проявлена тенденция к усилению роли субщелочных и щелочных пород и разностей высокой калиевости с удалением от зоны перехода подвижная область – континент в глубь каледонского континента. Это свидетельствует о формировании в данном сегменте девонских магматитов на краю стабилизированного континента. Чингизскому сегменту свойственна пониженная щелочность и низкая калиевость девонских магматитов. Этим он заметно отличается от соседнего Северо-Восточного сегмента, с которым некоторые исследователи его объединяют.

Примечательная черта девонской истории данного сегмента – это формирование в его пределах континентальных магматитов в условиях островной дуги энсиалического типа. Начиная со второй половины среднего девона, т.е. на поздней стадии девонского континентального магматизма, в Чингизском сегменте со стороны Джунгаро-Балхашской подвижной области проявляется базальтоидый магматизм, полоса распространения которого непосредственно сочленяется с полосой таких же базальтоидов на фронте Северо-Восточного сегмента. Сарысу-Тенгизскому сегменту, продолжающему к западу Северо-Восточный сегмент, присуще наиболее широкое распространение пород повышенной щелочности и калиевости, тяготеющих к выходам наиболее древних комплексов, с тенденцией к усилению роли щелочных и высококалиевых пород от границы с Джунгаро-Балхашской подвижной областью в глубь каледонского континента.

В то же время в данном сегменте нижнедевонские магматиты пониженной щелочности и калиевости располагаются также и со стороны каледонского континента. Это корреспондируется с полосой распространения здесь субаквальных терригенных осадков, фиксирующих собой морской тыловой бассейн. Расположенному южнее Бетпакдалинскому сегменту свойственны известково-щелочные магматиты при резко подчиненном значении высококалиевых разностей. В данном сегменте наиболее низкокалиевые нижнедевонские магматиты расположены как со стороны Джунгаро – Балхашской подвижной области, так и со стороны Чу-Илийского бассейна терригенной морской седиментации, образуя семмитричную зональность вокруг осевой части с ее более высококалиевыми разностями.

Начиная же с конца раннего девона, зональность становится асимметричной, с тенденцией к росту щелочности и калиевости пород с удалением от Джунгаро- Балхашского бассейна. Однако в позднюю стадию развития (живет-фран) в Бетпакдалинском сегменте вновь проявляется симметричная магматическая зональность. Как и в других сегментах в это время нарастает калиевость пород с удалением от Джунгаро-Балхашской подвижной области в глубь каледонского континента. Но, в отличие от остальных сегментов, в Бетпакдалинском сегменте и со стороны Джунгаро-Балхашского морского бассейна широко развиты наземные высококалиевые кремнекислые магматиты. Они приурочены к блокам континентальной коры в пределах Джунга-

ро-Балхашской подвижной области и слагают узкие зоны, разделенные морскими терригенными осадками.

Таким образом, девонский окраинно-континентальный вулканический пояс Казахстана представляет собой сложную гетерогенную структуру, отдельные составные части которого (сегменты) формировались в различных геодинамических обстановках. В развитии данного пояса отчетливо фиксируется несколько рубежей, отражающих принципиально важные моменты истории его становления. В Северо-Восточном сегменте девонский континентальный магматизм во все стадии развивался на краю формирующегося каледонского континента. К концу раннего девона к нему причленились Сарысу-Тенгизский и Бетпакдалинский сегменты, которые в раннем девоне представляли собой островодужные структуры энсиалического типа. Второй важный рубеж отвечает середине среднего девона. На этом рубеже произошли существенные тектонические движения, называемые тельбесской фазой тектогенеза. В это время в результате деструктивных процессов на краю каледонского континента и интенсивных латеральных перемещений на фронте продолжающего формироваться окраинно-континентального пояса в Бетпакдалинском сегменте появились континентальные блоки, на которых развивался наземный высококалиевый кремнекислый вулканизм. До некоторой степени подобная ситуация здесь напоминает современные островные дуги Средиземноморья с их высококалиевыми континентальными вулканитами. К этому же рубежу относится и начало более тесного структурного сближения Чингизского сегмента с основным ареалом проявления девонского наземного магматизма Казахстана.

Выявленные переломные моменты в формировании девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана важны для познания эволюции Палеоазиатского океана и его континентальных окраин и их необходимо учитывать при проведении соответствующих палеотектонических реконструкций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 98-05-64700) и Министерства экологии и природных ресурсов Республики Казахстан.

В.И.Левицкий[1]

Типизация и принципы выделения структурных элементов континентальной коры

Для понимания закономерностей становления континентальной коры важным является типизация составных ее слагающих частей – структурных элементов. В краевых выступах фундамента и обрамления Сибирской платформы, восточной части Балтийского щита, Памира выделены: гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области, складчатое обрамление фундамента, подвижные пояса, шовные зоны и зоны глубинных разломов. Каждый из элементов различается: положением в пределах фундамента; морфологией ранних и наложенных структур; составом, возрастом формирования и преобразования субстрата; цикличностью процессов; преобладающим развитием тех или иных метаморфических, ультраметаморфических, постультраметаморфических и магматических парагенезисов; разновидностями пород с определенными петрогеохимическими и минералогическими особенностями; физико-химическими условиями и эволюцией термодинамического режима петрогенезиса; металлогенией.

Выделяются первичные и вторичные структурные элементы. В первичных – гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областях – в количественном отношении велика доля субстрата и пород ультраметаморфического этапа, а в строении ограничена роль поздних интрузивных магматических пород. Вторичные структурные элементы наложены на первичные. Для них характерны: высокая степень метасоматических преобразований (зоны глубинных разломов), а также присутствие интрузивных комплексов основного (шовные зоны) или кислого (подвижные пояса) составов.

Гранулит-гнейсовые области приурочены к фундаменту или краевым его выступам (шарыжалгайская, китойская, канская, кольская серии). Среди метаморфических пород доминируют двупироксеновые плагиосланцы (метатолеиты), присутствуют – гиперстеновые и биотитовые плагиогнейсы (метаандезиты), ограниченно развиты – железистые метагипербазиты, доломитовые мраморы, кварциты, глиноземистые гнейсы с гранатом, биотитом, кордиеритом, силлиманитом. Эти ранние ассоциации (3,7–3,2 млрд лет), метаморфизованые в условиях гранулитовой фации, подвергаются регрессивным ультраметаморфическим и постультраметаморфическим преобразованиям (2,6–1,8 млрд лет). Гранито-гнейсовые купола являются ведущими морфоструктурами. Для ультраметаморфического этапа характерны плагио- и калишпатовые мигматиты, автохтонные и аллохтонные фации гранитоидов,

[1] Институт геохимии (ИГХ) СО РАН, Иркутск, Россия

скарны, а для постультраметаморфического – скаполитовые, амфиболовые, кордиеритовые, волластонитовые, биотитовые (флогопитовые), микроклиновые и другие метасоматиты.

В гранит-зеленокаменных областях четко выделяются: инфраструктура – древнейшие континентальные тоналит-трондьемитовые ассоциации (3,7–3,2 млрд лет); супраструктура – как правило, бимодальные островодужные или океанические (толеит-андезитовые или толеит-коматиитовые) серии, переслаивающиеся с осадочно-терригенными породами (2,9–1,8 млрд лет) в трогах линейной и неправильной формы (Онотский, Таргазойский, Хизоварский пояса). Они метаморфизованы в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. На ультраметаморфическом этапе по породам, как комплекса основания, так и поясов, развиваются калишпатовые и плагиоклазовые мигматиты, гранитоиды, скарны, а на постультраметаморфическом – кварц-плагиоклазовые, мусковитовые (биотитовые), дистеновые метасоматиты, а также пропилиты, березиты, листвениты. Преобразования на ранних стадиях осуществлялись в условиях прогрессивного повышения P (до 5–7 кбар, редко 8 кбар) и T (до 750°C), а на поздних – при понижении P и T.

Процессы формирования гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных структур обусловлены привносом в систему K, Si, Ba, Rb, Zr, Pb, Ce, Nd, La и выносом – Fe, Ca, Mg, Co, Ni, Cr, V, Sn, Li, Zn, Cu, что вело к возрастанию сиалической компоненты континентального слоя коры.

Складчатое обрамление фундамента характеризуется как обилием разновидностей ранних пород, так и интенсивным полихронным и полициклическим характером проявления в них процессов метаморфизма (обычно зонального), ультраметаморфизма, метасоматоза, магматизма (ольхонский, слюдянский, святоносский, музкольский комплексы). Отмечается сочетание гранито-гнейсовых куполов с надвигами, гигантскими лежачими складки. Среди пород метаморфического этапа преобладают доломитовые, кальцитовые, кальцит-доломитовые мраморы, кварциты (иногда с P, Mn, Fe), гнейсы, толеитовые и щелочные базальты, т.е. формации, реконструируемые как хемогенно-осадочно-терригенные, коры выветривания, вулканогенные. Степень метаморфизма варьирует от гранулитовой до зеленосланцевой фаций, а возраст является предметом дискуссий (? 2,4–1,4 млрд лет). Ультраметаморфические преобразования проявляются значительно позже (от 0,2–0,6 до 0,02 млрд лет). Для ультраметаморфического этапа характерны плагио- и калишпатовые мигматиты по алюмосиликатным породам и скарны по мраморам, эклогитоподобные породы, а для постультраметаморфического – преобразованные магнезиальные и известковые скарны, скаполитовые, амфиболовые, волластонитовые, флогопитовые, гранатовые, нефелиновые и другие метасоматиты, формирующиеся в широком интервале давлений P (от 4–7 до 5–10 кбар) и температур T (от 750–850 до 350–450°C). Геохимическая направленность процессов – привнос Na, K, Ba, Sr, Zr , Pb, легких РЗЭ, F, B и перераспределение – Fe, Ca, Mg, Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Sn, Li. Широко

распространены метасоматические и магматические породы, обогащенные элементами, характерными для мантийных источников – Ba, Sr, Zr, LTR.

Подвижные пояса развивались в мобильных зонах фундамента путем интенсивной термально-вещественной переработки как новообразованных, так и ранних гранулит-гнейсовых или гранит-зеленокаменных комплексов (ладожский комплекс). Широко распространены кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, гнейсы, ограниченно – щелочные и толеитовые метабазальтоиды, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренных давлений и возраста – 2,4–2,0 млрд лет. Процессы ультраметаморфических преобразований проявлялись в формировании плагио-и калишпатовых мигматитов, скарнировании мраморов. На постультраметаморфическом этапе (1,9-1,4 млрд лет) образовывались – амфиболовые, скаполитовые, эпидотовые, серпентиновые, полевошпатовые метасоматиты. Петрогенезис происходил при понижении давления (от 4 до 1 кбар) и температуры (от 650–700 до 250–300°С) при существенном привносе K, Na, Ba, Zr, Li, Rb, Cs, Pb, Sr, Ag, Bi, Be, Sn, W, Zn, F, B, S. Преобладающий тип структур – гранито-гнейсовые купола. Именно к ним приурочены граниты рапакиви и связанные с ними рудоносные метасоматиты (Fe, P, Pb, Mo, Zn, W, Cu, Sn, Be, Ta, Nb, B, F).

Шовные зоны насыщены интрузиями основного и ультраосновного составов, залегающими между гранулитовыми и гранит-зеленокаменными областями (беломорский и ваханский комплексы). Для них характерны гигантские лежачие складки и надвиги. Среди пород метаморфического этапа – гранулитовая или амфиболитовая фация умеренных давлений – преобладают амфиболиты, реже наблюдаются двупироксеновые сланцы (толеитовые и континентальные метабазальтоиды; габброиды, метаультрабазиты), отмечаются гнейсы, метагаббро-анортозиты, доломитовые и магнезитовые мраморы (3,2–2,7 млрд лет). Ультраметаморфические и постультраметаморфические преобразования (2,7–1,8 млрд лет) выражаются в формировании плагиомигматитов, плагиогранитов, высокобарических метасоматитов с гранатом, амфиболом, дистеном, кордиеритом, биотитом, кварцем, ставролитом, жедритом, корундом, цоизитом, клиноцоизитом, хлоритом, тальком. Процессы петрогенезиса осуществляются при повышении давления (с 6–7 до 8–9 кбар), а затем его понижении с 8–9 до 5–6 кбар и температуры (с 700–750 до 400–450°С). Их геохимическая направленность заключается в привносе Na, Zr, Ba, Sr, легких РЗЭ, F, B, S и накоплении Al, Ca, Mg, Fe, Cr, V, Ni, Co, Sc, Zn. В целом, доминировали тенденции базификации, что вело к появлению мафической компоненты континентального слоя земной коры.

Зоны глубинных разломов формировались в условиях от гранулитовой фации повышенных давлений до зеленосланцевой, слагая секущие зоны, иногда с чешуйчато-надвиговым строением (Лапландский пояс, Придивинский и Главный Саянский разломы). Для наиболее глубинных частей структур характерны метасоматиты с плагиоклазом, кварцем, ортопироксеном,

гранатом, силлиманитом – кислые гранулиты и эклогитоподобные; менее глубинных – с плагиоклазом, кварцем, калишпатом, биотитом, амфиболом, гранатом, дистеном, а также гранитоподобные ассоциации; малоглубинных – с альбитом, микроклином, мусковитом, амфиболом, кварцем, биотитом, хлоритом, серпентином, тальком, карбонатами.

Относительно субстрата преобразования могли носить прогрессивную (повышение T и/или P) или регрессивную (понижение T и/или P) направленность. Геохимическая направленность процессов – привнос и перераспределение K, Na, Zr, Ba, Sr, TR, Li, Rb, Cs, Be, B, Ta, Nb, F, иногда с накоплением в вышекларковых количествах в различных частях зоны разломов.

Различия в строении литосферы обусловлены соотношениями в ней тех или иных структурных элементов. Их можно рассматривать как геодинамические обстановки, каждая из которых отражает специфику проявления раннего литогенеза, тектоники, метаморфизма, ультраметаморфизма, метасоматоза, магматизма при становлении континентального слоя коры в разные периоды геологической истории. Эволюция коры представляется как последовательная смена одних структурных элементов другими. Изложенный подход позволяет обосновать методику расчетов для количественной оценки средневзвешенного состава отдельных групп субстрата, генетических (температурных) классов пород для комплексов и, в конечном счете, структурных элементов для выявления направленности и петрогеохимических критериев их различий с целью установления закономерностей формирования литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 96-05-64943.

М.Г.Леонов, С.Ю.Колодяжный, Д.С.Зыков, Э.Н.Лишневский[1]

Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники

Согласно современным представлениям, основной объем (от 50 до 85%) сиалических литосферных плит сформирован в раннем докембрии в приэкваториальном поясе[1]. В последующем литосферные плиты перемещались в пространстве по сложной траектории на сотни и тысячи километров, пока не заняли своего современного положения. В мобилистических концепциях

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

литосферные плиты практически с момента их возникновения рассматриваются как жесткие объемы, не подверженные существенной перестройке. Но если литосферные плиты переместились на столь значительные расстояния, то логично предположить, что эти движения должны найти отражение в проявлении внтуриплитных структурных, структурно-метаморфических и тектономагматических преобразованиях.

Действительно, породы кристаллического основания древних кратонов испытывают структурные и вещественные преобразования, отражающие последовательную смену геодинамических режимов и изменение внутриплитного структурного плана. Главной формой тектонических движений при этом является реидная (от "ρεο" - течь) деформация, т.е. деформация объемного течения горных пород в твердом и квазипластическом состоянии, сопровождаемая комплексом вещественных (метаморфизм, плавление, гранитизация) преобразований.

Рассмотрим эти явления на примере Карельского массива, который является одним из тектонических элементов Балтийского щита. Характерной чертой геодинамики региона, не нашедшей должного отражения в геодинамических моделях, является чередование эпох растяжения и сжатия, которые фиксируются особенностями проявления деформационного, метаморфического и магматического процессов.

Изучение Карельского массива и анализ общих закономерностей развития докембрийских масс позволяют предложить следующую модель внтуриплитных процессов и вызвавших их причин.

Структура массива является ярким свидетельством латерального объемного хрупко-пластического течения горных масс со сдвигово-надвиговой кинематикой, что фиксируется наличием следующих структурных ансамблей: 1 – зонами сдвигового течения, среди которых выделены "структуры цветка" (flower structures), отражающие процесс сдвига со сжатием (transpression) и/или растяжением (transtention) (пример – Койкарско-Сегозерская зона); 2 – зонами субгоризонтального тектонического течения и срывов (detachment faults) (пример – срывы на границе "фундамент – протоплатформенный чехол" районов оз.Сегозеро и долины р.Кумсы); 3 – зонами сплющивания (по Л.М.Расцветаеву – содвига) (squeezing zones), которые отражают процесс тектонического сжатия и нагнетания материала (пример – Северо-Карельская зона); 4 – зонами растяжения, фиксирующими тектонический отток материала (пример – Северо-Онежская мульда).

Перечисленные типы структур образуют единый парагенез объемного тектонического течения, который свидетельствует о перманентном латеральном перемещении горных масс массива на протяжении позднего архея, раннего протерозоя, рифея и, возможно, фанерозоя. Сходная сдвигово-надвиговая кинематика объемного течения консолидированной коры фиксируется и на неотектоническом этапе развития региона. Этапность формирования структурно-тектонического плана территории коррелируется с эта-

пами вещественного преобразования пород (магматизмом и метаморфизмом).

Можно наметить следующие этапы эволюции Карельской плиты. Саамский (3000–2700 млн лет) этап: крупноячеистая конвекция, дифференциация базальтовой коры с выплавлением тоналит-трондьемитовых серий и формированием «изометричных» в плане объемов первичной сиалической коры; тектонические условия определяются скучиванием и всесторонним сжатием; сдвиговая компонента, вероятно, отсутствует; начинает формироваться осадочный чехол.

