

Т

Содержание:

Тараканов Р.З. О ПРИРОДЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ	1840
Тараканов Р.З. ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (MLN) ДЛЯ РАЗНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА	1843
Тверитинова Т.Ю. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ	1847
Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. СВИДЕТЕЛЬСТВА ВРАЩЕНИЯ СТРУКТУР И ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ	1850
Терехов Е.Н., Балувев А.С. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОСТСКЛАДЧАТОГО МАГМАТИЗМА (1.85-1.7 млрд. лет) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	1855
Терехов Е.П., Можеровский А.В. РАЗЛИЧНЫЙ «МАФИЧЕСКИЙ» И «СИАЛИЧЕСКИЙ» СОСТАВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ - НОВАЯ ПРОБЛЕМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВНЕШНЕЙ ДУГИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ	1861
Тимонин Н.И. ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАГМАТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА	1863
Тимонин Н.И., Юдин В.В. СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ АНСАМБЛЕЙ (на примере Пайхойской складчатой области)	1866
Тихомиров П.Л., Правикова Н.В. ВОЗРАСТ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ПЕРВЫЕ SHRIMP U-PB ДАТЫ ПО ЦИРКОНАМ	1871
Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Дегтярев К. Е., Никитина О.И. СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО -КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ ТОЛЩИ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА И ГОР КЕНДЫКТАС (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ	1875
Травин В.В., Козлова Н.Е. МЕЗОТЕКТОНИКА КАТАЗОНЫ: УНИВЕРСАЛЬНЫ ЛИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР?	1881
Троицкий В.И. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-ПАЛЕОГЕНОВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВНУТРЕННИХ ВПАДИН ТЯНЬШАНЯ	1883
Трофимов В.А., Постников А.В., Богданова С.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ГЕОТРАВЕРСУ «ТАТСЕЙС»)	1889
Трубицын А.П. МОДЕЛЬ УТОЛЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНОВ	1892
Турикешев Г. Т.-Г., Осетров К.А. О СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ	1896

Троицкий В.И. ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕНА И ПАЛЕОТЕТИСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ	1899
Троицкий В.И. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРЕССОВЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В СТРУКТУРАХ ТУРАНСКОЙ НЕОПЛАТФОРМЫ И ПОСТПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА ТЯНЬШАНЯ	1905

О ПРИРОДЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Тараканов Р.З.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
(seismol@imgg.ru)*

Сейсмофокальные зоны являются активными структурами области перехода от континента к океану, которые определяют процессы формирования и развития системы островных дуг, а также размещение гипоцентров землетрясений, очагов магмообразования и металлогенических провинций.

Глубинные разломы, располагаясь в пределах сейсмофокальной зоны, могут играть важнейшую роль в тектонической жизни Земли, в том числе и переходной зоны.

В 1945 г. А.В. Пейве [5] впервые ввел понятие сверхглубинных разломов, под которыми подразумевались крупные нарушения в земной коре и верхней мантии. Распространяясь на большую глубину они могли контролировать рудопроявление и магматизм. Эти разломы имеют значительную протяженность и длительную историю развития. Наличие и важность сверхглубинных и долго живущих разломов в тектонической жизни регионов отмечал также Н.С. Шатский [8]. Эти идеи в дальнейшем получили широкое распространение, причем подчеркивалась их определяющая роль по сравнению с поверхностными разломами

В.В. Белоусов [1] считал, что в переходных зонах Тихоокеанского типа контактируют мантии континента и океана с разными температурами. Температурному контрасту должен соответствовать контраст плотностной. Верхняя мантия переходной зоны является в целом разуплотненной по отношению к верхней мантии открытого океана с относительно древней корой. Верхняя мантия океана нагрета достаточно, чтобы сохранить способность к пластическому течению под влиянием длительных нагрузок. Поэтому следует ожидать подтекание относительно тяжелой мантии океана под более легкую мантию

переходной зоны, которая одновременно растекается вверх подтекающей тяжелой мантии. Отсюда по мнению В.В. Белоусова наклон зоны Беньофа, являющейся контактом между мантиями разной плотности. Глубина зоны Беньофа определяется глубиной проникновения плотностных контрастов.

Такой механизм формирования сейсмофокальной зоны нам кажется маловероятным, так как с помощью его невозможно образовать прочную высокоскоростную зону до больших глубин (650 км и более).

Т.К. Злобин [3] высказывает другую точку зрения на природу сейсмофокальной зоны. Согласно исследованиям с помощью метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), а также глубинным сейсмическим зондированиям (ГСЗ) со специальными взрывами внутренняя структура земной коры и верхней мантии является слоистой и неоднородной. Так, по данным работ МОВЗ и ГСЗ в районе Курильской сейсмофокальной зоны до глубин 150-200 км выделено около 8 сейсмических разделов. По мнению Т.К. Злобина динамика процессов, происходящих в недрах Земли, приводит к смещению глубинных масс вещества. При этом в земной коре и верхней мантии происходит перемещение слоев и блоков как по вертикали, так и по горизонтали.

Т.К. Злобин ошибочно предполагает, что на границе Азиатского континента и Тихого океана с древних времен истории Земли был заложен сверхглубинный близвертикальный разлом. Наблюдаемое в настоящее время наклонное положение сейсмофокальной зоны является, по мнению Т.К. Злобина, следствием эволюции этой структуры и последующего изменения его наклона.

Эта точка зрения на природу сейсмофокальной зоны кажется нам также

маловероятной, так как неизвестны механизмы, которые могут перемещать блоки от границы вертикального разлома, в заданной строгой последовательности до образования наклонного слоя под углом, близким к 45° .

Фантастическую схему образования сейсмофокальной зоны предложил Б.А. Казанский [4]. Его идея состоит в том, что зона Пангея (с континентальной корой) слилась с Панталассой (покрытой четырехкилометровым слоем воды). В результате этого было погребено около 110 млн. км² докембрийской континентальной коры Пангеи. Область слияния первоначально проходила по диаметральной плоскости, разделявшей континентальное и океаническое полушария Земли. Впоследствии эта область раздробилась на фрагменты, соответствующие современным сейсмофокальным зонам Беньофа, и приобрела наклон при надвигании континентальных блоков литосферы на океанические. Точка зрения Б.А. Казанского на природу сейсмофокальной зоны представляется нам совершенно необоснованной, формально механистической и, по-видимому, не может быть принята в качестве рабочей гипотезы.

Аналогичную точку зрения на возможную природу сейсмической активности в пределах сейсмофокальной зоны высказывает А.В. Дулин [2]. Автор считает, что причиной образования глубинных и сверхглубинных разломов являются плотностные неоднородности сейсмофокальной зоны. На приведенных автором поперечных разрезах для Курильскогорегииона в большом интервале глубин отмечаются контакты областей с разными знаками аномалий плотности, в пределах которых наиболее вероятно появление нарушений сплошности среды. Этот эффект может быть также причиной уменьшения объема вещества в результате глубинного метаморфизма, которое достигает несколько десятков километров.

Несмотря на некоторые успехи теории плитовой тектоники в объяснении отдельных геофизических особенностей,

имеется еще много факторов, которые не могут быть объяснены с этих позиций. Кажется нелогичным приписывать все особенности сейсмофокальной зоны внедренной литосферной плите. В последнее время появилось много статей, которые основываясь на новых геофизических данных бурения критикуют механистические постулаты плитовой тектоники.

Анализируя объяснения разных ученых о природе сейсмофокальной зоны, мы попытались найти более простой, и как нам кажется, логический механизм образования и функционирования сейсмофокальной зоны. Решение задачи о природе сейсмофокальной зоны основывается нами на тектоническом факте из теории дислокаций [9]: если на систему действуют близгоризонтальные силы сжатия и близвертикальные силы растяжения, то максимальные касательные напряжения располагаются в двух взаимноперпендикулярных плоскостях, наклонных к действующим силам под углом 45° . Одной из таких плоскостей и может являться сейсмофокальная зона. Именно в таких геодинамических условиях находится рассматриваемая нами зона перехода от континента к океану.

Оригинальность данной работы заключается, по нашему мнению, в новой тектонофизической трактовке природы сейсмофокальной зоны. Предполагается, что она находится в постоянном поле максимальных касательных напряжений, а следовательно, является постоянным «энергетическим каналом», питающим тектонические процессы в переходной зоне.

Подтверждением нашей идеи о природе сейсмофокальной зоны может свидетельствовать статистический анализ наклонов сейсмофокальных зон для всего Тихоокеанского кольца, причем установлено, что максимум гистограммы распределения углов наклона сейсмофокальных зон тяготеет к значениям $43-45^\circ$.

Подтверждением нашей идеи могут служить также томографические изображения, из которых отчетливо

видно, что высокоскоростные зоны проявляются и в нижней мантии до глубин 1100-1200 км. И что самое интересное - они, как правило, являются прямым геометрическим продолжением наклона соответствующих сейсмофокальных зон, представленных, по-видимому, системой сверхглубинных разломов [10].

Верхняя мантия в области перехода от континента к океану имеет сложное слоистое строение [7]. Это отчетливо видно на кривой распределения предельных магнитуд землетрясений с глубиной. В интервале глубин 0-500 км отмечается 4 минимума кривой, соответствующих слоям пониженной прочности. Было показано, что эти слои являются и астеносферными слоями пониженной скорости. Все эти особенности отмечены в пределах сейсмофокальной зоны, которая является динамичной системой глубинных разломов. И.Г. Симбиревой с соавторами [6] показано, что сейсмофокальная зона в районе Южных и Северных Курил характеризуется также сложной системой напряжений.

Как уже отмечалось, сейсмофокальная зона, характеризующаяся сложным слоистым строением, имеет постоянную энергетическую «подпитку» за счет сверхглубинных разломов находящихся в зоне максимальных касательных напряжений и возможно неравномерного ротационного режима нашей планеты. Весьма примечательно, что Курило-Камчатская островная дуга и вулканические цепи, располагаются над областью пересечения астеносферного слоя (на глубине 120-150 км) сейсмофокальной зоной. Аналогичная область пересечения с сейсмофокальной зоной наблюдается и под Охотской котловиной, где отмечена область частичного плавления.

В слоях повышенной скорости энергия тектонических процессов будет постоянно накапливаться и может достичь

предельных значений, которые приведут к подвижке отдельных блоков, т.е. к землетрясению. А в астеносферных слоях пониженной скорости (пониженной вязкости) эта энергия может релаксировать, повышая температуру слоя и, в конечном счете, вместе с подвижными флюидами может приводить отдельные его участки до состояния частичного плавления

Литература

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М, Недра
2. Дулин А.В. Механизм развития геосинклиналей. Смоленск. 2002. Изд-во «Универсум». 60 с.
3. Злобин Т.К. Природа наклона сейсмофокальных зон Беньофа и вероятный механизм их образования // Докл СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 689-691.
4. Казанский Б.А. Природа сейсмофокальных зон на периферии Тихого океана с позиций геодинамической модели // Сейсмичность и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. Владивосток. 1982. С. 26-27.
5. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. №5. С. 23-46.
6. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородность поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным // Геол и геофиз. – 1976, № 1. С.70-85.
7. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969. С. 137-149.
8. Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР, Сер. Геол. - 1946, №4. -С. 5-23.
9. Хирт Дж., Лоте И. Теория дислокаций. М.: Атомиздат, 1972. 600 с.
10. Gorbатов A. Signature of remnant seabs in the Noorth Pacific from P-wave tomography /A. Gorbатов, S. Widiyantoro, Y. Fukao, E. Gordeev // Geophys. J. Int. – 2000. – Vol. 142, № 1. P. 27-36

ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (MLH) ДЛЯ РАЗНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Тараканов Р.З.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
(seismol@imgg.ru)

С этой целью применено 5 независимых методов.

1. Оценка M_{max} по размерам очага землетрясения и максимальных высот цунами [3].

Размеры очага землетрясения, особенно для таких регионов, как Япония и Курило-Камчатский, гипоцентральные зоны которых расположены под водными толщами, определяются в основном по косвенным признакам. В качестве линейных и площадных характеристик очага приняты в данном методе размеры областей его проявления в виде афтершоков и максимальных высот цунами.