Лопийский (2700–2600 млн. лет) этап: смена крупноячеистой конвекции на мелкоячеистую [5]; начало латеральной миграции сиалических масс от приэкваториальной зоны к приполярным; формирование зеленокаменных трогов в условиях транстенсии (сдвига с растяжением) и пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий.

Рубеж "архей/ранний протерозой" (2600 млн лет): продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях их тектонического сжатия (транспрессия) с формированием соответствующего комплекса структур, интенсивные проявления купольного тектогенеза, динамотермального и стресс-метаморфизма умеренных и низких фациальных серий; в конце периода – относительная консолидация (слипание – agglutination) разобщенных ранее объемов сиалического слоя и образование единой Карельской массы. Весьма вероятно, что на этом этапе произошла частичная агглютинация разобщенных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В частности, единое целое составили Карельский и Кольский геоблоки.

Раннепротерозойский (2600-1650 млн лет) этап: распадается на ряд подэтапов, характеризующихся сменой относительно длительных эпох транстенсии, прерываемых кратковременными периодами транспрессии; период характеризуется протоплатформенным режимом с образованием чехольного комплекса, который формируется в условиях раздробленности и высокой проницаемости тела протоплатформы; происходят массовые излияния базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов с характерным набором петрохимических признаков и структурной позицией платобазальтов траппового типа. Каждый из подэтапов и этап в целом заканчиваются вертикальным аккретированием корового сиалического слоя, которое реализуется за счет процессов структурно-вещественной трансформации и гранитизации, протекающих в условиях сдвигового течения в зонах концентрированных деформаций и в пограничной области "фундамент–чехол". Происходят: гомогенизация пород фундамента и нижней части проточехольного комплекса и образование новых объемов консолидированной коры. К концу раннего протерозоя формируется консолидированная кора Карельского массива, проис-

ходит его воссоединение с другими элементами консолидированной коры ВЕП и, вероятно, возникает новая система крупноячеистой "подкратонной" (undercratonic) конвекции.

Рифейский (1650–650 млн лет) этап: распад тела ВЕП в условиях объемного сдвига с растяжением (транстенсия), заложение и развитие авлакогенов, в том числе и в теле Балтийского щита; проявления ультраосновного щелочного и гранитоидного (рапакиви) магматизма. Взаиморасположение авлакогенов и наличие сдвигово-раздвиговой кинематики указывают на центробежное движение блоков консолидированной коры и начало этапа дезинтеграции платформы с оттоком вещества из-под авлакогенов и синеклиз в области антиклиз и щитов, что подтверждается данными по Украинскому щиту [4].

Фанерозойский этап мы не рассматриваем из-за отсутствия корректного материала, но можно полагать, что в целом фанерозой отвечал эпохе общего растяжения и распада платформы, прерываемой кратковременными эпизодами общего сжатия, связанного с режимами обрамляющих платформу покровно-складчатых областей.

Неотектонический этап: возобновляется режим транспрессии (сдвиг со сжатием), о чем свидетельствуют: тип напряженного состояния горных пород; наличие взбросо-надвиговых, сдвиговых и пликативных дислокаций; структурно-геоморфологические формы, отражающие деформации объемного течения в пределах Карельского массива и других участков ВЕП. Режим транспресии в области Карельского массива и Балтийского щита в целом, его сопряженность с режимами растяжения в прилегающих рифтогенных грабенах и в глубоководных частях Арктической [3] и Атлантической геодепрессий, наряду с геологическими, структурно-морфологическими и геодезическими наблюдениями, позволяют предположить, что современный подъем Балтийского щита связан главным образом не с гляциоизостатическим поднятием, но с тектоническими причинами, а именно: с встречным движением глубинных масс из областей впадин (как океанических, так и интракратонных) в область щитового поднятия, что подтверждено данными [6].

Балтийский щит, таким образом, является областью нагнетания материала за счет встречных конвективных струй: атлантической (океанической) и восточноевропейской (подкратонной). Отсутствие данных о сейсмофокальной зоне в этом регионе свидетельствует о том, что здесь происходит турбулентное взаимопроникновение вещества океанической и континентальной литосферы, его перемешивание и диссипация (рассеянная субдукция ?), что, по-видимому, является характерной чертой геодинамики пассивных границ "континент–океан".

Таким образом, в истории докембрийских масс прослеживается тенденция смены во времени режимов транспрессии и транстенсии, что отражено в типах возникающих структурно-тектонических ансамблей, особенностях проявления метаморфизма и магматизма. Объяснить эту закономерность

можно, приняв во внимание асимметричность и незамкнутость конвективных ячей, существование продольной (по длинной оси ячеи) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементы адвекции) и наличие двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими – в пределах астеносферы–литосферы.

В этом случае литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условиях сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккретированием корового слоя в пограничной зоне "фундамент– чехол" (intraplating, overplating). Чередование режимов "горячая"–"холодная" мантия (кора) в условиях "давление+сдвиг" приводит [2] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 96-05-64412.

Литература

1. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.

2. *Иванкин П.Ф.* Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез.докл. М.: Наука, 1985. С. 7–9.

3. *Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита (на основе данных по Кольскому полуострову) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).

4. *Паталаха Е.И.. Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Изд-во НАН Украины, 1995. 159 с.

5. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1998. 380 с.

6. *Morner N-A.* The Northwest European «Sea-level Laboratry» and Regional Holocene Eustasy // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1970–1980. № 29. P. 281–300.

Ф.А.Летников, С.О.Балышев, В.В.Лашкевич[1]

Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники

Представление о ведущей роли процессов гранитизации в формировании гранито-гнейсового слоя земной коры в структуре континентальной литосферы сложилось к середине XX века благодаря работам представителей скандинавской и русской геологических школ. Некоторые аспекты этой тематики в 40–50 годах успешно рассматривались и французскими геологами. Однако слишком радикальные подходы к данной проблеме со стороны ряда крупных ученых Запада, считавших все граниты метасоматическими и отрицавших возможность их магматического генезиса, нанесли значительный вред успешно развиваемой концепции.

Позднее в работах европейских и американских геологов этот термин вообще вышел из употребления, и сама идея о роли процессов гранитизации отвергалась на всех уровнях и в любой форме. В настоящее время этот подход косвенным образом отразился и на работах ученых русской геологической школы, где в ряде научных коллективов значение гранитизации просто замалчивалась.

Теперь, в конце XX века пришло время, с учетом новейших достижений в литологии, геохимии и тектонике, вновь на новой концептуальной основе подойти к анализу этого глобального породообразующего процесса, не имевшего себе равных по масштабам проявления, длительности, объемам массопереноса и общему энергетическому вкладу в формирование земной коры.

Интуитивные представления о мантийной природе гранитизирующих флюидов, особенно четко обозначеные в работах Д.С.Коржинского, Ю.А.Кузнецова, в последние годы получили экспериментальное подтверждение. Представления об инверсии флюидного режима в геологической истории Земли позволили выделить наиболее ранний архейский этап глобальной гранитизации первичной базальтоидной тонкой коры. Этот процесс протекал под воздействием восстановленных высокотемпературных флюидов и носил площадной характер развития. Специфика этого этапа гранитизации проявилась в преимущественном выносе глубинными флюидами кремнезема по отношению к щелочам. С этим глобальным процессом раскисления верхних горизонтов молодой коры были связаны специфические гранито-гнейсовые купола, в большинстве случаев – с гранулит-эндербитовыми ядрами. Вокруг куполов в реликтовых межкупольных прогибах фор-

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

мировались околокупольные складчато-метаморфические ансамбли, преимущественно меланократового состава.

Завершающим этапом этого процесса явилось проявление площадной "панорогении" молодой континентальной коры. На границе раннего и позднего архея, а окончательно – на границе архея и протерозоя произошла (в планетарном масштабе) инверсия флюидного режима гранитизации с восстановительного на окислительный, что привело к снижению энергетического потенциала гранитизирующих флюидов, и, как следствие, к сужению ареалов гранитизации.

Произошел переход от площадного типа распространения гранито-гнейсовых куполов к линейному; купола начали формироваться преимущественно вдоль зон глубинных разломов. В фанерозое эта тенденция усугубилась и знаменовалась дискретно-линейным характером в распространении куполов. Общей тенденцией, на которую указывал В.Е.Хаин, явилось изменение стиля процессов гранитизации: снижение доли кремнезема во флюидах и увеличение роли щелочей.

Переход от площадного характера развития гранито-гнейсовых куполов к линейному и линейно-дискретному привел на завершающих стадиях процессов к формированию протяженных горных хребтов и горных систем. Суть этого явления определяется спецификой процессов гранитизации, которые фрагментарно можно описать как цепь взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов.

1. Гранитизация является метасоматическим экзотермическим процессом, при котором выделяется огромное количество тепла. За счет этого тепла формируется самоорганизующаяся диссипативная система, которую мы затем наблюдаем в виде гранито-гнейсового купола, в свою очередь, сопряжены складчато-метаморфические ансамбли. По мере снижения энергетического потенциала гранитизирующих флюидных систем происходит снижение температуры метаморфических преобразований.

2. Уникальной особенностью процесса гранитизации является то, что вновь образованные минеральные ассоциации состоят из самых легких породообразующих минералов, обладающих наибольшим молекулярным объемом – это кварц, кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. В силу этого обстоятельства процесс гранитизации протекает с приращением объема, что приводит к тому, что растущий купол начинает оказывать давление на вмещающие породы и формировать вокруг себя ареалы рассланцевания и складчатости. Сланцеватость создает систему "облегченной" миграции гранитизирующих флюидов, что и определяет в итоге разрастание купола по вертикали и латерали. Иными словами, купол является прекрасным примером открытой самоорганизующейся диссипативной системы, где наряду с эндогенным внешним источником энергии его развития (глубинный флюид) тепловая энергия генерируется и в самом теле купола при его формировании. Это обстоятельство обусловливает в итоге масштабы и длительность

развития гранито-гнейсовых куполов и связанных с ними процессов метаморфизма и магматизма. Купол генерирует потоки флюидов, производящих метаморфизм в его внешнем ореоле и одновременно оказывает на вмещающие породы механическое воздействие.

3. На регрессивной стадии развития куполов (преимущественно в их ядерной части) обычно протекают процессы плавления, что приводит к развитию кислого магматизма. Экзотермический характер гранитизации и прогрев земной коры создает благоприятные условия для проникновения в верхние горизонты коры значительных масс мантийных расплавов, формирующих здесь зоны даек или интрузивов трещинного типа.

4. Особый интерес представляет тектонический аспект проявления гранитизации. Уже в первые этапы своего возникновения протокупол в силу гравитационной неустойчивости испытывает тенденцию к "всплыванию". Этот процесс начинает реализовываться при достижении куполом некоторого критического размера, когда архимедова сила начинает превышать давление вышележащих толщ. Начавшись, "всплытие" облегчается еще и за счет того, что на стадии роста купола над ним формируется поднятие, частичная эрозия которого приводит к снижению давления нагрузки.

Скорость всплывания купола или системы сопряженных куполов определяется многими факторами, но неизмеримо возрастает по мере приближения к дневной поверхности, где купол протыкает верхнюю часть разреза и далее продвигается путем протрузии до тех пор, пока не придет к изостатическому равновесию. Далее в дело вступают силы эрозии и возникшая таким образом горная система разрушается за несколько миллионов (в крайнем случае – 10–15 млн) лет, что хорошо коррелирует с возрастом предгорной молассы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 96-05-64744 и 96-05-64770).

Е.Ф.Летникова, В.Г.Беличенко[1]

Хемостратиграфия карбонатных толщ как дополнительный метод решения геодинамических задач (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы)

Карбонатные отложения в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы распространены достаточно широко, однако их индикаторная роль в геодинамических построениях практически не используется. Выявленные геохимические особенности изученных нами карбонатных отложений метаморфических комплексов Приольхонья и Слюдянки Юго-Западного Прибайкалья и толтинской свиты Тункинских гольцов Восточного Саяна, ставшие основой хемостратиграфии, представляются интересными в решении геодинамических задач. Несмотря на достаточно детальную геологическую изученность названные кристаллические комплексы, прежде считавшиеся бесспорно раннедокембрийскими, остаются самыми трудно диагностируемыми и дискуссионными структурными единицами в геодинамических реконструкциях, поэтому использование дополнительных методов исследования в данном случае может оказаться далеко не бесполезным.

Метаморфический комплекс Приольхонья представлен осадочно-вулканогенными отложениями, слагающими покровные пластины, обдуцированные на краевую часть Сибирской континентальной плиты или на раннедокембрийский цоколь террейна (ольхонский блок), причлененного затем к Сибирской континентальной плите [1]. Слюдянский метаморфический комплекс сложен также осадочно-вулканогенными образованиями и занимает аналогичное окраинное положение в структуре складчатого обрамления Сибирской платформы [2]. Толтинская свита, включающая осадочно-вулканогенные отложения, слагает аллохтонную структуру Тункинских гольцов, образованную в результате обдукции отложений островодужных и задуговых бассейнов на край Тувино-Монгольского микроконтинента [2, 7].

Если корреляция метаморфических комплексов Приольхонья и Слюдянки в последние годы проводится достаточно успешно [3–6], то корреляция их со слабометаморфизованной, содержащей органические остатки толтинской свитой проводится впервые.

Карбонатные толщи этих комплексов имеют сходный характер распределения основных типоморфных элементов (Ti, Zr, Mn, Sr, Ba), т.е. их нако-

[1] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

пление происходило в близких физико-химических и геодинамических обстановках седиментогенеза.

Для более детальной геохимической корреляции карбонатных отложений этих трех толщ было проведено сопоставление распределения основных типоморфных элементов по типам микрофаций (мелководные, переходные, глубоководные). Несмотря на то, что выделение микрофаций для каждой толщи проводилось независимо и разделение на микрофации имеет относительный характер, распределение этих элементов отдельно в каждом типе микрофаций имеет сходную картину для всех трех толщ. В мелководных микрофациях выделяются горизонты с повышенным содержанием Mn. Высокостронциевые отложения отмечаются в мелководных микрофациях Слюдянки и Приольхонья, а в толтинской свите – в глубоководных микрофациях. Обстановки седиментогенеза этих трех толщ соответствуют условиям накопления в системе островная дуга – задуговый бассейн в условиях мелководных фаций в непосредственной близости от источников питания, при активном режиме в окислительной и слабовосстановительной среде и неспокойной тектонической обстановке, осложнявшейся обширным вулканизмом островных дуг.

Источниками питания для всех трех толщ являлись породы основной специализации нормальной (V, Cr, Ni, Cu, Co) и повышенной (Sc, Y, Nb, Zr, Zn) щелочности. Для них не характерны элементы-примеси пород кислого состава (Sn, Pb, Be). Изучение распределения элементов-примесей в групах микрофаций позволило отметить ряд особенностей: четкую Cr-V геохимическую специализацию, обратную корреляцию накопления в осадке Co и Sc с Ni. Подобный набор элементов-примесей и их распределение в толщах характеризует обстановки накопления в системе островная дуга – задуговый бассейн на позднем этапе развития.

Геохимическая корреляция карбонатных отложениях метаморфического комплекса Приольхонья, слюдянской серии и толтинской свиты позволяет сделать вывод о том, что они являются геохимическими аналогами, т.е. накапливались в близких физико-химических и геодинамических обстановках седиментогенеза. В данном случае геохимические методы позволяют проводить сопоставление карбонатных толщ различных степеней метаморфизма (от гранулитовой до фации зеленых сланцев).

Вывод об аналогии формирования сопоставляемых толщ, полученный при геохимической корреляции, может быть использован как дополнительный при решении сложной и в значительной мере дискуссионной геодинамической проблемы Северо-Восточного сегмента Палеоазиатского океана.

Этот вывод усиливает представления, основывающиеся на новых геологических данных, включающих результаты изотопии, свидетельствующие об аналогии условий накопления и одновозрастности (в пределах раннего палеозоя) метаморфических комплексов Приольхонья и Слюдянки, прежде датируемых ранним докембрием, и отложений толтинской свиты Тункин-

ских гольцов, содержащих органические остатки раннего палеозоя. Рассматриваемые стратиграфические единицы пространственно приурочены к единой протяженной тектонической структуре, которая может быть выделена в северо-восточной части Палеоазиатского океана в виде самостоятельного террейна, ставшего в субдукционно-аккреционную стадию ареной проявления интенсивного зонального метаморфизма, достигающего гранулитовой фации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-64276.

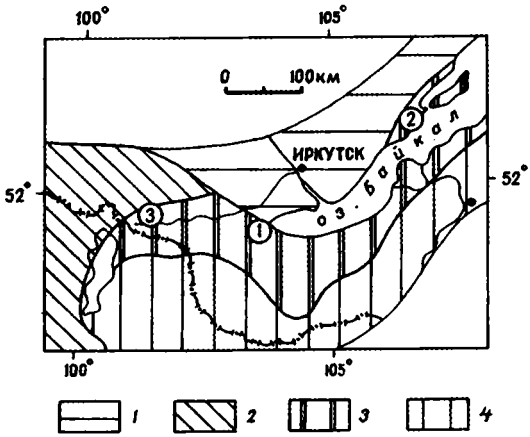


Схема размещения сопоставляемых комплексов

1 - Сибирская платформа; 2 - Тувино-Монгольский микроконтинент; 3 - террейн, в строении которого участвуют карбонатные отложения сопоставляемых комплексов; 4 - Джидинский террейн

Литература

1. *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

2. *Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Тутуганов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртогоо Н., Гао Ш., Дэвис П.* Байкало-Монгольский геотрансект // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 94–110.

3. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон // Геохимия, 1992. № 6. С. 771–786.

4. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия метакарбонатных пород Приольхонья и острова Ольхон // Геохимия. 1994. № 10. С. 1437–1450.

5. *Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З.* Гондитовая формация в Прибайкалье // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 1. С. 24–35.

6. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З, Ковач В.П., Бережная Н.Г.* О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. № 2. С. 102–123.

7. *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 143 с.

К.Д.Литасов[1], А.В.Иванов[2], В.Г.Мальковец[3]

Источники обогащения рифтовых вулканитов несовместимыми элементами по данным изучения ксенолитов из базальтов Восточного Забайкалья

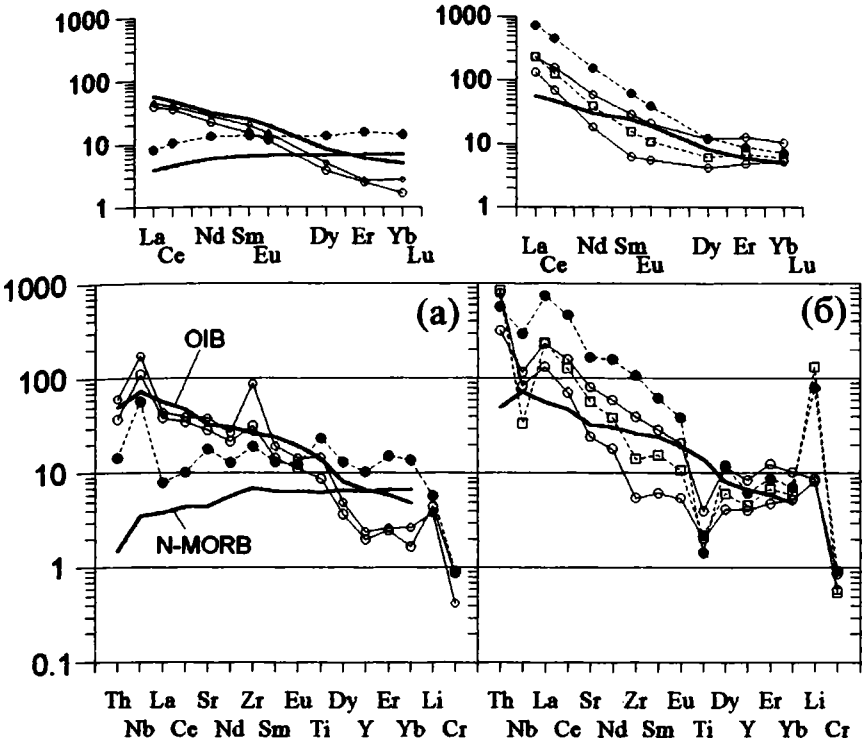
Геохимическое исследование ксенолитов из щелочных базальтоидов и кимберлитов свидетельствует о широких вариациях в отношениях редкоземельных (REE) и высокозарядных литофильных элементов (HFSE), таких как Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, в верхней мантии [1].

В данной работе приводятся результаты исследования метасоматизированных перидотитов и жильных пироксенитов из базальтов Витимского и Удоканского вулканических полей Восточного Забайкалья (разновидности ксенолитов представлены в работе [2]).

На основании данных по геохимии ксенолитов сделаны выводы относительно их петрогенезиса, а также показана их роль в генерации щелочных базальтоидов. Для Витимского поля установлены три типа преобразования первичного перидотитового субстрата: 1) модальный метасоматоз, сопровождающий внедрение расплава типа OIB (базальтов океанических островов), и образование амфибол-флогопит-пироксеновых жил и прожилков, HFSE-обогащение перидотитов и образование ильменитовых ортопироксенитов и метасоматизированных гарцбургитов; 2) скрытый метасоматоз, как результат взаимодействия перидотита и HFSE-обогащенного расплава типа MORB (толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов); 3) реакционное просачивание HFST-обедненного расплава, богатого легкими редкими землями (LREE) и образование LREE-обогащенных гарцбургитов. Третий тип характерен и для Удоканского поля.

1. Метасоматизированные ксенолиты и жильные водосодержащие пироксениты распространены в миоценовых пикрито-базальтах Витимского поля. Интерстиционные метасоматические минералы в перидотитах (амфибол, флогопит и клинопироксен) образуются при взаимодействии расплава с перидотитом вблизи магматических каналов, в которых кристаллизуются жильные ассоциации. Вариации редкоэлементного состава минералов свидетельствуют, что они находятся в равновесии с расплавами типа OIB с гладкими графиками распределения REE (рисунок, а). Это характерно как для пироксенов самих жил, так и для метасоматического клинопироксена контактовых гарцбургитов. Таким образом, состав расплава, сосуществую-

[1] Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Институт минералогии и петрографии (ИМФ) СЩ РАН, Новосибирск, Россия



Составы расплавов, сосуществующих с клинопироксенами, нормированные к составу примитивной мантии по [4]

а – HFSE – обогащенные расплавы: кружки – метасоматиты из пикрито-базальтов; залитые кружки – эквигранулярные перидотиты из плиоценовых базанитов Витимского поля, б) HFSE-обедненные расплавы: кружки – перидотит из базанитов Витимского поля; залитые кружки – дунит; квадраты – гарцбургит из базальтов Удоканского поля. Линиями показаны составы OIB и N-MORB по [4]

щего с клинопироксеном жил, может рассматриваться как состав метасоматизирующего агента. Моделирование частичного плавления перидотита свидетельствует, что расплав с высоким содержанием всех HFSE по отношению к REE можно получить при наличии HFSE-обогащенных фаз (ильменит, рутил, циркон) в источнике. Экспериментальные исследования подтверждают этот вывод и показывают, что аномальные вариации HFST и некоторых других элементов по отношению к REE контролируются наличием рудных акцессорных фаз в источнике [3].

2. В плиоценовых базанитах Витимского поля обнаружены эквигранулярные перидотиты, характеризующие необычный тип скрытого метасоматоза, не встреченный ранее в других проявлениях мира. Они аномально обо-

гащены Ti, совместимыми элементами (такими, как V, Cr, Ni, Zn, Ga, Ge) и в меньшей степени Nb и Zr. Высокое содержание Ti в этих перидотитах может быть объяснено просачиванием и реакцией перидотита с большим объемом расплава, так как Ti переуравновешивается с расплавом одним из последних среди несовместимых элементов [5]. Расплав, сосуществующий с клинопироксеном, имеет распределения REE, сходное с таковыми MORB с аномалиями по Nb, Zr и Ti (см. рисунок, а). Наиболее вероятным источником такого расплава является мантия, состоящая из шпинелевых перидотитов и жильных ильменит-флогопит-пироксеновых (±амфибол) ассоциаций.

3. Среди ксенолитов Витимского и Удоканского полей распространены лерцолиты и гарцбургиты, обогащенные легкими редкими землями, что свидетельствует о их образовании в результате реакционного просачивания расплава [5-6]. Вместе с тем, они обеднены HFS-элементами, особенно Ti.

На рисунке, б представлены составы расплавов, сосуществующих с клинопироксенами подобных ксенолитов. По мнению авторов, образование отрицательных Ti-аномалий в клинопироксене объясняется как первичным составом перидотита, так и составом просачивающегося расплава. Клинопироксены примитивных и истощенных ксенолитов, имеющих графики распределения, характерные для частичного плавления (с обеднением LREE), имеют аномалии по TI, которые часто не покрываются в валовом составе перидотита сосуществующими минералами. Поэтому существенные аномалии по HFSE в клинопироксенах перидотитов могут характеризовать первичное обеднение, что подразумевает существование HFSE-обедненных доменов в мантии [1]. В то же время, ультранизкие содержания Ti в клинопироксене гарцбургитов не могут характеризовать его первичный состав, даже если его REE-спектр имеет U-образную форму.

Низкие содержания Ti в метасоматизирующем расплаве можно объяснить фракционированием акцессорных фаз при миграции расплава, высоким содержанием CO_2-флюида в расплаве, который имеет высокие K_D для REE и низкие для других элементов или его карбонатитовой природой [5].

Сепарация HFSE-REE в рассмотренных процессах приводит к образованию различных источников для выплавления базальтовых магм. HFSE-обедненная мантия (тип 3) характеризует субдукционные обстановки, подобные перидотиты распространены в офиолитовых комплексах [5-6]. Такая же HFSE-обедненная мантия, более примитивного (лерцолитового) состава, фиксируется по ксенолитам Удоканского поля и по ксенолитам из плиоценовых базанитов Витимского поля. Плавление HFSE-обедненного источника будет приводить к образованию HFSE-обедненных магм типа островодужных базальтов. Рифтовые базальты имеют характеристики OIB и часто не только не обеднены, но даже обогащены HFS-элементами. Это свидетельствует о участии в плавлении жильных или метасоматизированных ассоциаций.

Графики распределения редких элементов метасоматизированных пород имеют сильные максимумы по 'HFSE. Добавка 5% жильного пироксенита или ильменитового ортопироксенита к обедненному HFSE источнику N-MORB, компенсирует заметные аномалии по этим элементам. А если учесть, что подобные породы слагают ослабленные зоны под вулканами, являются довольно легкоплавкими и могут ассимилироваться магмой при транспортировке, то доля их влияния на конечный состав базальта может быть весьма значительной.

Литература

1. *Salters V.J.M., Shimizu N.* World-wide occurence of HFSE-depleted mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52. P. 2177–2182.
2. *Litasov K.D., Litasov Yu.D.* Reactional and differentiated pyroxenite xenoliths from alkaline basalts of the Vitim volcanic field (East Siberia): Their role in metasomatism and position in mantle magmatic system // Ext. Abstr. 7th Int. Kimb. Conf., Cape Town, 1998. P. 506–508.
3. *Foley S.F., van der Laan S.R., Horn I.* Experimental melting, reactions in amphibole- and phlogopite-bearing mantle vein assemblages and the trace element compositions of derived partial melts // Ext. Abst. 6th Int. Kimb. Conf. Novosibirsk, 1995. P. 161–163.
4. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // "Magmatism in the ocean basins". Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. Vol. 42. P. 313–345.
5. *Bodinier J.L., Vasseur G., Vernieres J.* et al. Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite // Jour. Petrol. 1990. Vol. 31. P. 597–628.
6. *Van der Wal D., Bodinier J.-L.* Origin of the recrystallization front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 122. P. 387–405.

К.Д.Литасов[1], Ю.Л.Литасов[1], В.В.Шарыгин[2]

Сравнение мантийных ксенолитов из базальтов осевой и окраинной частей Байкальской рифтовой системы

Для типизации вулканических полей важное значение имеет их пространственное положение относительно рифтовых структур. В Байкальской рифтовой системе (БРС) по этому признаку выделяются поля осевых частей и поля, занимающие окраинное положение и выходящие за пределы рифтовых структур [1].

В данной работе проведено сравнение мантийных ксенолитов вулканических ареалов осевой и окраинной частей БРС, которые наиболее изучены в геохимическом отношении. Из полей осевой части рифта это Хамар-

[1] Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

[2] Институт минералогии и петрографии (ИМФ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Дабанский ареал и Удоканское вулканическое поле. Из окраинных полей – Бартойский ареал и Витимское вулканическое поле.

Под Удоканским полем и Хамар-Дабаном, как и вдоль всей осевой части рифтовых структур, фиксируется зона аномальной мантии и толщина литосферы не превышает 50–70 км [2]. Ксенолиты из проявлений в плиоценовых базанитах Удоканского поля представлены "сухими" шпинелевыми лерцолитами со среднезернистой протогранулярной структурой и истощенными нодулями гарцбургитов и дунитов с крупнозернистой структурой. Гарцбургиты и дуниты обогащены легкими редкими землями, что свидетельствует о их реакционном образовании при просачивании расплава. Ксенолиты из проявлений в миоценовых меланефелинитах представлены, в основном, обогащенными легкими редкими землями гарцбургитами, насыщенными расплавными "пакетами", заполняющими интерстиции между зернами минералов.

В Хамар-Дабанском ареале ксенолиты содержатся в базальтовых лавах возрастом 5–7 млн лет [3]. Ксенолиты имеют примитивный или слабоистощенный состав. Состав ксенолитов в двух вулканических центрах, расположенных на расстоянии 50 км, идентичен [4]. Типичными являются мелкозернистая и сланцеватая структура пород. Отсутствуют слюда или амфибол. Широко развиты интерстиционные выделения плагиоклаза и замещение клинопироксена губчатыми агрегатами по краям зерен. Большинство ксенолитов и их клинопироксенов обеднены сильнонесовместимыми элементами, реже встречаются истощенные нодули, богатые легкими редкими землями (с U-образными распределениями). Строение интерстиционных обособлений, содержащих плагиоклаз и щелочной полевой шпат, сходно с расплавными "пакетами", обнаруженными в ксенолитах Удоканского поля, за исключением того, что в удоканских ксенолитах в интерстициях встречаются, в основном, нефелин и лейцит. Кроме полевого шпата и фельдшпатоидов в интерстициях ксенолитов обоих полей присутствует хромшпинелид, перекристаллизованный оливин, клинопироксен. Приведенные данные указывают на сходный характер строения верхней мантии Удоканского поля и хребта Хамар-Дабан. То же самое можно сказать и о взаимодействии метасоматизирующего расплава и перидотита перед выносом ксенолитов на поверхность.

Положение Витимского поля связано с литосферным склоном (толщина литосферы меняется с северо-запада на юго-восток от 50 до 125 км [2]. Ксенолиты в миоценовых пикрито-базальтах (16 млн лет) представлены примитивными гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами, широко развиты жильные ильменит-флогопитсодержащие пироксениты и мегакристаллы клинопироксена, во многих ксенолитах присутствуют амфибол и флогопит, которые часто образуют крупные прожилки в перидотитах. По геохимическим признакам большинство пироксенитов и водосодержащих жил отно-

сятся к продуктам кристаллизации расплава с характеристиками базальтов океанических островов и вмещающих ксенолиты лав.

Бартойский вулканический ареал расположен в стороне от осевой части рифтовых структур на расстоянии около 100 км. Толщина литосферы также имеет переменную мощность и увеличивается с северо-запада на юго-восток от 50 до 75 км [2]. Вмещающие ксенолиты породы – базаниты и нефелиниты возрастом 3–0,9 млн лет [3].

Тектонически Бартойский и Витимский ареалы приурочены к одному шву раннепалеозойской сутуры, разграничивавшей Монголо-Охотский пояс и Сибирскую платформу и являющейся южной границей Хамар-Дабан-Баргузинского микроконтинента [5].

Набор ксенолитов Бартойского ареала имеет явные сходства с миоценовыми пикрито-базальтами Витимского поля, за исключением того, что выносится материал менее глубинной шпинелевой фации, а гранатовые перидотиты не встречены. Большое распространение имеют амфибол- и флогопитсодержащие перидотиты, различные типы мантийных и нижнекоровых пироксенитов, широкий набор мегакристаллов [3]. Содержание клинопироксена в перидотитах обычно 11–15%, встречены мелкозернистые перидотиты, обогащенные клинопироксеном (до 20%) и редкие деплетированные нодули (5% клинопироксена). По Sm-Nd изотопным данным бартойские ксенолиты отличаются от перидотитов Витима и Тарятской депрессии. На Sr-Nd изотопной диаграмме они попадают на пересечение поля MORB и OIB базальтов [6]. Метасоматоз перидотитов и образование интерстиционного амфибола связывается со временем 300–400 млн лет. Жильные водосодержащие ассоциации пироксенитов, по-видимому, связаны с кайнозойской вулканической активностью, предшествовавшей выносу ксенолитов на поверхность [6].

Таким образом, состав глубинных ксенолитов осевой части Байкальской рифтовой системы и ее флангов существенно отличается. В мантии осевых частей слабо развита жильная магматическая система, практически отсутствуют водосодержащие минералы. По-видимому, это объясняется термомеханической эрозией нижней части литосферы конвектирующей мантией и обедненным составом перидотитов верхней части мантийной литосферы [7,8], которые образуют высокопроницаемый домен для расплавов, накапливающихся под литосферой [9]. В мантии на флангах рифтовой системы, которые представляют литосферный склон, образуются участки, способствующие проникновению горячего вещества мантийных плюмов [10], а неистощенные лерцолиты, фиксируемые в этих районах, являются трудно-проницаемыми для поступающих с глубины расплавов. Поэтому здесь наряду с обогащенным составом перидотитов фиксируется распространение жильных пироксенитов и водного метасоматоза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 97-05-65309 и 97-05-65331).

Литература

1. *Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
2. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М.* Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Под ред. Н.А.Логачева. Новосибирск: Наука, 1990. С. 143–154.
3. *Ащепков И.В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
4. *Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.* Feldspar-bearing lherzolite xenolith in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. Vol. 118. P. 131–148.
5. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 41–58.
6. *Ionov D.A., Kramm U., Stosch H.-G.* Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sr-Nd isotope study of xenoliths from Bartoy volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. III. P. 235–247.
7. *Vernieres J., Godard M., Bodinier J.-L.* A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magmas transport in the Earth's upper mantle // Jour. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 24771–24784.
8. *Bedini R.M., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., Morten L.* Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African rift // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 153. P. 67–83.
9. *Spiegelman M.* Physics of melt extraction: Theory, implication and application // In "Melting and melt movement in the Earth", K.G.Cox, D.McKenzie, R.S.White (Eds.). Oxford Univ. Press, 1993. P. 23–52.
10. *Тычков С.А., Рычкова С.А., Василевский А.Н.* Взаимодействие плюма и тепловой конвекции в верхней мантии под континентов // Геология и геофизика. 1998. № 4. С. 413–425.