При построении эмпирической зависимости $lg(L, W) = f(M)$ приняты магнитуды MLH из Генерального каталога. Здесь L – длина очага, W – ширина очага.

Зависимости $lgL = f(MLH)$ и $lgW = f(MLH)$ построены методом наименьших квадратов. В массиве данных содержится 58 значений L и 55 значений W от 58 сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и Японии. Отдельным значением L и W придавался различный вес в зависимости от особенностей и качества материалов наблюдений.

В результате выполненных расчетов получены уравнения для оценки размеров L и W очаговой зоны при известных значениях MLH :

$$lgL = (0.50 \pm 0.01)MLH - (1.77 \pm 0.07); \quad (1)$$

$$lgW = (0.35 \pm 0.01)MLH - (0.95 \pm 0.06) \quad (2)$$

Коэффициенты корреляции для них 0.95 и 0.96 соответственно. Эти формулы

апробированы и приняты в качестве рабочих для Курило-Камчатского региона и Японии (как сопредельного региона) при составлении карт очаговой сейсмичности [4].

При построении зависимости $lg(L, W) = f(MLH)$ естественно возникает вопрос о ее продолжении в область максимальных возможных магнитуд. При решении указанной проблемы необходимо учитывать размеры сейсмогенных структур, т.е. знать размеры блоков первого порядка, с которыми могут быть связаны максимальные сейсмические события в регионе.

С этой целью автором рассмотрены линейные протяженности разноскоростных блоков Курило-Камчатского региона, принятые за структуры первого порядка.

2. Метод, основанный на корреляции значений сейсмической активности (A_{10} или A_{15}) с M_{max} . С этой целью построена карта сейсмической активности A_{10} и A_{15} . K_{10} соответствует энергетическому классу $K_{10} = 10^7$ джоулей. С помощью этого метода можно оценить M_{max} для любой точки рабочего поля карты по значению соответствующей изолинии M_{max} .

3. Оценка M_{max} по графикам Беньоффа. Основой метода являются графики изменения условных деформаций со временем. В качестве условных деформаций среды принимается квадратный корень из энергии землетрясения \sqrt{E} , где $E=10^k$ в джоулях, $Kc = 1.2+2M$. Известно, что активность сейсмической зоны определяется фазами накопления и разрядки упругих напряжений. В обобщенном виде график Беньоффа представляется в виде горизонтальных (накопление напряжений)

и вертикальных отрезков (разрядка напряжений). В действительности процесс накопления и разрядка напряжений может осложняться рядом более мелких событий и график Бенъоффа приобретает "пилообразный" характер. Если такую «пилообразную» фигуру ограничить параллельными линиями сверху и снизу, то по ширине размаха $\sum \sqrt{E}$ можно оценить M_{max} (или K_{max}).

4. Оценка M_{max} по мощности литосферы. Основу метода составляет, полученное М.А. Садовским с соавторами [2], фундаментальное и компактное соотношение, связывающее энергию, выделенную при землетрясении, с объемом среды, в пределах которого была накоплена эта энергия:

$$\frac{E(\text{эрг})}{V(\text{см}^3)} = 10^3 \quad (3)$$

В реальных условиях V - объем очаговой зоны, в пределах которого происходит нарушение сплошности среды при землетрясениях. Весьма примечательно, что все три параметра очаговой зоны: L - протяженность, W - ширина и H - вертикальные размеры, связаны определенными соотношениями. Соотношение между горизонтальными и вертикальными размерами очага в зависимости от MLH задается в форме:

$$\frac{L}{H} = \frac{10^{0.5 MLH - 1.8}}{10^{0.3 MLH - 0.8}} \quad (4)$$

Для интервала магнитуд от 7.5 до 8.5 это отношение примерно равно 4, т.е. $L \approx 4h$. Анализ данных о размерах очагов сильнейших землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса показал, что отношение $L/W \approx 3$.

Практически такое же соотношение получено С.И. Шерманом [5] при анализе расстояний между разломами в зависимости от их длины:

$$W = 0.29Lp \pm 1.7 \text{ км} \quad (5)$$

С учетом отмеченных связей между размерами (L и H) соотношение $E(\text{эрг}) = 10^3 V$ преобразуется к виду:

$$V(\text{эрг}) = 10^{3.7} H^3 (\text{см}^3) \quad (6)$$

где H (см) - мощность сейсмоактивного блока. Подставляя в последнее выражение значение $V = 10^{1.5 MLH - 4.8}$ по Б. Гутенбергу, окончательно получим:

$$IgH = 0.5 MLH - 2.3 \quad (7)$$

Оценки для магнитуд $MLH = 8-8.5$ дают значения для мощности слоя H в интервале 50-90 км. Отметим, что пик встречаемости максимальных магнитуд в каталогах разных регионов Тихоокеанского сейсмического пояса приходится на значения 8.1-8.3. Этим значениям MLH_{max} соответствуют мощности блоков $H = 60-70$ км. Известно, что такие же значения характерны для мощности литосферы переходной зоны, в том числе и Курило-Камчатского региона.

Рассмотренные данные позволяют предполагать, что при наблюдаемых в Курило-Камчатском регионе землетрясениях максимальной возможной силы, происходит нарушение сплошности среды на всю мощность литосферы.

5. Метод Гумбеля

Для описания вида графика повторяемости землетрясений предельных магнитуд нередко используется теория экстремальных значений случайных величин. Согласно этой теории распределение предельных магнитуд может соответствовать III предельному распределению Е. Гумбеля [1]. Этот тип распределения имеет место, когда максимальное значение случайной величины ограничено сверху.

Для выяснения влияния временного фактора на результаты определений предельных магнитуд M^* рассмотрено три

периода наблюдений (и соответственно три основных каталога):

1) ~ 1400 лет (599-1990 гг.) [7]; 2) 106 лет (1885-1990 гг.) [6]; 3) 29 лет (1961-1989 гг.) (The seismological ..., 1962-1998 гг.). Для получения более полной информации об особенностях кривых третьего предельного распределения Гумбеля, а также о характере и границах изменения параметров этого распределения и их корреляции между собой, нами построена система кривых $P_{ui}(M)$ со следующими временными окнами для каждого каталога:

1 каталог – 1, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150 и 200 лет;

2 каталог – 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15 и 20 лет;

3 каталог – 1/12, 1/4, 1/2, 1, 2, 3, 4 и 6 лет.