Л.И.Лобковский, В.Д.Котелкин, Ю.А.Волож[1]

Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли

Предлагается новая модель конвекции в мантии, включающая как тепловой, так и химический факторы плавучести. Последний фактор возникает вследствие дифференциации мантийного субстрата на границе ядро–мантия, в результате чего образующееся "тяжелое" вещество стекает в ядро, а "легкое" всплывает наверх в виде плюма. Химический фактор плавучести в мантии может быть как положительным, так и отрицательным. Например,

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

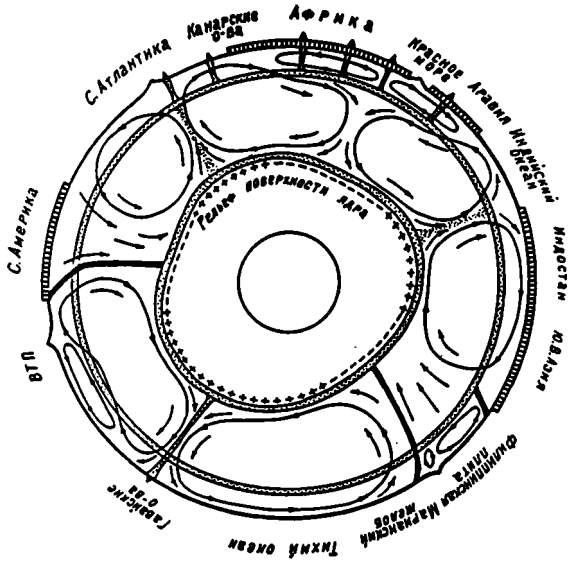
эффективная генерация отрицательной плавучести имеет место при фазовом переходе базальтов океанической коры в тяжелые эклогиты в зонах субдукции. "Химическая" конвекция в мантии развивается на фоне обычной ячейковой тепловой конвекции. Важным элементом предлагаемой термохимической модели конвекции является ее двухъярусная структура, т.е. возможность достаточно длительного раздельного существования конвективных ячеек в нижней и верхней мантии. В рамках этой модели удалось на качественном уровне объяснить основные черты внутреннего строения Земли, установленные методами сейсмической томографии, а также главные особенности геологической эволюции Земли на протяжении протерозоя–фанерозоя, прежде всего циклы Вильсона (Лобковский, 1995г.).

В настоящей работе содержатся результаты численного моделирования термохимической конвекции в двухъярусной мантии. Считается, что разность плотности вещества верхней и нижней мантии частично обусловлена их химическим различием. Исследовались двухмерные режимы мантийной конвекции для экваториального сечения сферической Земли. При определенных физических параметрах мантии был получен стационарный режим тепловой конвекции с раздельными конвективными ячейками в нижней и верхней мантии, для которых характерно противоположное направление циркуляции вещества. Указанный режим тепловой конвекции приводит к закрытию вторичных океанов и образованию из отдельных материков единого суперконтинента – Пангеи (первая фаза цикла Вильсона). Одновременно с развитием тепловой конвекции в мантии, в ее подошве вследствие дифференциации выделяется "легкое" вещество, которое выносится к границе между верхней и нижней мантией и затем распространяется вдоль этой границы, формируя с течением времени особый переходный слой с присущими ему физическими и сейсмическими характеристиками.

Таким образом, из модели следует, что переходный слой между верхней и нижней мантией, во-первых, формируется в процессе длительной эволюции Земли, и, во-вторых, вещество этого слоя имеет "смешанный" химический состав, отличный от такового верхней и нижней мантии. При этом плотность формирующегося переходного слоя несколько меньше средней плотности верхней мантии, что делает его гидродинамически неустойчивым, создавая предпосылки для возникновения верхнемантийных плюмов, зарождающихся в подошве верхней мантии.

Этот вывод имеет важные следствия для региональной геологии. В частности, в рамках новой модели нет необходимости каждый раз привлекать глобальные нижнемантийные плюмы, зарождающиеся на границе ядро–мантия, для объяснения разного рода региональных "горячих" точек или областей аномального вулканизма. Ясно, что вещество верхнемантийных плюмов, берущих свое начало из переходного слоя под верхней мантией, будет обладать сложным комплексом геохимических аномалий в силу сво-

его происхождения из зоны дифференциации на границе ядро–мантия и последующей эволюции в процессе горизонтального течения в переходном слое.



Двухъярусная термомеханическая схема глобальной геодинамики

Наряду с описанным непрерывным и квазистационарным притоком "легкого" вещества к подошве верхней мантии с поверхности ядра, осуществляемым благодаря развитой в нижнемантийном ярусе тепловой конвекции, в данной термохимической системе время от времени возникают условия для накопления избыточного объема "легкого" вещества на границе мантия–ядро, что создает достаточно мощную силу химической плавучести, в корне меняющую характер мантийной конвекции. Численное моделирование показывает, что в этом случае происходит быстрое вытеснение квазистационарной "обратной" циркуляции в верхней мантии нижнемантийным плюмом, который создает глобальную общемантийную циркуляцию вещества вместо раздельной конвекции в верхней и нижней мантии. При достаточно большом объеме накопленного "легкого" вещества оно, будучи вмороженным в среду, сначала всплывает к границе между верхней и нижней мантией, внедряясь в переходный слой, а затем прорывает его и всплывает через верхнюю мантию к подошве литосферы, приводя к распаду суперконтинента–Пангеи и образованию вторичных океанов атлантического типа (вторая фаза цикла Вильсона). После того, как запас химической плавучести исчерпывается, структура конвекции через ряд промежуточных режимов снова эволюционирует к двухъярусной стационарной тепловой конвекции с

раздельными ячейками в верхней и нижней мантии, вращающимися в противоположные стороны. Верхнемантийные ячейки снова "собирают" разделенные континенты в единый суперконтинент, и цикл Вильсона повторяется.

Предложенный механизм смены различных режимов темохимической конвекции в мантии с учетом особой роли двух динамически активных переходных слоев, отделяющих нижнюю мантию от ядра и верхнюю мантию от нижней, позволяет выстроить достаточно простую двухъярусную схему "плюм-тектоники", включающую глобальные нижнемантийные суперплюмы, зона влияния которых на литосферу Земли простирается на несколько тысяч километров, иногда охватывая половину земного шара, и региональные верхнемантийные плюмы, область влияния которых на поверхности Земли составляет сотни, временами первые тысячи километров (рисунок).

Таким образом, проведенное в настоящем исследовании численное моделирование двухъярусной термохимической конвекции в мантии, во-первых, количественно подкрепляет основные положения выдвинутой ранее схемы мантийной конвекции (Лобковский, 1995 г.) и, во-вторых, показывает новые перспективы и следствия предлагаемой концепции глобальной геодинамической эволюции Земли.

А.В.Лукьянов[1]

Нисходящее движение магм (к вопросу о миграции геофизических границ в толще литосферы)

Наблюдаемая зависимость глубины залегания геофизических границ от *современного* рельефа земной поверхности свидетельствует о возможности миграции этих границ в толще литосферы с течением геологического времени, так как рельеф поверхности со временем существенно изменялся. Этот издавна известный вывод обычно принимается как свидетельство метаморфической природы геофизических границ и невозможности их объяснения различием вещественного состава слоев.

В то же время, многочисленные факты позволяют думать о существовании такого различия между слоями, разделенными геофизическими границами. Результаты проведенного нами моделирования тепловых процессов в двухслойной среде могут быть использованы при объяснении этого парадокса.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Наиболее существенными в полученных результатах являются вывод о неизбежности нисходящего движения магм и анализ условий, при которых расплавленные или полурасплавленные очаги, возникающие на границах слоев разного состава, мигрируют путем зонного плавления навстречу тепловому потоку (т.е. вниз), и условий, при которых они мигрируют в направлении теплового потока (т.е. вверх).

Рассматриваемая модель состояла из двух слоев, верхнего (А) и нижнего (В), имеющих разный состав и, соответственно, разные температуры плавления (А – более легкоплавкий, В – более тугоплавкий). Предполагалось, что в расплавленном состоянии вещество А расворяет вещество В, образуя расплав смешанного состава. Определенным образом задавались тепловые потоки и другие граничные условия. Анализировались условия, при которых на границе сред возникали очаги плавления.

Миграция вниз осуществляется тогда, когда неполное плавление в очаге и значительный градиент концентраций тяжелого вещества В в расплаве препятствуют возникновению конвекции. Теплопроводность очага уменьшается. В этом состоянии у нижней границы очага осуществляется прогрессирующее плавление и она (граница) продвигается вниз, наращивая толщину расплавленной зоны. У верхней границы через некоторое время после начала процесса из расплава начинает кристаллизоваться тугоплавкая составляющая расплава (вещество слоя В) и, таким образом, возникает новая, более высокая граница рассматриваемых слоев, а кровля расплавленного очага опускается все ниже. Расплав смешанного состава оказывается внутри слоя В и продвигается навстречу тепловому потоку путем плавления в подошве и кристаллизации в кровле очага. Содержание вещества В в расплаве возрастает, мощность очага увеличивается.

Миграция вверх осуществляется, когда в расплаве смешанного состава возникает конвекция, обеспечивающая повышенную эффективную теплопроводность в очаге. В этом случае плавление происходит в кровле, кристаллизация – в подошве, и очаг путем зонного плавления продвигается в направлении теплового потока. Толщина расплавленной зоны уменьшается, а концентрация вещества В в расплаве снижается. В конце процесса очаг застывает полностью, причленяясь к слою А, и граница слоев А и В оказывается в более низком положении.

Сопоставляя результаты моделирования с геофизическими данными о строении литосферы, можно предположить, что астенолинзы являются агентами перемещения геофизических границ, т.е. теми полурасплавленными очагами, в которых осуществляется зонное плавление либо по первому, либо по второму варианту, приводящее к миграции границ слоев разного состава, соответственно, либо вверх, либо вниз.

М.В.Лучицкая[1]

Гранитоидный интрузивный магматизм южной части п-ова Тайгонос как показатель становления структуры

1. В структуре южной части п-ова Тайгонос выделяются три пояса гранитоидного магматизма: Прибрежно-Тайгоносский, Восточно-Тайгоносский и пояс малых интрузий.

Восточно-Тайгоносский пояс имеет четкую линейную субширотную ориентировку, его протяженность составляет 200 км при ширине 25 км. Он приурочен к одноименному надвигу и маркирует границу между двумя структурными зонами – Южно-Тайгоносской и зоной, являющейся южным продолжением Пенжинско-Анадырской зоны [2]. Согласно актуалистическим моделям, эти зоны трактуются как фрагменты единой Удско-Мургальской островодужной системы [3,4]. Структура Южно-Тайгоносской зоны соответствует осевой вулканической части дуги, а Пенжинско-Анадырская зона – преддуговой части и аккреционной призме [5,7]. Южно-Тайгоносская зона сложена деформированными морскими и континентальными вулканокластическими отложениями пермского-раннемелового возраста. В ней выделяются две подзоны [2]: Вискичунская, сложенная деформированными морскими и континентальными вулканокластическими образованиями и Нейнегская, сложенная верхнепермско(?)-нижнемеловыми вулканогенно-терригенными породами. Комплексы преддуговой части обнажаются непосредственно вдоль южного фланга Восточно-Тайгоносского массива и представлены туфотерригенными отложениями верхней юры – нижнего мела, карбона, ордовика и метаморфизованными образованиями. На мысе Поворотный в пределах этой части фиксируется складчатая, чешуйчато-надвиговая структура, внутри которой выделяются пластины, сложенные вулканогенными, кремнистыми и терригенными отложениями [5]. Пластины разделены зонами серпентинитового меланжа различной мощности и протяженности.

Интрузии Прибрежно-Тайгоносского пояса прорывают отложения аккреционной призмы и метаморфизованные образования преддуговой области. Они сложены небольшими телами габбро-диоритового и диорит-гранодиоритового состава и располагаются вдоль юго-восточного побережья полуострова. В районе мыса Поворотный габбро и диориты имеют тектонические контакты с вмещающими толщами и отделены от диорит-гранодиоритового массива пластиной гипербазитов. Диорит-гранодиори-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

товый массив имеет четкие интрузивные контакты с метаморфизованными образованиями преддуговой области.

Возраст гранитоидов Восточно-Тайгоносского и Прибрежно-Тайгоносского поясов определялся как ранне-позднемеловой по геологическим данным [2]. Недавно полученные ^{39}Ar-^{40}Ar датировки для гранитоидов Восточно-Тайгоносского пояса составляют 103,1±0,5 и 103,3±0,3 млн лет, для Прибрежно-Тайгоносского пояса – 100,9±0,6; 101,3±0,5; 103,5±1,9; 101,1±0,4 млн лет [1].

Юрские и меловые отложения Южно-Тайгоносской зоны прорваны небольшими (до 1.5–2 × 6 км) интрузиями гранодиоритов и тоналитов раннемелового возраста, синхронными с интрузиями Восточно-Тайгоносского и Прибрежно-Тайгоносского поясов.

2. Среди перечисленных поясов гранитоидов выделяются породы, характерные для различных геодинамических обстановок:

а) океанические тоналиты в составе габбро-диорит-тоналитового массива в юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса;

б) породы диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-тоналитового массива в юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса; гранодиориты, тоналиты, граниты Восточно-Тайгоносского массива; тоналиты пояса малых интрузий, имеющие островодужные характеристики;

в) наиболее поздние дайки плагиогранитов и гранитов в породах Прибрежно-Тайгоносского, Восточно-Тайгоносского поясов и пояса малых интрузий с бонинитовыми характеристиками, возможно отражающие эпизод растяжения, наложенный на уже существовавшую аккреционную структуру;

г) двуслюдяные граниты, слагающие небольшие тела в Восточно-Тайгоносском массиве и в отдельных случаях имеющие тектонические контакты с преобладающими в массиве гранодиоритами и тоналитами. Обычно эти граниты относятся к «S»-типу гранитов и образуются при частичном плавлении коровых масс в процессе коллизии.

3. Большую роль в изучении генезиса гранитной магмы играют включения более меланократовых, чем вмещающие гранитоиды, пород, так называемые MME (mafic microgranitoid enclaves) [6]. Такие включения наблюдаются во всех трех поясах гранитоидов и имеют признаки гибридных пород, что указывает на процессы смешения базитовой и кислой магм при формировании гранитоидов.

4. Таким образом, гранитный магматизм южной части п-ва Тайгонос проявлялся в различных геодинамических обстановках и фиксирует крупные тектонические перестройки, происходившие в рассмотренном районе. Изучение гранитоидных интрузивных комплексов позволяет также выявить новые этапы развития структуры, не фиксированные другими методами.

Литература

1. *Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С.* Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) (в печати)
2. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. Изд-во "Наука", 1976
3. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
4. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 135 с.
5. *Bondarenko G.E., Sokolov S.D.* Wrench faults in the southwes tern Taygonos Peninsula // Geol.of Pac. Ocean. 1997. Vol. 13. P. 339–350.
6. Enclaves and granite petrology, 1989.
7. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Aleksutin M.V., Chamov N.P., Khudoley A.K., Layer P., Lutchitskaja M.V., Silantiev S.A.* The eastern Siberia mezozoic convergent margin evolution (the Taigonos segment, NE of Russia): 6th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, February 17–20. 1998. P. 95–96

Л.М.Лялина[1]

Микровключения кварца (Рамановская спектроскопия) в минералах Лапландского гранулитового пояса

Для решения вопросов протоприроды глубокометаморфизованных комплексов, каким является Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП), необходимо привлечение новых нетрадиционных методов. К их числу можно отнести исследования твердофазных микровключений в минералах, применяемый для пород ЛГП впервые.

Разнообразие гипотез происхождения пород пояса можно свести к трем основным: 1) интрузивная, основополагающая работа [1]), согласно которой метаморфические породы изначально являлись интрузией; 2) группа супракрустальных гипотез, рассматривающих в качестве протолитов осадочные или вулканогенно-осадочные образования [2, 3, 4]; 3) инфракрустальная – [5], предполагающая выведение на поверхность единого блока земной коры, состоявшего из гранитного и базальтового слоев.

Общим для всех теорий является выведение на поверхность с определенных глубин высокометаморфизованных комплексов.

Проведенные исследования по микроминералам показали их видовое разнообразие, уникальность составов минералов отдельных групп и некото-

[1] Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

рых находок. Данное замечание относится к необычному для Кольского полуострова, обогащенному хлором апатиту [6]; интересным находкам полифазных включений, содержащим от 2 до 5 фаз; присутствию в цирконах включений калиевых полевых шпатов в случаях, когда сама порода указанного минерала не содержит.

Представляемые здесь результаты касаются лишь минералов группы SiO_2. Высокие условия преобразования пород: P=8,6–13,7 кбар и T=624–871°C, находки лонсдэлеита в породах пояса [7] позволили оптимистически рассматривать поиски высокобарных модификаций кварца.

Косвенным стимулом исследований явились находки алмаза и коэситов во включениях в гранатах и цирконах из метаморфических пород Кокчетавского массива [8]. Представительный материал, использовавшийся для исследований, позволил охарактеризовать различные формы нахождения кварца (самостоятельные включения и фазы полифазных включений) в гранатах и цирконах из двух крупных групп гранулитов – основных и кислых.

Морфология кварца чрезвычайно разнообразна. Но в целом преобладают ксеноморфные зерна, реже проявлены идиоморфизм и полигональная огранка кварца, «копирующая» отрицательный кристалл граната. Предварительное изучение включений с помощью микрозондового анализатора Cameca-46 позволило диагностировать их составы как SiO_2=99–100%, а также установить различие в свечении под зондом. Разделение модификаций SiO_2 по цвету люминесценции описанное в [9], использовалось и при предварительной диагностике микровключений в минералах Кокчетавского массива [8]. Наиболее часто отмечаемыми цветами свечения кварца в пробах гранулитов являются оранжевый и голубой, их различные оттенки и соотношения. Иногда включения с различным свечением устанавливаются в пределах одного вмещающего зерна. Данный факт нуждался в проверке структурного состояния SiO_2. ‘

В этой связи были выполнены Рамановские исследования микроминералов на оборудовании Renishaw с использованием He-Ne лазера (длина волны 632,8 нм) в Техническом Университете г. Лулео (Швеция). Микрорамановские исследования в области 100–1500 $см^{-1}$ показали присутствие пиков, частоты и интенсивности которых воспроизводятся во всех включениях (таблица). Наиболее интенсивный и проявленный во всех спектрах пик имеет частоту 464 (до 467) $см^{-1}$, что и позволило диагностировать рассматриваемые включения как α-кварцы, поскольку в группе SiO_2 только α-кварц имеет наиболее интенсивно проявленную Рамановскую моду при 465 $см^{-1}$ [13]. Менее интенсивные пики имеют очень близкое положение к сообщаемым в литературе данным для чистого кварца. Наблюдаемые смещения, возможно, обусловлены влиянием вмещающего минерала. Отсутствие же некоторых пиков может быть связано со случайным “вырождением” и низкой интенсивностью полос.

Частоты и симметрия колебаний атомов в элементарной ячейке α-кварца по данным различных исследователей

Симметрия	Частота, см$^{-1}$.				
	Saksena B.D [10]	Etchepare J., et al. [11]	Bates J.B., Quist A.S. [12]	Kingma K.J., Hemley R.J. [13]	Микровключения кварца в минералах гранулитов
A_1 (A)	207	207	-	206	205-225
	356	356	-	355	354-361
	466	464	464	464	464-467
	1082	1085	-	1085	-
A_2 (B)	364	364	364	-	-
	-	495	-	-	-
	508	-	-	-	-
	777	778	-	-	-
	-	1080	-	-	-
	1149	-	-	-	-
E	129	128	128	128	-
	265	265	265	265	267-270
	392	394	394	394	394-398
	403	-	401	401	404
	-	450	450	450	438-443?
	479	-	-	-	-
	-	-	509	511	507-518
	695	697	697	696	690
	795	795	795	796	-
	807	-	807	808	-
	1063	1072	1072	1069	-
	1159	1162	1162	1162	-
			1231	1230	-
			1235		-

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы 1) различные цвета люминесценции обусловлены разными примесями, входящими в состав включений, а не различием структурного состояния; 2) микровключения SiO_2 являются α-кварцами и не содержат реликтов высокобарической модификации – коэсита. Последнее замечание не исключает возможности полного структурного превращения фаз. Хотя в этом случае не понятно отсутствие "оперяющих" включения трещин, которые должны были возникнуть при переходе от состояния с более плотной структурой (коэсит) к менее плотной (кварц). Таким образом, согласно полученным данным, инфракрустальная природа ЛГП менее вероятна, чем супракрустальная или интрузивная, а тонкие минералогические исследования могут служить дополнительным аргументом при решении вопросов взаимодействия тектонических, магматических и метаморфических процессов в различных оболочках Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-64873.

Литература

1. *Полканов А. А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова М.: Изд-во АН СССР, 1935. 564 с.

2. *Escola P.* On the granulite of Lapland // Amer. J. Sci. Bowen Vol. 1952. P. 133–171.

3. *Беляев К.Д.* Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита Л.: Наука, 1971.

4. *Козлов Н.Е.* и др. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты, 1990. 170 с.

5. *Жданов В.В.* Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии М.: Наука, 1966. 66 с.

6. *Лялина Л.М.* и др. // Особенности составов микровключений апатитов в минералах метаморфических пород Лапландского гранулитового пояса // Первый междунар. научн. симпоз. "Молодежь и наука – третье тысячелетие": Тез. докл. Томск, 1997. С. 82–83.

7. *Головня С.В.* и др. // Гексагональная модификация алмаза (лонсдэлеит) в эклогитах метаморфических комплексов // Геохимия. 1977. № 5. С. 790–793.

8. *Соболев Н.В.* и др. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // ДАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 488–492.

9. *Соболев Н.В.* и др. Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпей Юго-Восточной Австралии // ДАН СССР. 1984. Т. 274, №1. С. 172–178.

10. *Плюснина И.И.* Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд-во МГУ, 1967. 190 с.

11. *Etchepare J.*, et al. Vibrational normal modes of SiO_2. I. α and β quartz // J. of Chem. Physics. 1974. № 60. P. 1874–1876.

12. *Bates J.B., Quist A.S.* Polarized Raman spectra of α-quartz // J. of Chem. Physics. 1972, №56. P. 1528–1533.

13. *Kingma K.J., Hemley R.J.* Raman spectroscopic study of microcrystalline silica // Amer. Mineral. 1994. Vol. 79, № 3-4. P. 269–273.

Г.Ф.Макаренко[1]

Глобальная структурная симметрия Земли и тепловые линзы под покровными базальтами

Осесимметричная сеть земных дислокационных зон, планетарных горно-складчатых дуг установлена автором в соответствии с тектонической позицией покровных базальтов [1]. Покровные базальты – траппы и океанские лавы – это финальные магматические формации геоциклов для смежных геосинклиналей (ГС) и платформ (ПЛ) (таблица). Их место – тыльные стороны складчатых систем (дуг). Покровные магматиты распространяются здесь на все структуры на фоне погружений. Следующая формация в каж-

[1] Институт общей физики РАН, Москва, Россия

дом цикле – тафрогенная–рифтогенная. Применим формационный метод к океанам. Атрибутами ГС зон здесь являются растекающиеся (flood) базальты определенных возрастов. Возрасты базальтов и главных вспышек тафрогенных базитов совпадают с рубежами периодов и определяют циклы (1–7, см. таблицу).

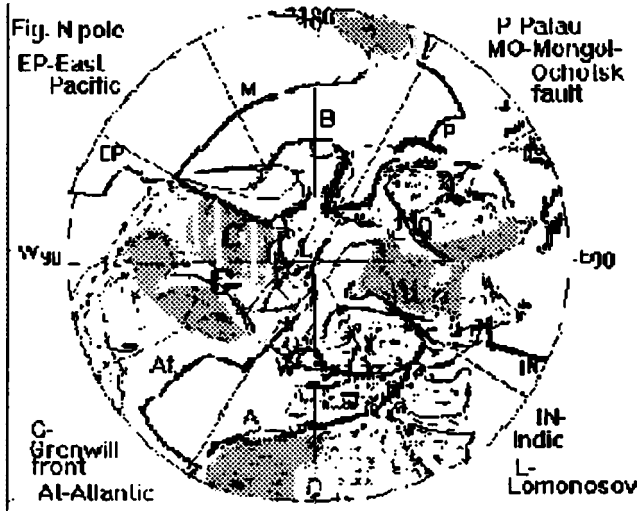
Ряды формаций в геотектонических циклах

		I	II	III	IV	V	VI
млн лет	N+Q		7				5
30		7		6		5	4
	P		6		5		
65		6		5		4	3
	K		5		4		
135		5		4		3	2
	J		4		3		
190		4		3		2	1
	T		3		2		
230		3		2		1	
	P		2		1		
280		2		1			
	C		1				

Примечание. 1 – герциниды, 2 – поздние герциниды, 3 – киммериды, 4 – невадиды, 5 – ларамиды, 6 – поздние альпиды (Гималаи и др.), 7 – современные ГС (З.Пацифик и др.); формации: I инициальные базиты, II – сланцы и др., IV – молассы, V –раннефинальные базальты, VI – позднефинальные базиты тафрогена

Позднеальпийский цикл ныне проявлен в орогенной стадии. Современный геотектонический цикл проявлен стадией обособления, изоляции ГС трогов. Место новых трогов – внутренние зоны альпийских складчатых горных дуг. Их заложение на покровах Pg/N лав началось на рубеже N/Q. Преддуговые желоба ныне – это краевые прогибы в ранней стадии, т.е. части ПЛ перикратонов на материковой либо океанской коре. Если имеются сомкнутые своими фронтами складчатые дуги одного цикла, то существуют и оба их тыльных покровно-базальтовых поля. На полосах смыкания имеются рифтогены (тафрогены). Молодые тафрогены MZ-KZ – это срединные либо побочные хребты нынешних океанов. Так по возрасту лавовой оболочки Земли можно воссоздать глобальную сеть складчатых ГС зон разных циклов консолидации [2]. Она обладает осевой симметрией (поворот 180°). Легко видеть (рисунок) симметричные структурные швы: Урал (U) с его северным изгибом, с Тиманом, а также Кордильеры (C) с восточным краем провинции Бзр и с хребтами Аляски. Очевидны и симметричные малые структурные

дуги-овалы: изгиб каледонид Уэльса в Англии (W) и молодая дуга Бауэрса (B); можно проследить и прочие швы – двойники (географические, не возрастные) для разных полусфер (см. надписи на рисунке). Любой может теперь легко обнаружить *факты* осевой структурной симметрии Земли, *аргументы* мобилизма обращаются в мистификации.



Осесимметричные дислокационные швы Земли
На схеме намечены края материков (в прошлом иные)

Приведем главные факты о постоянстве размещения покровных базальтов на земном шаре.

1. Возраст покровных лав по данным DSDP станций говорит, что это поля (как и континентальные траппы), а не тонкие полосы [2]. Значит, рубежи геологических периодов – это моменты мощных вулканических вспышек. Отметим, что все они совпадают с биокризисами и имеют одинаковые сценарии: пыльная "зима", затем "парник" и потепление, см. таблицу [3].

2. Обнаружено совмещение разновозрастных базальтовых полей в авторской интерпретации с подстилающими их тепловыми линзами [3]. (Размещение астенолинз см. Дзевонский, Вудхауз 1984, 1998, 1992, 1998 и др.).

Это значит, что покровные лавы находятся на своих собственных местах со времени их появления (см. рисунок, [3]). Самые молодые Pg/N поля лав имеют астенолинзы верхней мантии 50–100 км (кровля); более древние K/Pg, соответственно, 100–200 км; J/K –350 км, а древнейшие для MZ-KZ, т.е. T/J и P/T – 450 км.

Палеозойские и докембрийские поля не имеют астенолинз в мантии, если регионы были перед фронтом молодых MZ-KZ ГС. Рисунок показывает темные области, древние MZ-KZ лавы континентов: Южного Китая – герцинид Сиккан-Юннаня, Кашмир – Пра-Гималаев, Сибирскую – Урала, Тауденни – Атласа, а также – базальтовые поля океанов: тыла герцинид Аппалачей – Уошито в Атлантике и Мексиканском заливе, также древней части Зап. Пацифика (ГС структуры предполагаются). Все они имеют P/T+T/J лавы+разломные базиты и астенолинзы с кровлей 450км.

В Северном полушарии есть еще одно поле лав в тылу герцинид Иннуитского пояса. Оно не показано для упрощения, ибо симметричное ему место занято более молодой провинцией (T/J+ J/K ?), а данные сейсмотомографии в Заполярье не убедительны. Особым знаком рисунок показывает и из [a] провинций базитов 1300–1100 млн лет (лавы Коппермайн и аналоги, дайки Маккензи) с тем же местом, что и Сибирские PT траппы в симметричной картине структур, которая таким образом удревняется в [a]. Позиция этих магматитов – тыл складчатых зон мазатцалско-гренвилского цикла.

Все вышесказаное выявляет парадоксальный феномен. Тепло возникает на малых глубинах в моменты ареальных магматических вспышек и с остыванием лав линзы опускаются глубже. Феномен отвергает модель внутримантийной конвекции.

Литература

1. *Макаренко Г.Ф.* Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.
2. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М. Космоинформ, 1993. 280 с.
3. *Макаренко Г.Ф.* Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли: М.: Геоинформмарк, 1997. Обзор № 3. 96 с.

В.П.Макаров[1]

О геотектонической позиции и об экзогенном источнике вещества карбонатитов (по изотопно-геохимическим данным)

При анализе генетической природы магматических карбонатитов кальцит-альбитовой и кальцит-полевошпатовой фаций (по В.С.Самойлову) рассмотрены две проблемы. **А.** исходная первичная природа вещества карбонатитов. **Б.** Геотектоническое положение массивов карбонатитов. При реше-

[1] Московская государственная геологоразведочная Академия, Москва, Россия

нии проблемы А изучено поведение $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ кальцитов (Сс) в последовательности карбонаты экзогенные – метаморфизованные (как эталоны) – карбонатиты.

А-1. Для экзогенных Сс – органогенных (морских, озерных, речных) и диагенетических (конкреций, сталактитов, травертинов и др.) характерно с частым проявлением диффузии газов изотопное равновесие Сс с фазами $*CO_2$-H_2O*,$*CO_2$-CO_2,$*CH_4$-H_2O*,$*CH_2O$-CH_2O*

(*-изотопно-обменивающийся элемент).

А-2. Для метаморфизованных пород с известной изначально известняковой природой - мраморов и скарнов – примерно до 500°С типичен парагенезис Сс -$*CO_2$ -CO_2*, при T>500°С-Сс-$*CH_4$-CO_2*. Предполагается в первом случδае отсутствие, во втором –наличие органики. Независимо от воздействия высоких Т в Сс сохраняется исходная изотопная система. В других породах кальцифиры, гидротермальные Сс, низкотемпературные карбонатиты, кимберлиты и пр.) – парегензис (гидротермальный) Сс-$*CO_2$-H_2O*.

А-3. При изучении магматических карбонатитов анализировались зависимости:

1. Диаграммы $\delta^{13}C = \gamma\delta^{18}O + \Gamma$. Результаты отражены в таблице. Типичны парагенезисы Сс -$*CO_2$-CO_2* (менее), Сс -$*CH_4$-CO_2* (более высокотемпературный), говорящие о сохранении первичной изотопной природы кальцита.

2. Диаграммы $\Gamma = (-\delta^{13}C_o)\,\gamma + \delta^{18}O_o$ (рис. 1) (γ, Γ- переменные, $\delta^{13}C_o$, $\delta^{18}O_o$ – состав примесной компоненты). Большинство мраморов и скарнов (залитые кружки, штрих-линия) и кимберлиты (квадраты) отделились от карбонатитов (белые кружки), части мраморов и скарнов. Последние легли на линию (сплошная), соответствующую примеси состава $\delta^{13}C_o$=-0,15‰, $\delta^{18}O_o$=-0,04‰ PDB, близкого к параметрам морских известняков. Близость изотопных систем карбонатитов к эталонам изначально известняковой природы, составы примесного компонента и равновесных газовых фаз позволяют предположить исходную известняковую природу вещества, преобразованного путем его ассимиляционного переплавления ультраосновной магмой в карбонатиты. В пользу этого говорят находки в карбонатитах скарноподобных образований и наличие признаков ассимиляции известняков фонолитами [1].

Б. Данные таблицы позволяют оценить региональное распределение изотопных составов Сс (рис. 2). Небольшое количество материала позволило составить выборки только в целом по континентам: Евразии (залитые кружки, штриховая линия),Африке (белые кружки, сплошная линия) и Северной Америке (кресты, штрих-пунктир).Все это выявляет геодинамический характер изменения величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, отражая внутренние особенности развития регионов и их влияние на формирование массивов карбонатитов. Вместе с тем, отдельные карбонатитовые тела попадают в иные геодинамические обстановки. Например, Харлинский массив (точка 21) и Ковдор (19)

попадают в область африканских массивов. Массивы Калианга (1) и Фен (16) тяготеют к американским разностям. Особняком располагается массив Казерере (4). Эти данные получены впервые и потому не совсем ясен механизм подобного распределения.