Метод Гумбеля применен нами для оценки максимальных (при $P_{ui} = 0.995$) и предельных магнитуд землетрясений для трех зон возможных очагов землетрясений Курильского региона. Получено очень хорошее согласие наблюдаемых за 90 лет магнитуд M_{max} и их значений при $P_{ui} = 0.995$ (расхождения не превышают 0.2 единицы магнитуды)

Для оценки параметров разных блоков Курило-Охотского региона выделено 4 зоны (ВОЗ) возможных очагов землетрясений [4]. К зоне ВОЗ-I относятся землетрясения основной очаговой области между Курильскими островами и глубоководной впадиной. Она является практически единственной из выделенных нами 4-х сейсмогенных зон, очаги которых вызывают на Курильских островах 8-9 балльный эффект.

Зона ВОЗ-II, изображенная в виде параллелограмма, представляет собой часть наклонной сейсмофокальной области под Курильскими островами. Очаги землетрясений в ней расположены на промежуточных глубинах (100-200 км). Зона ВОЗ-II, по сравнению с зоной ВОЗ-I, при близких значениях гипоцентральных расстояний R , характеризуется значительно меньшими максимальными магнитудами $MLH_{max} \leq 7.5$, и ее очаги дают

относительно малый вклад в 8-9 балльные сотрясения.

Кроме основных (ВОЗ-I и ВОЗ-II) выделены также две второстепенные зоны возможных очагов землетрясений: ВОЗ-III и ВОЗ-IV. Зона ВОЗ-III включает очаги землетрясений шельфовых участков Курильских островов. Западная граница этой зоны проходит примерно по крутому склону Курильской котловины Охотского моря, а восточная – по системе продольных разломов, разделяющих Большую и Малую Курильские гряды. В пределах зоны ВОЗ-III при относительно пониженном уровне сейсмической активности отмечаются землетрясения с $MLH \approx 7$.

Особое положение занимает зона ВОЗ-IV. Она включает в себя землетрясения с эпицентрами непосредственно под Курильскими островами. Известно, что зона с поверхностными очагами землетрясений очень мало. За весь период работы сейсмических станций на Курильских островах отсутствуют сведения о заметном макросейсмическом эффекте от местных землетрясений.

Самым большим значением M_{max} характеризуется как и следовало ожидать, Южно-Курильский блок со сложным тектоническим строением и значительными аномалиями геофизических полей. Промежуточное положение по значению M_{max} занимает Северо-Курильский блок, характеризующийся умеренным уровнем сейсмичности. Максимальные значения M_{max} для зоны ВОЗ-I характерны для Средне-Курильского блока.

Наблюдается хорошая сходимость данных по M_{max} , определенных разными методами (табл.). Отклонения отдельных определений от среднего M_{max} составляет 0.1-0.2 единицы магнитуды для всех зон ВОЗ. Однако отклонения средних рассчитанных значений M_{max} от максимально наблюдаемой магнитуды достигает 0.3 для всех зон ВОЗ-II.

Особое место занимает расположение Малой Курильской гряды относительно

эпицентральной зоны. Здесь минимальные расстояния от эпицентральной зоны составляют около 40 км и соответственно отмечается самая высокая сейсмическая опасность. Более удалены от основной эпицентральной зоны Северные и Средние Курильские острова (50-100 км). Для зон

ВОЗ-II очаги землетрясений могут располагаться непосредственно под островами ($\Delta = 0$ км). Отметим что для всех зон ВОЗ-1 $h_{min} = 30$ км. Эта глубина отражает среднюю мощность земной коры для Курило-Охотского региона.

Таблица

Основные параметры зон ВОЗ-I и ВОЗ II Курило-Охотского региона

Блок (регион)	Зоны ВОЗ	Максимальные возможные магнитуды M_{max}							D_{min} , км	h_{min} , км	I_{max}	
		по A_{10}	по Гумбелю	по Бень-оффу	по L (длина)	по H (мощность)	M_{max}	M_{max} набл.			Вычисл.	Набл.
Южно-Курильский	I	8.5	8.4	8.3	8.2	8.2	8.3	8.2	40	30	9.3	9
	II	8	7.8	7.9	-	-	7.9	7.6	0	75	7.7	7-8
Средне-Курильский	I	7.5	8.4	7.7	7.4	7.7	-	8.3	80	30	7.2	7
	II	7.3	7.5	7.6	-	-	7.5	7.5	0	75	7.3	7
Северо-Курильский	I	8	8.1	7.9	7.8	8.0	8.0	7.9	70	30	8.0	7-8
	II	7.5	7.4	7.6	-	-	7.5	7.8	0	75	7.3	7

В последней графе таблицы приведены значения максимальных наблюдаемых балльности I_{max} . Максимальные отклонения этих величин от теоретических не превышают 0.3 балла, что можно считать неплохим согласием.

Литература

1. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М.: Наука, 1965. 444 с.
2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнверг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. №3. С. 598-602.
3. Тараканов Р.З. Размеры очагов сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и проблема максимальных возможных магнитуд // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 76-89.
4. Тараканов Р.З., Бобков А.О. Зоны возможных очагов землетрясений Курило-Охотского региона // Проблемы сейсмичности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН - 1997. С. 97-110.
5. Шерман СИ., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. - Новосибирск: Наука, 1983. - 112 с.
6. Utsu T. Catalog of large earthquakes in the region of Japan from 1885 though 1980 // Bull. Earthq. Res. Inst. - 1982. - Vol.57, Part 3. - P. 401-463.
7. Usami T. Study of historical earthquakes in Japan // Bull. Earthq. Res. Inst. - 1979. - Vol. 54, Part 3-4. -P.399-439.
8. Yegulalp T.M., Kup J.T. Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes // Bull. Seismol. Soc Am. - 1974. - Vol.64, №2-P 393-414.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ФУНКЦИЯ ТИПА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Тверитинова Т.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(tvrtat@geol.msu.ru)

Развитие земной коры (литосферы) Земли происходит путем ее преобразования через латеральные ряды структур в условиях интерференции радиальных и латеральных движений [4]. Этот процесс носит циклически направленный волновой характер [2, 3]. Вначале в условиях гравитационной дифференциации происходит формирование первичной океанической коры, которая вблизи поверхности Земли с участием латеральных перемещений вещества с формированием прогибов и поднятий и последующего сжатия преобразуется в континентальную кору. В дальнейшем происходит деструкция континентальной коры (местами до появления вторичной океанической коры) и ее последующее преобразование при сложных латеральных перемещениях блоков и продолжающегося радиального потока гравитационной дифференциации в более сложную и мощную, чем была ранее, континентальную кору. Этот процесс повторяется неоднократно.