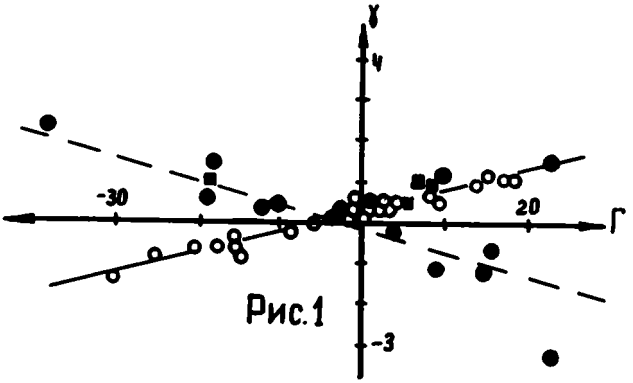


Рис. 1

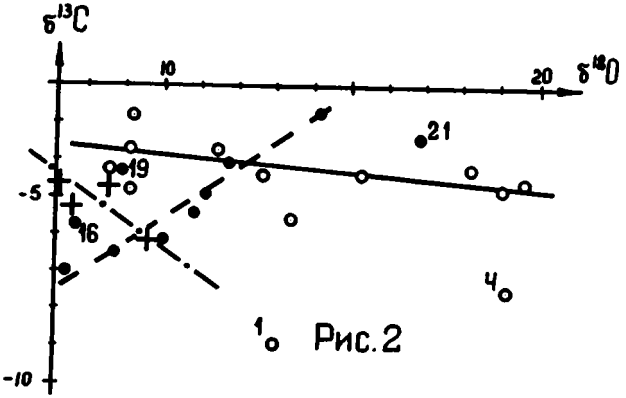


Рис. 2

№№ п/п	Массив (количество проб)	Регион	Среднее		Равновесные компоненты	Изотерма T°,C
			$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$		
1	Калианга (36)	Уганда	-0,79	12,95	CH_4-CO_2	570
2	Tororo Hill (10)	Уганда	-2,75	9,13	CO_2-CO_2	460
3	Sukula Hill (8)	Уганда	-3,59	9,13		
4	Казерере (8)	Уганда	-7,44	19,24		
5	Каримаси (7)	Танзания	-4,51	19,69		
6	Panda Hill (8)	Танзания	-4,21	8,68	CO_2-CO_2	340
7	Kotamu (4)	Малави	-5,53	13,45		
8	North Ruri (7)	Кения	-4,74	19,10	CH_4-CO_2	780
9	Monte Verde (6)	Ангола	-4,72	9,12	CO_2-CO_2	480
10	Bailundo (7)	Ангола	-4,33	12,67	CO_2-CO_2	380
11	Tehivila Bonga (8)	Ангола	-4,33	15,30	CO_2-CO_2	
12	Iron Hill (4)	США	-6,10	9,63		
13	Replasement (6)	США	-4,57	7,10	CH_4-CO_2	750
14	Oka (11)	Канада	-5,18	7,54	CO_2-CO_2	390
15	Alno (19)	Швеция	-6,42		CO_2-CO_2	700
16	Fen (8)	Норвегия	-5,63	7,71	CO_2-CO_2	700
17	Leacher See	Германия	-7,02	7,40	CH_4-CO_2	670
18	Чернигов.з. (33)	Украина	-6,05	10,01	CH_4-CO_2	620
19	Ковдор (35)	Кольск.п.	-3,74	8,82	CH_4-CO_2	720
20	В.Петропавл. (9)	К.Алатау	-2,61	14,16	CO_2-CO_2	460
21	Харлинский (7)	Тува	-3.36	16,90	CH_4-CO_2	550
22	Томтор (6)	Якутия	11,68	11,68	CO_2-CO_2	340
23	Дубровинское (8)		-5,30	10,86	CH_4-CO_2	430

Литература

1.*Вимменауэр В.* Изверженные породы и карбонатиты Кайзерштуля // Карбонатиты. М.: Мир. С. 195–215.

А.В.Мигурский[1]

Связь траппового магматизма и тектоники на юге Сибирской платформы

Траппы широко развиты на юге Сибирской платформы и объединяются в три крупные группы, различающиеся по возрасту и морфологии.

Первая из них представлена преимущественно силлами жаровского комплекса позднесилурийско-раннедевонского возраста [8]. Она локализована в отложениях рифея, венда, нижнего палеозоя в северо-восточной части Бай-

[1] Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

кало-Патомского нагорья и прилегающих районов Нюйско-Джербинской и Березовской впадин. Явное преобладание силловых интрузий говорит об их генезисе в условиях тектонического режима сжатия.

Вторая группа траппов, напротив, связана с режимом растяжения. Она сопровождала формирование Вилюйской рифтовой системы и представлена в основном дайками Чаро-Синской, Контайско-Джербинской и Вилюйско-Мархинской разломных зон. Ее возраст – средний-поздний девон [4].

Иногда эти две группы объединяются в единый жаровский комплекс[1]. Однако их разновременность и различие тектонических обстановок показывают несостоятельность этого объединения.

Третья, самая обширная группа траппов включает ангарский, катангский, кузьмовский интрузивные комплексы, входящие в единую формацию пермо-триасового возраста. Эта формация занимает всю северную и западную части рассматриваемой территории. Траппы слагают преимущественно пластовые интрузии и лишь на севере, в междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок в поясе, С.Обручева [9] широко развиты дайки.

Морфология траппов во многом определяется тектоникой вмещающих их структур. Основное количество пластовых интрузий контролируется синеклизами (Присаяно-Енисейской, Курейской). Силлы имеют преимущественно ступенчатое строение со стратиграфическим и гипсометрическим подъемами по мере удаления интрузии от очага внедрения. Одновременно происходит сокращение их мощности. Локальные отклонения в толщинах силлов, скорее всего, связаны с плотностными неоднородностями перекрывающих пород и расчлененностью дневной поверхности периода внедрения магм. Все эти закономерности объяснимы с позиций гидростатического поведения магмы в период ее расплавленного состояния и зависят от распределения палеонапряжений во вмещающих породах.

Анализ морфологии крупных силлов помогает в реконструкции палеорельефа, в уточнении истории развития конкретных тектонических структур. Несмотря на сложности строения пластовых интрузий, следует отметить, что формировались они в условиях преобладания субвертикальной ориентировки главного растягивающего напряжения и, следовательно, при горизонтальном положении главного напряжения сжатия [13].

Пермо-триасовые дайки траппов развиты в основном на Катангской седловине и прилегающих участках Байкитской, Непско-Ботуобинской антеклиз и Присаяно-Енисейской синеклизы. В их строении нет каких-либо преобладающих ориентировок. Дайки чаще характеризуются извилистой или кольцевой формой, имеют протяженность от сотен метров до десятков, редко более ста, километров. Они, видимо, контролировались радиальной и концентрической системами разрывов в районах вулканических построек [10]. Более важное значение для восстановления тектонических напряжений имеют прямолинейные дайки. Северо-восточная ориентировка среднепалеозойских Чаро-Синского, Контайско-Джербинского и Вилюйско-Мархинского

дайковых поясов однозначно указывает на северо-западное направление напряжений растяжения в период формирования Вилюйской рифтовой системы.

Существенный интерес представляют линейные триасовые дайки Могинско-Ленского разрыва. Они трассируются в северо-западном направлении от резкого изгиба р. Лены в районе скв. Паршинская 1 в сторону Верхненюйской площади и затем, слегка отклоняясь к запад-северо-западу, следуют через Верхнечонскую площадь до долины р. Нижней Тунгуски. Рассматриваемые дайки поперечны фронту регионального выклинивания силлов и формировались при ориентировке главного растягивающего напряжения в северо-восточном направлении. Видимо, эти дайки являются отголоском палеонапряжений, существовавших на основной территории Тунгусской синеклизы в пермо-триасе. В этом случае пояс С.Обручева, насыщенный неправильными, извилистыми дайками, представляет собой переходную зону между обстановками тектонического растяжения (Тунгусская синеклиза севернее пояса С.Обручева) и сжатия (более южные районы). Отсюда, траппы внедряются не только при растяжении, как это следует из преобладающих представлений [2,11], но и в условиях сжатия.

Влиянием тектоники на распределение и морфологию траппов не исчерпывается спектр их связей – внедрение магмы влияет на строение осадочных толщ. В частности, с пластовыми интрузиями связаны навешенные (инъективные) дислокации [5], горсты и грабены [11], с вертикальными дайками, трубками взрыва ассоциируют структуры проседания [9, 12]. Кроме того, возможны структурные осложнения, связанные с изостатическим прогибанием нагруженных траппами участков, с опусканием трапповых тел в горизонтах пород пониженной вязкости [6], а также с гравитационным скольжением надинтрузивной толщи по магматическому расплаву, приведшему к развитию линейных дислокаций непского типа [7]. Латеральный срыв надсилловых пород обнаружен и в районах кимберлитового магматизма [3].

Итак, траппы на юге Сибирской платформы образуют три крупные группы, из которых первая (позднесилурийско-раннедевонская) и третья (пермотриасовая) формировались в условиях преобладания тектонического сжатия, а вторая (средне-позднедевонская) – растяжения. Морфология траппов зависит от тектоники осадочного чехла, распределения в нем геостатических напряжений; в свою очередь, они существенно изменяют строение вмещающих пород. Следует также отметить омоложение траппового магматизма по дуге с юго-востока рассматриваемой территории (S_2-D_1) на север (D_{2-3}) и затем на северо-запад (P-T). Это согласуется с концепцией связи траппов с мантийными плюмами и дрейфом Сибирской платформы на север с поворотом по часовой стрелке [2]. Однако масштаб смещения платформы по долготе за силур-триас по положению очагов траппового магматизма должен быть заметно уменьшен.

Литература

1. Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. Масштаб 1:1500000 / Под ред. А.Л.Яншина. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
3. *Крючков А.И., Харькив А.Д., Похиленко Н.П.* Идентификация кимберлитовых тел, подвергнутых динамическому воздействию траппов (на примере системы тел в районе трубки Юбилейная, Якутия) // Геология и геофизика. 1995. № 5. С. 64–73.
4. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
5. *Мельников Н.В., Воробьев В.Н., Ефимов А.О.* Внедрение интрузий долеритов // Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции. М.: Недра, 1977. С. 103–108.
6. *Мигурский А.В.* Возможные тектонические последствия внедрения магматического расплава в осадочный чехол (на примере западной части Сибирской платформы) // Новые данные по тектонике нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1979. С. 51–58.
7. *Мигурский А.В.* Трапповый магматизм и непские дислокации // Тектоника нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 97–103.
8. *Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Палеозойский магматизм // Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С. 194–198.
9. *Оффман П.Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы // Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5–339.
10. *Сапронов Н.Л.* Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы: Сибирская платформа. Новосибирск: Наука, 1986. 104 с.
11. *Старосельцев В.С.* Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 259 с.
12. *Страхов Л.Г.* Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 116 с.
13. *Хиллс Е.Ш.* Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.

Г.А.Мизенс[1]

К геологической истории Урала в среднем палеозое

Существует несколько моделей развития Урала в палеозое, созданных на геодинамической основе (Л.П.Зоненшайн и др., С.Н.Иванов и др., В.Н.Пучков, Р.Г.Язева, В.В.Бочкарев, К.С.Иванов). Все они опираются на актуалистическое сопоставление древних магматических комплексов с современными аналогами и предполагают образование океана на территории Урала в ордовике и закрытие его – в результате коллизии Евро-Американского континента (ЕАК) и Казахстанского континента (КК) в раннем карбоне (по В.Н.Пучкову и К.С.Иванову – в позднем девоне). В большинстве опубликованных схем принимается, что ЕАК представлял собой пассивную окраину,

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

а КК – активную, т.е. предполагается падение палеозон субдукции на восток, под КК. Лишь в схемах Л.П.Зоненшайна с соавторами допускается падение основных зон субдукции на запад, под ЕАК. В новейших моделях (В.Н.Пучков, Р.Г.Язева и В.В.Бочкарев, К.С.Иванов) принимается, что в раннем девоне на восточной окраине океана сформировалось обширное задуговое море – по образцу современной западной окраины Тихого океана, которое исчезло в результате скучивания при коллизии.

Одной из главных осадочных формаций на юге Урала является песчано-глинистая зилаирская серия (D_3-C_1t). Это преимущественно флишевые толщи, мощностью до 2–2,5 км, прослеживающиеся на расстоянии до 500 км по простиранию с шириной выходов до 150 км. Серия распространена как на западном (Зилаирский синклинорий), так и на восточном (Магнитогорская мегазона) склонах Урала. Любая модель развития Урала сталкивается с необходимостью найти место для нее. В настоящее время большинство авторов схем, вслед за Г.А.Смирновым, связывают ее с размывом Восточно-Уральского (Мугоджарского) микроконтинента и причлененных к нему островодужных комплексов, т.е. окраины КК.

Отсюда логично следует вывод В.Н.Пучкова, что закрытие океана произошло уже в начале позднего девона, так как породы зилаирской серии согласно перекрывают край западного – ЕАК. Строение и состав зилаирской серии, однако, противоречат такой трактовке. Данные фациальных исследований показывают, что на Южном Урале она формировалась в двух разных бассейнах: в восточном – в Магнитогорской зоне и западном – на территории Зилаирского синклинория, но сходный вещественный состав предполагает общий источник сноса. Таким источником могла быть только современная антиформа Уралтау (сложенная в разной степени метаморфизованными отложениями нижнего и среднего палеозоя и, возможно, рифея) совместно с магматическими и силицитовыми комплексами Сакмарской зоны.

В результате раскола и раздвижения континентов при раскрытии палеозойского Уральского океана образовалось несколько блоков с континентальной корой – микроконтинентов, в число которых, по-видимому, входил и Уралтау. Уже в конце ордовика к востоку от последнего сформировалась вулканическая островная дуга (Сакмарская) с наклоном зоны субдукции (по Л.П.Зоненшайну и др., В.Н.Пучкову) к востоку. Таким образом, в силуре в пределах Уральского палеоокеана, скорее всего, существовали две зоны субдукции с островными дугами: на востоке (по Р.Г.Язевой и В.В.Бочкареву), и на западе. А позже, в девоне, субдукция продолжалась только на западе, восточную сейсмофокальную зону заблокировал Мугоджарский микроконтинент. В конце силура – начале девона Сакмарская дуга была надвинута на микроконтинент Уралтау. Эта обдукция маркируется олистостромами шандинской свиты (С.В.Руженцев, И.В.Хворова, В.Г.Кори-невский) и другими синхронными ей обломочными комплексами. Предположение К.С.Иванова и В.Н.Пучкова, что блоки известняков в этой свите имеют

платформенное (западное) происхождение, вряд ли справедливо, так как они ассоциируют с полимиктовыми олистостромами.

Рифовые известняки были смещены с поверхности микроконтинента во время шарьирования на него магматических комплексов островной дуги и образований океанического дна. Отсюда вытекает, что кремни, подстилающие шандинские олистостромы, не являются отложениями батиального склона, это фации западного склона и подножия микроконтинента.

В конце D_1 образовалась Ирендыкская островная дуга, которой в геодинамических работах по Уралу обычно придается большое значение. Все авторы палеогеодинамических схем единогласны, что коллизионным швом на юге Урала является зона «Главного глубинного разлома» – зона меланжа между Уралтау и Ирендыкским хребтом, что последняя (остаточная) океаническая кора была поглощена под Ирендыкскую островную дугу. Только одни принимают, что это произошло в начале D_3 (но тогда непонятна роль фаменской дуги), другие – в C_1 (в этом случае фаменская дуга считается более зрелой производной все той же Ирендыкской дуги, с сохранением зоны поглощения под последнюю). Зилаирский флиш, однако, залегает по обе стороны ирендыкских вулканических комплексов. Следовательно, если кордильера Уралтау служила для него областью сноса, океанического пространства между Уралтау и вулканитами Ирендыкского хребта в позднем девоне уже не было.

Однако работами Д.Н.Салихова, Р.Г.Язевой, В.В.Бочкарева и других авторов доказано существование островодужных магматических комплексов фаменского возраста восточнее Ирендыка. Это значит, что позднедевонская островная дуга не могла быть связанной с Ирендыкской, это значит; что к востоку от ирендыкского магматического комплекса существовала другая зона субдукции, существовало океаническое пространство.

Перестройка региона, вероятно, произошла в раннем фране. Интенсивность магматизма среднедевонской (Магнитогорской) островной дуги ослабла, так как система – Ирендыкская-Магнитогорская дуги – столкнулась с аккреционной системой Уралтау и произошел перескок зоны субдукции на восток, в океан. В районе Уралтау начались поднятия, возможно, обусловленные всплыванием затянутого вслед за океанической корой в зону субдукции переднего края микроконтинента. По мнению К.С.Иванова и В.Н.Пучкова высокобарический метаморфизм максютовского комплекса (возраст около 380 млн лет) можно объяснить только затягиванием в зону субдукции. Поднятие было длительным и существенным, о чем свидетельствуют объемы обеих зилаирских серий, формировавшихся за счет размыва кордильеры Уралтау.

В Магнитогорской мегазоне время перестройки маркируется кремнями мукасовского горизонта и перекрывающими их обломочными известняками колтубанской свиты. Кремни осаждались, когда поступление вулканического материала с востока почти прекратилось, а известняки связаны с началом

поднятий на западе. Пирокластический материал в позднем фране–фамене почти не попадал в бассейны, смежные с кордильерой Уралтау, хотя вулканизм этого времени, по Д.Н.Салихову, характеризовался обилием пирокластики. По-видимому, островная дуга была далеко на востоке.

Позднедевонская дуга столкнулась с аккреционным краем пассивного континента (ЕАК) в самом начале карбона. После этого зона субдукции перескочила уже под Казахстанский континент (под Восточно-Уральскую глыбу), где ее, по Р.Г.Язевой, трассирует окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс. В результате последовательного причленения островных дуг, в девоне происходило наращивание пассивной континентальной окраины, а не активной, как принято считать. ЕАК подтягивался к очередной островной дуге, а зона субдукции перемещалась в открытый океан. Сутура Главного Уральского разлома на юге Урала (у восточной границы Уралтау) не является следом зоны субдукции, приводившей к коллизии континентов. Упомянутая зона тектонического меланжа маркирует локальное событие – столкновение микроконтинента с островными дугами – Сакмарской и Ирендыкской. Шов, вдоль которого происходила главная коллизия, нужно искать восточнее, скорее всего, в районе «гранитной оси» Урала. Западная и центральная части современной Магнитогорской мегазоны к началу карбона представляли собой аккреционную окраину ЕАК.

Среднепалеозойскую геодинамическую обстановку в западной части Уральского палеоокеана, по-видимому, можно сравнить с таковой современной восточной и северо-восточной (пассивной) окраины Австралии. Палеозойские Южно-Уральские островные дуги, вероятно, имели некоторое сходство с системой современных дуг (Новобританские, Соломоновы, Новогебридские острова), сформированной на сейсмофокальной плоскости, наклоненной в сторону открытого океана. Между упомянутой зоной субдукции и Австралийским континентом располагаются сейчас два микроконтинента (по В.Е.Хаину и М.Г.Ломизе) – Лорд-Хау и Норфолк, причем северная оконечность микроконтинента Норфолк представлена крупным (60 х 400 км) гористым островом (Новая Каледония), вполне сопоставимым с Уралтау. Аналогом краевого моря между ЕАК и Уралтау является современное Коралловое море. Столкновение северо-западного края Новобританской островной дуги с Новой Гвинеей, приводившее к аккреции пассивной континентальной окраины Австралии, можно сопоставить с наращиванием ЕАК в палеозое. Описанная модель не предполагает существования в девоне на восточной окраине Уральского палеоокеана задугового моря, сравнимого с современными дальневосточными морями.