Существующие положительные и отрицательные структуры земной коры разного типа и порядка – тектонические поднятия и впадины – на континентах и в океанах, естественно, различаются типом строения коры. Структуры континентов характеризуются континентальной корой разной зрелости и мощности, структуры океанов – океанической корой.

Геодинамические процессы формирования тектонических структур на континентах и океанах во многом сходны. И на континентах, и в океанах происходят горизонтальные (латеральные) и вертикальные (радиальные) движения блоков, проявляются режимы сжатия или растяжения; в разных сочетаниях тех и других образуются тектонические поднятия и впадины земной коры.

Компенсационный принцип течения [1] определяет взаимосвязь вертикальных и горизонтальных движений. В различных геодинамических процессах и на континентах, и в океанах активными могут являться и восходящие, и нисходящие движения, латеральное сжатие или латеральное растяжение. Источник активных горизонтальных и вертикальных движений в земной коре (литосфере) может быть внешним (эндогенным – из мантии, или экзогенным, обусловленным ротационными процессами) или внутренним (изменение напряженного состояния среды, фазовые переходы, физико-химические превращения и т.д.).

Тангенциальное сжатие земной коры вызывает компенсационные вертикальные движения, приводящие к воздыманию горно-складчатых сооружений и относительно опусканию окружающих и разделяющих их предгорных и межгорных прогибов. Примером структур сжатия являются также горсто-грабеновые рамповые системы.

В условиях *тангенциального растяжения* в земной коре преобладают опускания и формируются отрицательные структуры (раздвиги, грабены, пассивные рифты и т.д.), но они всегда окружены положительными структурными формами – плечами рифта.

При *восходящих движениях* (поднятиях) земной коры формируются положительные структуры, но они могут привести к началу процесса активного (в отличие от пассивного, вызванного активным растяжением) рифтогенеза. Восходящие движения могут привести также к явлениям коллапса, когда на месте растущих горных сооружений возникают быстро развивающиеся впадины с другим типом коры.

Нисходящие движения (опускания), определяющие формирование отрицательных структур (впадин), вызывают компенсационные латеральные встречные потоки, которые могут привести к формированию структур «сшивания» над этими впадинами.

Все геодинамические режимы: сжатие – растяжение, восходящие – нисходящие движения, проявляются на поверхности Земли повсеместно, волнообразно чередуясь в пространстве и времени. Зоны с одним и тем же геодинамическим режимом часто прослеживаются из континентов в океаны, при этом меняется морфологический облик структур. Горные сооружения продолжаются на окраинах океанов островодужными системами, предгорные прогибы – глубоководными желобами, океанские рифтовые структуры продолжаются на континенты континентальными рифтовыми зонами.

Примеры перехода горных сооружений с предгорными прогибами в островодужные системы с глубоководными желобами можно наблюдать на активных окраинах океанов. Так, например, Бирмано-Зондская система альпийских структур состоит из Предараканского прогиба, переходящего в Зондский глубоководный желоб и Араканского горного сооружения, переходящего в Зондскую островную дугу. Складчатое сооружение Камчатки переходит в Курильскую островную дугу, при этом с востока обе структуры обрамляются единым Курило-Камчатским желобом.

Рифтовые структуры широко представлены в океанах, образуя единую мировую систему срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами в центральной части. В ряде мест океанские рифты продолжаются континентальными. В Арктическом бассейне океанский хребет Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем сложной неотектонической зоной, включающей Момский рифт. Наблюдаются связи Восточно-Африканской рифтовой системы с

Красноморско-Аденской океанской рифтовой системой. На продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия на Северо-Американской плите прослеживается континентальный рифт Рио-Гранде. Океанские структуры Калифорнийского залива, представляющие ответвление главной рифтовой зоны, продолжаются континентальной рифтовой системой Бассейнов и Хребтов.

Геодинамические режимы существующих на континентах и в океанах поднятий (положительных структур) и впадин (отрицательных структур) это интерференционные режимы, которые определяются всем комплексом движений и условий напряженного состояния слагающего эти структуры субстрата. Наиболее показательным параметром при этом является режим латеральных движений, отражающих условия латерального сжатия или растяжения.

Представляется, что положительные (поднятия) и отрицательные (впадины) коровые (литосферные) структуры континентов и океанов (разный тип строения коры) можно определить режимами горизонтальных условий сжатия или растяжения (рис. 1).

На диаграмме видно, что существует восемь областей с различным сочетанием шести присутствующих на ней параметров – континент, океан, сжатие, растяжение, поднятие, впадина. Эти области кратко охарактеризованы в таблице 1.



Рис. 1. Условия формирования структур земной коры континентов и океанов. Буквами на рисунке обозначены: к – континент, о – океан, с – сжатие, р – растяжение, в – впадина, п – поднятие.