В.С.Милеев, С.Б.Розанов[1]

Стресс-метаморфические и гидротермальные процессы при покровообразовании в Горном Крыму

1. Большинством исследователей [1–6; и др.] признано, что в строении нижнего комплекса Крымских гор ведущая роль принадлежит покровам, хотя об их возрасте и направлении шарьирования существуют различные мнения. Однако практически никто не разбирал характер структурного выражения зон их сместителей и механизмов образования покровов.

2. В тектонической структуре Горного Крыма выделяются две структурно-фациальные зоны [3,5 и др.]: Горно-Крымская – складчато-чешуйчатого строения и Лозовская зона смятия – зона мегамеланжа со слабым проявлением стресс-метаморфизма. В первой выделяются три структурные единицы: нижняя, сложенная дигитациями, представленными преимущественно таврическим флишем (T_3–J_2); средняя — дигитациями, сложенными обломочно-глинистыми отложениями эскиординской (T_{1-2}– J_2) и вулканитами карадагской (J_2b_2–c?) серий, и верхняя – дигитациями терригенно-карбонатных образований яйлинской серии (J_3t–K_1b).

Авторами рассмотрены формы выражения зон сместителей покровов и надвигов [3–5]. Показано, что зоны сместителей имеют различное выражение.

3. В нижней и средней структурных единицах срывы фиксируются маломощными (10–30 см) зонами стресс-метаморфических образований, в пределах которых пласты алевролитов и песчаников будинируются, а глинистый матрикс аргиллитизируется со слабым проявлением новообразованных серицита и мусковита, что обусловливает серебристый блеск пород на зеркалах скольжения. Аналогичное проявление стресс-метаморфизма отмечено и в Лозовской зоне смятия.

На их контакте местами наблюдается астратиграфический линзовидный горизонт более метаморфизованных высокозрелых кварцевых песчаников с пленочным серицитовым или хлоритовым цементом, а местами – с бесцементными участками с коррозионным конформным и инкорпорационным сочленением зерен. Эти породы являются продуктами флюидокластической промывки пограничной покровной зоны под высоким давлением.

4. Более разнообразно проявлены зоны сместителей в верхней стуктурной единице, где они, помимо брекчирования, милонитизации и субконформной слоистости трещиноватости, часто связаны с флюидокластическими образованиями и формированием жильного гидротермального кальцита.

[1] Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

5. На контактах карбонатных и полимиктовых грубообломочных терригенных дигитаций в карбонатных породах установлены флюидокластические образования (до 3–5 м), сложенные обломками и будинами известняков в матриксе, представленном тонкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с карбонатным цементом – продуктами промывки зоны покрова флюидом, находившемся под высоким давлением. В отдельных случаях отмечены карбонатные флюидокластические дайки мощностью до 150 м и протяженностью до 1400 м.

6. В зонах сместителей покровов выявлены кальцитовые жилы разных типов:

1) мощные (до 80 см) мультислоистые синтаксиальные отрывного типа, в которых каждый слоек шестоватого кальцита (1–10 мм), нормального к границе, в основании "заражен" пелитовым веществом;

2) в отдельных случаях кристаллы этих жил перекристаллизованы в монокристаллы с волнистым погасанием;

3) зоны автокластического меланжа (до 5 м), в которых эллипсоидальные фрагменты пород крыльев разлома соединены пленочным зернистым матриксом – продуктом катаклаза кальцита жил;

4) местами по катаклазированному кальциту развивается микрошестоватый кальцит, ориентированный под углом 5–10° к поверхности срыва;

5) в дальнейшем он часто перекристаллизовывается в крупные (до 6–10 см) шестоватые индивиды, выполняющие всю жилу мощностью 5–10 см.

Местами все эти разновидности кальцита подвергаются катаклазу или перекристаллизации, ведущей к укрупнению зерен. Таким образом выделяются конструктивные (кристаллизация и перекристаллизация) и деструктивные (грануляция и катаклаз) стадии развития кальцита. Первые отвечают этапам образования или обновления покровов, а вторые – незначительным подвижкам на этапах тектонических пауз.

7. Слабая дислоцированность дигитаций аллохтона верхней структурной единицы, наличие флюидокластических конформных разрывам и рвущих тел и гидротермальных образований в зонах покровов свидетельствуют о формировании этих покровов при активной роли флюидов, находившихся под высоким и сверхвысоким пластовым давлением. Аллохтонные пластины перемещались на флюидных подушках практически без трения, что и обусловило их слабую дислоцированность.

Роль флюидов, находящихся под высоким и сверхвысоким давлением, в тектонических деформациях отмечается многими исследователями [7–12; и др.]. При этом А.В.Лукьянов подчеркивает, что "Возникающие сверхлитостатические давления существуют кратковременно, но многократно повторяются" [10, с. 156].

В ряде регионов шарьяжеобразование напрямую связывается с перемещением аллохтонов на флюидных подушках. Л.В.Беляков [7 и др.] отмечает

этот процесс в Южном Каратау, Р.Фуз, Р.Прайс, Р.Шолтен и др. – в Северо-Американских Кордильерах [12 и др.] и во многих других регионах.

Однако роль этого явления и детали его проявления еще недостаточно изучены и требуют дальнейших исследований.

Литература

1. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука. 1982. 112 с.
2. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В.* Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // ДАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 497–500.
3. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В.* Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: Геолфак МГУ. 1997. С. 187–206.
4. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В.* Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 233–235.
5. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В.* Об аллохтоном строении Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Вып. 3. С. 27–33.
6. *Юдин В.В., Герасимов М.Е.* Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С. 16–23.
7. *Беляков Л.В.* О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 20–36.
8. *Буртман В.С.* Геология и механика шарьяжей. М.: Недра. 1973. 104 с.
9. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с.
10. *Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В.* Распределение давления во флюиде, мигрирующем через слоистую толщу: Моделирование // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 137–157.
11. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М. 1993. 194 с.
12. Сила тяжести и тектоника. М: Мир. 1976. 504 с.

Ю.В.Миллер[1]

Полные тектоно-метаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит

Тектонометаморфический цикл (ТМЦ) – совокупность эндогенных процессов, прежде всего метаморфических и дислокационных, отражающих становление (прогрессивная стадия) и затухание (регрессивная стадия) коровых термальных аномалий [1]. Полными называются циклы, начинаю-

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

щиеся со структурных парагенезов послойного течения или покровного (1-я стадия ТМЦ). Главный элемент первого из названных парагенезов – послойная сланцеватость, которая контролирует метаморфическую полосчатость, а в условиях ультраметаморфизма – раннюю (иногда единственную) генерацию мигматитовых жил. К этому парагенезу относятся также складки послойного течения и птигматитовые, будинаж, линейность, структуры вращения и др. Покровный парагенез представлен региональными сместителями, ограничивающими покровы, иногда в сочетании с крупными или гигантскими лежачими изоклиналями. Развивающийся в условиях регионального метаморфизма покровный парагенез включает в качестве органически присущей ему составной части парагенез послойного течения со всеми его элементами. При этом сланцеватость обычно оказывается строго параллельной и слоистости и сместителям, ограничивающим покровы. Такие соотношения структурных парагенезов 1-й стадии ТМЦ отражают их генетическое единство – развитие в условиях больших сдвиговых деформаций, осуществляющихся изначально в плоскостях, близких к слоистости, но не обязательно совпадающих с ней. По-видимому, течение по слоистости всегда оказывается энергетически более выгодным, чем ориентированное под малыми углами к ней, чем и определяется феномен строго послойной сланцеватости деформационного генезиса.

На структуры 1-й стадии накладывается парагенез линейной складчатости, включающий продольные разломы и крутую сланцеватость (2-я стадия ТМЦ). В некоторых циклах со 2-й стадией связан купольный парагенез. Редуцированные циклы – представленные только структурами 2-й стадии – характерны для слабометаморфизованных комплексов. Полные ТМЦ находят логическое объяснение при анализе древних (реконструированных) и современных геодинамических обстановок, связанных с конвергентными границами литосферных плит – коллизией, субдукцией, обдукцией. Во всех этих обстановках структуры 1-й стадии развиваются как результат больших сдвиговых деформаций на границах взаимодействующих литосферных плит. Наглядным примером может служить полный ТМЦ, проявившийся в условиях коллизии между Гондваной и Северной Америкой в провинции Гренвилл, на рубеже 1200 млн лет. Особенно отчетливо полный цикл выражен в верхнепротерозойских супракрустальных образованиях, для которых он выступает как первичный. Структуры первой стадии (послойная сланцеватость, тектонические покровы) развиваются как деформационное выражение области динамического влияния сдвиговой мегазоны, сформировавшейся на контакте между континентальными плитами (рис. 1, по [2] с упрощением).

Аналогичные сдвиговые мегазоны, выражающиеся в парагенезе послойного течения или покровном, развиваются и в условиях субдукционных и обдукционных геодинамических обстановок. Так в ходе мезозойской субдукции океанической коры под Калифорнийскую активную континентальную окраину сформировался полный набор структурных форм 1-й стадии

ТМЦ в породах францисканской формации и смежных комплексах (рис. 2, по [3] с упрощением).

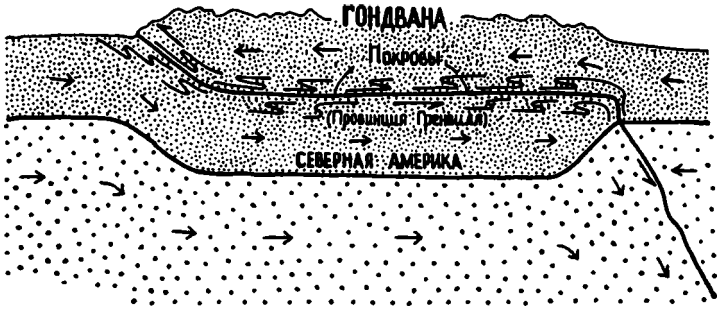


Рис. 1

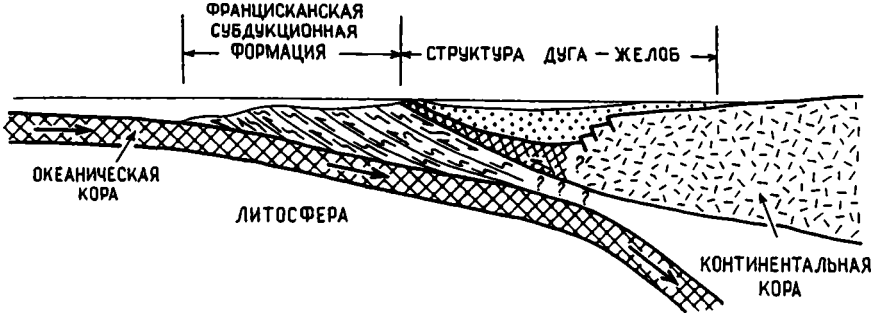


Рис. 2

Вне метаморфического ареала парагенез послойного течения не получает заметного структурного выражения. Поэтому в неметаморфизованных комплексах большинство циклов редуцированные. Исключение составляют такие, в которых структуры 1-й стадии представлены покровами. В этом отношении, образования, испытывающие метаморфическую перекристаллизацию, гораздо более информативны: в них большие сдвиговые деформации всегда получают отчетливое структурное выражение.

Итак, для реализации полных ТМЦ особенно благоприятны два условия: 1) большие сдвиговые деформации в плоскостях, близких к слоистости, и 2) метаморфическая перекристаллизация, обеспечивающая аномально низкую вязкость, и – как результат – развитие парагенеза послойного течения. Оба эти условия соблюдаются в областях проявления термальных аномалий на

конвергентных границах литосферных плит, что находит подтверждение на громадном эмпирическом материале.

Редуцированные циклы не имеют однозначной связи с геодинамическими обстановками определенного типа. В одних случаях они, как и полные ТМЦ, реализуются на конвергентных границах плит, но на верхних уровнях складчатого сооружения – в условиях низкого метаморфизма или вне метаморфизма; в других – в условиях внутриплитных дислокаций, не сопровождающихся значительными горизонтальными движениями. Связь полных ТМЦ с конвергентными границами литосферных плит открывает широкие возможности для геодинамического анализа областей развития регионального метаморфизма. Тем более, что для такого анализа в простейшем случае (моноциклическое развитие) требуется элементарная структурная информация. Гораздо большие трудности обычно связаны с расшифровкой дициклических и полициклических комплексов, которые представляют особый интерес, поскольку несут информацию о неоднократном взаимодействии плит. Немаловажно и другое: полные и редуцированные ТМЦ, в том числе высокотемпературные, уверенно расшифровываются в раннем докембрии, в частности – в архее. Это может свидетельствовать (даже в отрыве от прочей информации) о включении механики литосферных плит и существовании связанной с ней латеральной тектонической неоднородности, уже на ранней стадии геологического развития Земли.

Литература

1. *Миллер Ю.В.* Анализ метаморфических комплексов с позиции концепции тектонометаморфических циклов // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 352–370.

2. *Seyfert C.K.* Paleomagnetic evidence in support of a Middle Proterozoic (Helikien) collision between North America and Gondwanaland as a cause of the metamorphism and deformation in the Adirondacks // Geol. Soc. America Bul. (Part 1). 1980. Vol. 91. P. 118–120.

3. *Dickinson W.K., Ingersoll R.D., Cowan D.S.* et al. Provenance of Franciscan graywackes in coastal California // Geol. Soc. America Bul. Vol. 93. P. 95–107.

М.В.Минц[1]

Тектоника плит: базовые модели, эволюция от раннего архея до фанерозоя

В общем виде **базовые модели тектоники плит** могут быть сформулированы следующим образом.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

1. Земля концентрически расслоена и состоит из металлического ядра и силикатной оболочки. Силикатная оболочка, в первом приближении, образована внешней тектоносферой и подтектоносферной мантией. Тектоносфера включает относительно жесткую и вязкую литосферу, которая подстилается астеносферой, отличающейся существенно пониженной вязкостью.

2. Источником энергии тектонических процессов является непрерывно созидаемое глубинное тепло планеты, независимо от природы его составляющих.

3. Главным механизмом, управляющим движениями планетного вещества, являются конвекция – плотностная (тепловая) и/или химико-плотностная, определяющая циркуляцию вещества и перенос глубинного тепла к поверхности планеты. Перепад температур обеспечивается разогревом недр и низкой температурой поверхности Земли, определяемой космическими причинами и диссипацией глубинного тепла через внешние оболочки планеты – гидросферу и атмосферу.

4. Тектонические процессы в жесткой холодной литосфере являются следствием вовлечения некоторых из ее сегментов в конвективные перемещения пластичного вещества горячей подлитосферной мантии.

5. По особенностям участия в конвекции выделены два типа литосферных сегментов (плит): сегменты первого (симатического, или океанического) типа характеризуются знакопеременной плавучестью, сегменты второго (сиалического, или континентального) типа – постоянной положительной плавучестью относительно подлитосферной мантии.

Участием океанических плит в конвекции определяется их эмерджентный (временный) характер: они возникают и наращиваются за счет дифференциации и охлаждения мантийного вещества в восходящих горячих струях, перемещаются вдоль поверхности планеты от места выхода восходящей струи, теряя плавучесть по мере охлаждения, затем вовлекаются в погружающиеся потоки мантийного вещества и постепенно вновь разогреваются, частично гомогенезируясь в мантии. Наращивание континентальной литосферы связано с повторным плавлением пород погружающейся в мантию гидратированной океанической литосферы и перекрывающего мантийного клина и с переносом в континентальную кору части вещества погружающейся плиты флюидными потоками, формирующимися в результате ее дегидратации (дефлюидизации). Поэтому *для функционирования тектоники плит необходимо существование гидросферы, чем определяется возможность гидратации пород океанической литосферы.*

Геодинамическая модель тектоники плит *характеризует как современное, так и прошлое и будущее состояние Земли при условии соответствия этого состояния базовым моделям. Необратимый характер вещественной эволюции литосферы и глубинных оболочек Земли определяется перманентным ростом континентальных плит. Эволюцию глобальных гео-*

динамических и тектонических процессов в истории Земли в определенном смысле можно рассматривать как эволюцию тектоники плит.

Модель архейской геодинамической эволюции [1]. Мафический и сиалический сегменты архейской коры существовали уже около 4.0 млрд лет назад; к 3.8 млрд лет некоторые из древнейших континентальных "ядер" приобрели достаточные размеры, чтобы, не вовлекаясь в повторный рециклинг, сохраниться на поверхности Земли. Рост гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) архейских континентов, по крайней мере с 3.5 млрд лет, осуществлялся за счет аккреции ювенильных террейнов океанического и островодужного типов к активным окраинам формировавшихся континентов. Процессы объединения континентов сопровождались обдукцией террейнов на их активные и пассивные окраины.

Первоначально архейские континенты имели ограниченные размеры (менее 0.5 млн км^2) и постепенно наращивались в результате эволюции тектоноплитного типа. Древнейшие «миниконтиненты» практически в полном объеме участвовали в субдукционных и коллизионных процессах. К 3.3–3.0 млрд лет мощность килевидной континентальной литосферы достигала 150–200 км. Продолжительность формирования отдельных раннеархейских комплексов не превышала 100 млн лет при том, что общая продолжительность эволюции соответствующих кратонов достигала 800 млн лет. Скорость аккреции несколько возросла к концу архея. Вероятно, замедленный темп эволюции был связан с ограниченным количеством континентов в раннем архее, вследствие чего, вновь сформированные террейны в течение длительного времени не встречали подходящего "причала" [5]. Архейская эволюция (текто-ника миниплит [1, 3]) завершилась последовательной взаимной аккрецией (общей коллизией) континентальных масс и формированием Пангеи-0 [4], которая фактически была уже полным аналогом современных континентов.

Модель раннепротерозойской геодинамической эволюции. Раннепротерозойская эволюция Пангеи-0, сформированной к концу архея, началась с глобально проявленного рифтогенеза около 2.5 млрд лет назад и завершилась всеобщим сжатием – формированием коллизионных орогенов во внутренних областях и аккреционных орогенов вдоль окраин обновленного суперконтинента (Пангеи-1) примерно 1.7 млрд лет назад. В рамках этого мегацикла устанавливаются три последовательных цикла растяжения–сжатия, также имевших глобальное распространение, однако проявленных в разных регионах с различной интенсивностью. Каждый цикл может рассматриваться как неудавшаяся "попытка" разрыва суперконтинента. Эволюция внутренних областей, характеризовавшаяся ограниченным развитием процессов спрединга и субдукции, сопровождалась отсутствием субдукции вдоль окраин Пангеи в течение длительного периода с 2.5 до 1.9 млрд лет. Предполагается, что в раннем протерозое (как и в предшествующие и в последующие периоды) сброс глубинного тепла осуществлялся преимущественно через систему срединно-океанических хребтов. По-видимому, в этот

период интенсивное рециклирование океанической литосферы протекало в пределах океанических пространств, не сопровождаясь субдукционным известково-щелочным магматизмом [4, 5].

Аналогичный раннепротерозойскому тип эволюции был характерен и для позднепротерозойского этапа [4,5]. Протерозойская эволюция в целом (исключая венд), характеризовавшаяся частичной деструкцией суперконтинента и формированием внутриконтинентальных микроокеанов, может быть названа "тектоникой микроокеанов" [6].

Границами "архей-протерозой" и "рифей-венд" отмечены коренные изменения в стиле тектоники плит. Тектоника архейских "миниплит" предполагает мелкоячеистую структуру конвекции в высокопрогретой архейской мантии [2]. Разрушение этой конвективной системы и ее преобразование в одноячейковую зафиксировано формированием Пангеи-0 к концу архея. Следующие 2 млрд лет были свидетелями "безуспешных попыток" возрождения системы конвективных ячей, завершившихся воссозданием так и не разрушенной полностью Пангеи. Тектонический режим раннего протерозоя–рифея, хотя и "вписывается" в модель тектоники плит, но обладает не меньшим своеобразием, чем предшествующий режим архея. Появление первого суперконтинента, бронировавшего значительную часть земной поверхности, определило специфику и продолжительность перестройки конвективной системы в подстилающей мантии. Начиная с венда, тектоника плит приобрела современный характер.

Архейская "тектоника миниплит" и фанерозойская тектоники плит имеют общие черты, отличающие их от раннепротерозойской "тектоники микроокеанов" (множественность орогенных поясов, широкое распространение и длительная эволюция аккреционных поясов). В свою очередь, сходство раннепротерозойской "тектоники микроокеанов" и фанерозойской тектоники плит определяется широким развитием внутриконтинентальных процессов, за редкими исключениями не свойственных архею в силу малых размеров архейских "континентов". Эти соотношения получили адекватное отражение в эволюции металлогенической продуктивности тектонических процессов.

Литература

1. *Минц М.В.* Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3–20 (в печати).
2. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Природа тектонической активности земли. М.: ВИНИТИ, 1993. 292 с. (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли; Т. 12).
3. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
4. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра. 1988. 382 с.
5. *Condie K.C.* Greenstones through time // Archean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 85–120.
6. *Mints M.V.* The correlation between the Palaeoproterozic orogens and granulite belts in the Baltic Shield and North America craton: A suggested model of Palaeoproterozoic plate-tectonics // Gondwana Reserch, 1998. Vol. 1, № 2. P. 235–246.

Оглавление

Программа 3

Авдейко Г.П., Волынец О.Н.†, Егоров Ю.О. Вулкано-тектоническое районирование и геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы 20

Авдейко Г.П., Широков В.А., Егоров Ю.О., Палуева А.А. Особенности взаимодействия Тихоокеанской и Евразиатской литосферных плит в районе Камчатки по сейсмологическим данным 24

Авсюк Ю.Н., Александров С.И., Галкин И.Н., Гамбурцев А.Г., Олейник О.В. Сопоставление современных тектонических и других природных и социальных процессов. Атласы временных вариаций 28

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А. Геодинамическая природа вендского и девонского магматизма юга Восточно-Европейского кратона 31

Аксаментова Н.В. Раннепротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности магматизма и геоструктурная позиция 35

Андреев С.И., Петухов С.И., Ловчикова Т.Л. Геодинамика Мирового океана 38

Апрелков С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В. Структура Уннейваямского вулканического поля юга Корякского нагорья и особенности размещения оруденения по геофизическим данным 39

Апрелков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. О единстве структурно-вещественных систем Камчатки и Корякского нагорья 41

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Глазнев В.Н. Палеозойская тектономагматическая активизация северо-восточной части Балтийского щита: оценка геодинамической природы 45

Артюшков Е.В. Размягчение континентальной литосферы, его возможные причины и следствия 47

Архипова А.А., Найденков И.В. Геодинамические обстановки в раннем докембрии западной Беларуси (по данным изучения гранитоидов) 51

Бабарина И.И. Стадии формирования раннепротерозойской коллизионной структуры Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита 54

Бакиров А.Б., Сакиев К.С., Укудеев Т.У., Ивлева Е.А. Магматизм и метаморфизм в геодинамической эволюции Тянь-Шаня 58

Балашов Ю.А. Динамика развития системы метеориты–Луна–Земля 60

Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины 63

Баскина В.А. Раннеорогенные андезиты Сихотэ-Алиня – неоднозначность палеотектонических интерпретаций 67

Баскина В.А. Активность рифтогенных геосинклиналей Приморья в позднем мелу – палеогене 69

Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Использование геохимических особенностей карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского палеомикроконтинента в решении геодинамических задач 71

Белоусов В.И. Металлогеническая гектоностратиграфия Алая и других покровно-складчатых сооружений: новое направление в металлогении с позиций геодинамики 74
Бембинова Е.Ю. Количественный анализ внутриплитных вертикальных движений (на примере Московской синеклизы) 78
Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимические свидетельства коллизионной природы высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня 81
Беэр М.А., Щукин Ю.К. Глубинное строение и геодинамика периферии Восточно-Европейской платформы 84
Бобров А.М. Вязкие напряжения на окраинах движущегося континента 87
Божко Н.А. Тектоника и магматизм кратона Зимбабве в позднем архее 88
Болотов С.Н. Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины 90
Борняков С.А. Механизм сегментации разломов и их фрактальные свойства (по результатам физического моделирования) 92
Бочкарев В.С. Тектоника и магматизм синорогенных, эпиогенных и дейтероорогенных рифтовых систем 97
Брежнев В.Д. Среднеазиатский сегмент Прототетиса: геодинамика и геохронология этапов тектонической эволюции 100
Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П., Мишульский М.И. Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна 103
Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Красивская И.С., Симон А.К. Новейший вулканизм Транскавказского поперечного поднятия в связи с его геодинамикой 106
Буслов М.М. Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана и палеотектоника Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатой областей 108
Вадковский В.Н. Является ли движение континентов броуновским? 111
Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов 114
Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Присдвиговый метаморфизм в зоне краевого шва Сибирского кратона 117
Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Костенко Н.П., Мострюков А.О., Никольская Н.Е., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье) 121
Васильева Т.И. Становление континентальной коры в Северном Приладожье в раннем протерозое 123
Ващилов Ю.Я. Закономерность в сочетании слоев и плотностных неоднородностей литосферы в форме блоков (террейнов, плит) и ее геолого-геофизическое значение 125
Вержбицкий В.Е., Левченко О.В. Особенности структуры зоны внутриплитных деформаций океанической литосферы на севере Центральной котловины Индийского океана по данным детального структурного картирования 128
Вигинский В.А. Тектонофациальный анализ – универсальный метод картирования деформаций осадочных комплексов 131
Вигинский В.А. Два типа орогенов – два типа реализации коллизионных процессов в зонах конвергенции плит 135
Войнова В.И., Приходько В.С. Вулканиты в акреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) 139

Волобуев М.И. Доархейский этап формирования литосферы Земли: чтение изотопного кода 141
Волобуев М.И. Изотопные ограничения геодинамической природы мантийного резервуара вулканитов горячих точек океана 144
Володин И.А., Гуфельд И.Л. Автосолитоны во флюидогеодинамике 147
Волошин А.В. Разрывные парагенезисы в магматогенных структурах центрального типа Закарпатья 150
Вотах О.А., Деев Е.В., Левчук М.А. Геодинамика фациального и формационного состава тектонических единиц земной коры 152
Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Петрогенетическая модель магматитов Дзирульского кристаллического массива в свете тектонической расслоенности земной коры 156
Гатинский Ю.Г. Щелочный магматизм и редкометальное-редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники 159
Гельман М.Л. Позднемезозойские пояса гранитных батолитов и регионального метаморфизма на Северо-Востоке Азии: тектонические и геодинамические обстановки формирования 162
Гельман М.Л. О чем рассказывают дискриминантные и другие петрохимические диаграммы: критика узнавания геодинамических образов 166
Генералова Л.В., Гнилко О.М. К вопросу об обдукции офиолитовых аллохтонов (на примере Северо-Восточной Ферганы и Украинских Карпат) 169
Гесь М.Д. Два эпизода субдукции – два типа островодужных систем каледонид Тянь-Шаня 171
Гиоргобиани Т.В. Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа 174
Гиоргобиани Т.В. Шолевая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья 178
Гитис В.Г., Ермаков Б.В. Информационные технологии комплексного анализа пространственно-временных геолого-геофизических данных 182
Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В. Раннедокембрийские офиолиты в структуре Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы 185
Глебовицкий В.А. Коллизионные орогены архея и палеопротерозоя и эволюция их метаморфизма 188
Глуховский М.З., Моралев В.М. Эволюция тектонических условий проявления анортозитового магматизма Алданского щита 191
Голубев В.М. Парадигма актуальной геодинамики 194
Голубев В.М. Астеносферная субдукция и океанизация 197
Голубева И.И. Структуры «циркульных глыб» и кислый эксплозивный магматизм на Полярном Урале 200
Гоникберг В.Е. Агардагская зона Юго-Восточной Тувы – вулканиты и ассоциирующие породы как показатели эволюции палеотектонических обстановок 202
Гоникберг В.Е. Орогенный гранитоидный магматизм в тектонической эволюции северо-западной окраины Сангиленского сиалического массива Тувы 205
Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – снова к тектонике Вегенера? 208
Гордиенко И.В. Структурно-магматическая зональность средне-позднепалеозойских и мезозойских вулканоплутонических поясов на активных континентальных окраинах складчатого обрамления юга Сибирской платформы, ее геодинамическая интерпретация 212

Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Перколяционные кластеры как главный структурный мотив литосферы 215
Грачев А.Ф. Мантийные плюмы, рифтогенез и геодинамика 218
Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. Раннеюрский базальтовый вулканизм Альпийского пояса и геодинамические обстановки его формирования (на примере Малого Кавказа и других регионов) 224
Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Новый квантовый подход к теории очага землетрясения 226
Гусев Е.А. К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины 229
Демин Ю.И., Промыслова М.Ю. Взаимосвязь тектоники, теплового режима, кислого магматизма и связанного с ним оруденения Юго-Западного Алтая по данным численного моделирования на ЭВМ 232
Демина Л.И., Короновский Н.В. Геодинамические следствия процессов гидратации-дегидратации в земной коре 235
Дибнер В.Д. Ведущая роль астеносферных линз в геодинамике платформенной земной коры 238
Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Введение в квантовую геодинамику 241
Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых дислокаций 245
Егоров А.С., Зотова И.Ф., Чистяков Д.Н., Костюченко С.Л. Глубинное строение и эволюция литосферы по геотраверсу Рубцовск – мыс Невельского 248
Емец А.В., Гайдучок В.В. Геодинамика территории Крымского полуострова в мезозойское время 252
Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Роль эклогитов в формировании структур активной континентальной окраины 255
Жуланова И.Л. К методологии исследования взаимосвязи петрогенетических и тектонических процессов (о предпосылках создания геосинергетики) 260
Захаров В.С. Моделирование теплового режима коллизионной зоны 263
Захаров О.А., Захарова А.А. Геодинамика и метаморфизм зоны Уралтау (Южный Урал) 266
Иванов А.И. Поле напряжений на поверхности и в теле вулканического конуса 269
Иванов К.С., Быковская Е.А., Федорова Н.В., Бикбаев А.З. К тектонике Западно-Уральской мегазоны 273
Иванов К.С. Палеогеодинамика Урала 275
Изосов Л.А. Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива 278
Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К., Макки К. Спорные моменты в выделении Момского рифта (Северо-Восток России) 281
Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Сурнин А.А. Сейсмоактивные сдвиги – генераторы современных впадин pull-apart на Северо-Востоке Азии 283
Каретин Ю.С. Вулканизм и тектогенез палеозоид Уральского подвижного пояса – эквиваленты процессов в активных континентальных окраинах 285
Каретин Ю.С. Петрохимический способ приближенных оценок глубин магмогенерации базальтов разных геодинамических обстановок 289
Карякин Ю.В. Геохимические особенности и происхождение вулканических толщ группы Диаризос, комплекс Мамония (о.Кипр) 292
Клавдиева Н.В. Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемеловое – кайнозойское время 300

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные 302
Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные 306
Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Предовский А.А., Иванов А.А. Геодинамические обстановки докембрия и фанерозоя – методы реконструкции и сопоставления 308
Коновалов Ю.И. Геохимия базальтов и геодинамика глубоководных котловин Японского моря 312
Константиновская Е.А. Роль структуры континентальной окраины в геодинамике коллизии дуга–континент 315
Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Признаки существования допалеозойской олистостромы в метаморфитах Урала 318
Короновский Н.В., Демина Л.И., Симонов Д.А., Сидерис К., Кирякопулос К., Маганос А. Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса 321
Коротаев М.В., Ершов А.В. Осадочные бассейны с океанической корой в обстановке сжатия – моделирование погружения Южного Каспия, Черного и Баренцева морей 325
Костенко Н.П., Панина Л.В., Брянцева Г.В. Структурно-геоморфологическая приуроченность действующих и плейстоценовых вулканов 327
Кочемасов Г.Г. Волновая планетарная тектоника Земли и особенности вызванного ею магматизма 329
Кравченко С.М. Особенности магматизма и металлогении древних платформ как следствие плюм- или плейт-тектоники 333
Крылов К.А. Корреляция геологических событий позднего мезозоя Кипра, палинспастические реконструкции и уточнение геодинамической природы офиолитов Троодоса (Кипр) 334
Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. Мантийные процессы и новейший орогенез Алтае-Саянской области 338
Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З. Об ордовикском возрасте и анорогенной природе палеозойских гранитов в эпирифейском Тувино-Монгольском микроконтиненте 340
Кулаковский А.Л. Некоторые аспекты связи метасоматоза и тектогенеза 343
Куликова В.В., Куликов В.С. Докембрийский палеорифтогенез Фенноскандии 347
Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. Геодинамическая природа зональности и сегментированности девонского вулканического пояса Центрального Казахстана 351
Левицкий В.И. Типизация и принципы выделения структурных элементов континентальной коры 354
Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н. Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники 357

Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники 362
Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г. Хемостратиграфия карбонатных толщ как дополнительный метод решения геодинамических задач (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) 365
Литасов К.Д., Иванов А.В., Мальковец В.Г. Источники обогащения рифтовых вулканитов несовместимыми элементами по данным изучения ксенолитов из базальтов Восточного Забайкалья 368
Литасов К.Д., Литасов Ю.Л., Шарыгин В.В. Сравнение мантийных ксенолитов из базальтов осевой и окраинной частей Байкальской рифтовой системы 371
Лобковский Л.И., Котелкин В.Д., Волож Ю.А. Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли 374
Лукьянов А.В. Нисходящее движение магм (к вопросу о миграции геофизических границ в толще литосферы) 377
Лучицкая М.В. Гранитоидный интрузивный магматизм южной части п-ова Тайгонос как показатель становления структуры 379
Лялина Л.М. Микровключения кварца (Рамановская спектроскопия) в минералах Лапландского гранулитового пояса 381
Макаренко Г.Ф. Глобальная структурная симметрия Земли и тепловые линзы под покровными базальтами 384
Макаров В.П. О геотектонической позиции и об экзогенном источнике вещества карбонатитов (по изотопно-геохимическим данным) 387
Мигурский А.В. Связь траппового магматизма и тектоники на юге Сибирской платформы 390
Мизенс Г.А. К геологической истории Урала в среднем палеозое 393
Милеев В.С., Розанов С.Б. Стресс-метаморфические и гидротермальные процессы при покровообразовании в Горном Крыму 397
Миллер Ю.В. Полные тектоно-метаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит 399
Минц М.В. Тектоника плит: базовые модели, эволюция от раннего архея до фанерозоя 402

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Материалы XXXII Тектонического совещания
Том I

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Редактор И.М.Ерофеева
Художник О.В.Кураленко

Подписано к печати 05.01.1999 г.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 65 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 25,75. Уч.-изд. л. 28,0.
Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 570с , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43