Таблица 1

Континентальная кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	КПС – континентальные поднятия сжатия – внутриконтинентальные горно-складчатые сооружения горные цепи активных окраин	КПР – континентальные поднятия растяжения – щиты, плечи впадин растяжения
Впадина	КВС – континентальные впадины сжатия – межгорные и предгорные прогибы	КВР – континентальные впадины растяжения – плиты, рифты

Океаническая кора

	Сжатие	Растяжение
Поднятие	ОПС – океанические поднятия сжатия – островные дуги, хребты вдоль трансформных разломов	ОПР – океанические поднятия растяжения – океанические поднятия океанических котловиц срединно-океанические хребты
Впадина	ОВС – океанические впадины сжатия – глубоководные желоба, долины вдоль трансформных разломов	ОВР – океанические впадины растяжения – абиссальные котловины, рифты, окраинные моря

Литература

1. Гончаров М.А. Компенсационная самоорганизация тектонического течения и неоднородность деформации как причина иерархии геодинамических сред // http://geo.web.ru/conf/SGS_2007/pdf/goncharov.pdf
2. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника – 1995. - № 5. – С. 3-24.
3. Тверитинов Ю.И. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М: Недра, 1981. 222 с.
4. Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика 2010. Т. 1. № 3. С. 297-312.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ВРАЩЕНИЯ СТРУКТУР И ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Тверитинова Т.Ю.^а, Викулин А.В.^б

^а *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(tvertat@geol.msu.ru)

^б *Институт вулканологии и сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, Россия*
(vik@ksnet.ru)

Введение

Авторами развивается концепция волновой (вихревой) геодинамики Земли [1–6; 29–31 и др.]. Развитие литосферы Земли – волновой, циклический, но вместе с тем направленный процесс ее хрупко-упруго-пластической деформации в условиях чередования обстановок сжатия и растяжения. Способы деформирования определяются общим геодинамическим режимом, структурой и реологическими свойствами деформируемых породных массивов, масштабами процессов и захваченных ими объемов. Характерные преобразования литосферы – геолого-геофизические процессы – происходят со скоростями порядка от км/с до см/год. Следствием волновой геодинамики литосферы являются формирующиеся в ней знакопеременные волнообразные структуры. К волновым процессам изменения геологической и геофизической среды относятся быстрые и медленные волны миграции сейсмической и вулканической активности, перемещение тектонических плит, формирование вихревых геологических структур. По геологической, геофизической и физической своей сути они представляют единый ряд геодинамических ротационных возмущений, вызывающих в литосфере упругие напряжения, изменяющиеся в пространстве и во времени. За наиболее медленные (геологические) процессы, протекающие в литосфере и оставляющие в ней зримые свидетельства – волнообразно чередующиеся структуры разных порядков – ответственны, в первую очередь, медленные геодинамические волны со скоростями порядка см/год и менее.

Источниками динамической активности Земли являются напряжения, связанные с

действием двух разнонаправленных факторов. С одной стороны, фигура вращающейся Земли стремится к равновесному состоянию под действием гравитации, с другой – это неустойчивое равновесие постоянно нарушается ротационными силами, в частности, изменением положения оси вращения Земли [22–24]. Вследствие геодинамических процессов (сейсмичности, вулканизма, тектонических перемещений) элементы геосреды (геофизические блоки, тектонические плиты и геологические структуры) приобретают «собственные» моменты движения и создают планетарное упругое ротационное поле [2–3]. Моментный геодинамический процесс на разных структурных уровнях протекает с разными частотами (периодами) и длинами. Изменяющееся напряженное состояние недр Земли вызывает в них деформации и различные физико-химические и тепловые превращения, в результате чего формируются разномасштабные и разнотипные структуры с разным временем существования.

Формирующиеся структуры литосферы

Волновые геодинамические процессы приводят к структурированию геолого-геофизической среды. Большинство структур литосферы определяется двумя основными типами симметрии – центрально-осевой или линейно-плоскостной. К классу центрально-осевой симметрии принадлежат структуры центрального типа различного размера и характера – от мелких кольцевых структур и блоков изометричной формы до крупных литосферных блоков и геоконв [22].

К классу линейно-плоскостной симметрии относятся разнообразные линейные образования – от трещин и

мелких складок до планетарных подвижных зон.

Тектонические структуры центрально-осевой и линейно-плоскостной симметрии образуют единую многогранговую систему пересекающихся между собой и сложно взаимодействующих элементов литосферы. Геодинамика системы в каждый момент времени определяется суммарным эффектом напряженно-деформированного состояния всех составляющих ее элементов, меняясь от места к месту и от одного момента времени к другому. Это выражается в том, что динамически и кинематически меняются и сложно взаимодействуют структуры центрально-осевого и линейно-плоскостного типа симметрии, возникают вихревые структуры и зарождаются вихревые процессы с неустойчивостью (вращением) полей тектонических напряжений.

Признаки вращения тектонических структур и полей напряжений

В распределении и особенностях геологических и тектонических структур, а также в изменении полей напряжений наблюдаются различные признаки вращательных (вихревых) движений, определяющиеся компенсационными процессами кинематического и динамического характера [9, 11]. О существовании этого явления, как следствия воздействия на тектонические процессы ротационного фактора, было известно давно, но в последнее десятилетие на эту тему в геологической литературе появляется все больше публикаций [7–8; 10; 12–18; 20; 23–24; 33 и мн. др.]. Делались попытки наметить классификацию подобных образований [18].

Рассмотрим ряд характерных структур и явлений с вихревым типом структурно-динамической организации.

Вихревые структуры литосферы.

Вихревые образования литосферы – это аномальные структуры, в которых происходит вихревое (спиральное) движение вещества вокруг центра вихря. Спиральное движение вызывает нарушение исходной структурной организации

охваченного вихревым процессом геолого-геофизического объема.

Источником – центром – вихря являются зоны аномального движения вещества, в которые по своей внутренней структуре сами могут быть неоднородными и содержать вращающиеся блоки.

Воздействие вихря приводит к нарушению первичной симметрии (радиально-кольцевой или линейно-плоскостной) распределения связанных с этим вихревым центром структур сжатия и растяжения и их взаимные переходы.

Примеры вихревых структур литосферы разнообразны [7; 20–21 и др.]. Особенно характерны они для зон пластических или квазипластических видов деформации, когда непосредственно видны структуры течения с участием вихрей – «циклонов» или «антициклонов».

Чаще всего в качестве центров вихрей выступают исходные центрально-симметричные структуры, в которых возникают вихревые осложнения. Среди них можно назвать структуры гранито-гнейсовых куполов и овалов фундамента древних платформ и метаморфических ядер складчатых областей, вулканоплутонические структуры центрального типа в зонах разновозрастного магматизма – вулканоплутонических поясах, внутриконтинентальных магматических провинциях и внутриокеанических магматических зонах.

Зоны сдвиговых деформаций.

Вихревой характер структур линейно-плоскостной симметрии связан с вращением блоков и появлением закономерных рисунков сдвиговых деформаций вдоль их границ. Этот тип вихревых структур более характерен для геологических процессов, которые осуществляются относительно хрупкими видами деформаций, в частности, при простом механическом перемещении разноранговых блоков относительно друг друга.

Зоны сдвиговых деформаций – наиболее характерный тип структур разрушения породных массивов [19]. Характерны они и для крупных планетарных линейных образований.

Практически все подвижные зоны – складчатые пояса, системы срединно-океанических хребтов, зоны активных континентальных окраин – построены из кулисно расположенных друг относительно друга сегментов. То есть фактически все они являются сложными трансрессивными или трансенсивными структурами – зонами планетарных сдвиговых деформаций [25–26; 28; 34].

Примером крупной внутриплитной внутриконтинентальной рифтовой зоны является левосдвиговая трансенсивная Байкальская рифтовая система, которая представляет собой кулисно построенную цепочку новейших грабенов.

Все внутриокеанические рифтовые зоны также являются трансенсивными системами, в которых закономерно сочетаются кулисно расположенные рифтовые сегменты и разделяющие их трансформные зоны разломов. Так, структура Срединно-Атлантического хребта представляет собой зону мезозойско-кайнозойской правосдвиговой трансенсии.

Наиболее интересен случай формирования зон сдвиговых деформаций на активных окраинах – в зонах перехода континент – океан. Возникновение систем кулисно расположенных островных дуг и глубоководных желобов связано, вероятно, именно со сдвиговыми напряжениями при относительном вращении литосферных плит и возникновении на их границах зон сдвиговых деформаций. При этом формируются системы определенно ориентированных структур сжатия и растяжения с переходными типами коры. На краю океанической плиты возникают энсиматические островные дуги с формированием субконтинентального типа коры, на краю континентальной плиты – глубоководные впадины окраинных морей с корой субокеанического типа.

Система структур Западно-Тихоокеанской активной окраины представляет собой правосдвиговую трансрессивную зону.

Вращение полей напряжений и деформаций.

Детальное изучение складчатых и разрывных структур в складчатых поясах показывает широкое распространение в этих зонах структур, образующих пояса тектодинамического вращения [19; 27], когда одни и те же кинематические характеристики одновременно свойственны структурам различных направлений. Структурным проявлением подобных тектодинамических условий могут быть различного типа виргации и структуры «конских хвостов», а также системы оперяющих дизъюнктивов при развитии сдвиговых деформаций.

Вращение структурных планов.

Статистический анализ складчатости в разновозрастных отложениях складчатых систем и областей показывает закономерный поворот ориентировок складчатых структур в направлении против часовой стрелки [14; 22–24]. Это явление проявляется как в складчатых областях, так и на древних платформах, включая их осадочные чехлы. Эта закономерность четче выражена в пределах крупных континентальных блоков (континент Евразия, например). Так, покровно-складчатые системы байкальского и герцинского возраста характеризуются преимущественно северо-западной ориентировкой, зоны каледонской и киммерийской складчатости – северо-восточной. Они дополняются системами поперечных структур с развитием сбросо-сдвиговой кинематики.

Закономерное изменение ориентировки разновозрастных складчатых структур свидетельствуют о закономерном изменении полей тектонических напряжений относительно фигуры вращающейся Земли. Процесс тектонических деформаций происходит под влиянием взаимодействия (интерференции) радиальных тектонических напряжений, обусловленных действием силы тяжести планеты, и тангенциальных, связанных с ее ротационным режимом, в частности, с перемещением ее оси вращения, вызывающей перестройку фигуры Земли, перераспределение вещества в ее глубинных сферах, западный дрейф горных

масс на верхних горизонтах, смену планов деформаций. Выступая в качестве активного фактора именно ротационные факторы стимулируют непрерывное обновление лика Земли и определяют главные особенности ее морфометрии.

Выводы

Таким образом, в литосфере Земли широко распространены структуры вихревого типа, а также проявлены процессы вращения полей тектонических напряжений. Как было отмечено, вихревые структуры проявляются образованиями, близкими к классу центрально-осевой (собственно вихри) или линейно-плоскостной симметрии (зоны сдвиговых деформаций). Это связано с тем, что в сложно структурированной геолого-геофизической среде существует именно два рода объектов. С одной стороны это различного рода блоки (в том числе аномальные блоки с ярко проявленным течением вещества), с другой – разделяющие их системы границ – разделы. Процессы формирования вихревых структур осуществляются при вращении полей тектонических напряжений и изменении кинематики формирующихся структур.

Беря во внимание в первую очередь именно геометрические особенности подобных «вихревых» структур, можно предложить следующую классификацию (табл.).

Таблица 1. Классификация вихревых структур и процессов

	<i>Вихревые структуры</i>	<i>Вихревые процессы – вращение полей напряжений и деформаций</i>
<i>Блоки</i>	Центры вихревых структур	Меняющиеся поля напряжений – тектодинамические пояса вращения
<i>Границы блоков</i>	Зоны сдвиговых деформаций	Транспрессивно-транстенсивная кинематика подвижных поясов, вращение структурных планов

Признаками вращения структур являются вихревые образования (наиболее четко они будут определяться в своих источниках – центрах), а также зоны сдвиговых деформаций, возникающие на границах вращающихся блоков.

Признаками вращения полей напряжений и деформаций является развитие тектодинамических поясов вращения, меняющаяся транспрессивно-транстенсивная кинематика подвижных зон, а также закономерное изменение разновозрастных структурных планов.

Литература

1. Викулин А.В. Мир вихревых движений. – Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. – 230 с.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика Учебное пособие. – Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. – 463 с.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика 2010. Т. 1. № 2. С. 119–141.
4. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Тверитинова Т.Ю. Моментная волновая природа геологической среды // Вестник МГУ, серия 4 Геологическая № 6, 2008. С.
5. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Вихревые структуры литосферы и общие проблемы тектоники // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Выпуск 3. Материалы Всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты». Иркутск, 2005. С.16–18.
6. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады академии наук, 2007, том 413, № 3. С. 372–374.
7. Вихри в геологических процессах // – Петропавловск-Камчатский, 2004. 297 с.
8. Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры её литосферы / Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М.: Наука, 1993. С. 104–114.
9. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. – М.: Университет, 2005, 496с.
10. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И. Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. – М.: Знание, 1991, 40с.
11. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в альпийско-гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный мир, 1997, 314с.
12. Ли Сыгуан. Вихревые структуры Северо-западного Китая. – М.: ИЛ, 1958, 129с.

13. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М.: Наука 1991, 144с.
14. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей / Геотектоника 2004, N1. С.21–50.
15. Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: Геоинформмарк 2000, вып. 5, 44с.
16. Полетаев А.И. Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXX V Тектонического совещания / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики Четвёртые Горшковские чтения. Материалы конференции (МГУ, 26 апреля 2002г.). – М.: МГУ, 2002. С. 22–27.
17. Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры/ Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXX V111 Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2005. Т.2. С. 97–100.
18. Полетаев А.И. Эффекты тектонического вращения в литосфере Земли // Тезисы научной конференции Ломоносовские чтения, апрель 2006 года. Секция Геология http://web.ru/db/msg.html?mid=1176288&uri=part02_poletaev.htm
19. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. С. 173–235
20. Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. – М.: КомКнига, 2007. 528 с.
21. Слензак О.И. Вихревые структуры литосферы и структуры докембрия. – Киев: Наукова думка, 1972, 181с.
22. Тверитинов Ю.И. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. – М.: Недра. 1981. 222 с.
23. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю. Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах. – Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 71–82.
24. Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю. Закономерность смены структурных планов в складчатых областях // Вестник КРАУНЦ Серия Науки о Земле. 2006. № 1. Выпуск № 7. С. 67–94.
25. Тверитинова Т.Ю. Особенности строения и развития северо-западной окраины Тихоокеанского подвижного пояса как глобальной зоны сдвиговых деформаций. (Tveritina T.Ju. Features of structure and development of the northwest margin of the Pacific ocean mobile belt as a global zone of shear deformations) // Совещание «EARTHQUAKE SOURCE ASYMMETRY, STRUCTURAL MEDIA AND ROTATION EFFECTS». Петропавловск-Камчатский. Август 2004 г.
26. Тверитинова Т.Ю. Структурные рисунки Земли // Система Планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии) XIII научный семинар 2005 г. Материалы. Москва, 2005. С.
27. Тверитинова Т.Ю. Соотношение региональных структурных направлений и ориентировок главного структурообразующего и действующего полей напряжений на примере Большого Кавказа // Материалы совещания "Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия". Иркутск, 2009. Том 1. С. 111–113.
28. Тверитинова Т.Ю. Рифтовые структуры Земли как элементы планетарных деформационных волн растяжения, сжатия и сдвига // Кайнозойский континентальный рифтогенез Иркутск, 2010. Том 2. С. 148–150
29. Тверитинова Т.Ю. Волновая тектоника Земли // Геодинамика и тектонофизика 2010. Т. 1. № 3. С. 297–312
30. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ Серия наук о земле. 2005. № 5. С. 59–77.
31. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Волновая ротационно-упругая тектоника планет // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 271–278.
32. Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXX V Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1, 368с. Т. 2, 378с.
33. Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника Земли // Наука в России. 2007, № 6. С. 14–21
34. Tveritina T.Ju. On the geometrical regularities in the structure of the Alpine Mediterranean belt // Special publications of the Geological Society of Greece. N4/1. Athens, Greece, 1995. (XV Congress of Carpatho-Balkan geological Association). P. 127–131

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОСТСКЛАДЧАТОГО МАГМАТИЗМА (1.85-1.7 млрд. лет) ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**Терехов Е.Н., Балувев А.С.***Геологический институт РАН, 119017, Москва
(tereh@ilran.ru)*

Закономерное появление магматических, осадочных и метаморфических ассоциаций горных пород (формаций) является одной из характерных черт эволюции Земли. Еще в рамках геосинклинальной модели было показано, что для каждого тектонического цикла характерна смена магматических комплексов от инициального к орогенному, посторогенному и анорогенному [3]. Типичные образования каждого этапа резко различаются составом пород и формой магматических тел. Несмотря на смену парадигмы геологической науки от геосинклинальной к тектонике литосферных плит, такие понятия как доскладчатый, синскладчатый, постскладчатый и внутриплитный магматизм остаются весьма актуальными, а причины магматической активности и тектоническая позиция их проявлений весьма спорными. Особенно это касается постскладчатого магматизма, который из-за необычности составов пород (щелочные и экзотические разности) и сложного строения интрузивных тел (конические и кольцевые многофазные интрузии) существенно отличается от других типов магматизма [9]. Ранее считалось, что специфика постскладчатого магматизма обусловлена формированием мощной коры, образовавшейся в ходе геосинклинального цикла. В настоящее время для фанерозойских проявлений постскладчатого магматизма популярна модель отрыва слэба [8]. Согласно ей, при резком изгибе погружающейся литосферы в зоне субдукции, происходит её разрыв и в это место внедряется горячая астеносфера, которая и вызывает плавление верхней мантии и коры.

На Балтийском щите, постскладчатые интрузии впервые появились в конце

архейского (саамского) тектонического цикла [6], но большинство проявлений связано с магматической активностью конца палеопротерозойского (карельского) цикла. Следует отметить, что многие положения концепций геотектонической обусловленности магматизма, разработанные для фанерозойских складчатых систем, на наш взгляд, не применимы для докембрия. Например, неизвестно очевидных зон субдукции как в архее, так и в палеопротерозое, с которыми можно связать отрыв слэбов и объяснить причину постскладчатого магматизма. Поэтому следует искать другие тектонические причины появления этого типа магматизма, для которого характерной чертой являются щелочные породы - один из важнейших индикаторов эволюции Земли. Впервые появившиеся в конце архея в составе постскладчатых интрузий, эти образования затем постоянно увеличивали своё представительство. Балтийский щит с крупнейшими проявлениями щелочных пород является одним из центральных объектов по изучению этого типа магматизма. В последние годы было показано, что палеозойский щелочной магматизм щита в значительной мере был предопределен формированием в конце палеопротерозоя участков обогащенной мантии, плавление которой и привело к образованию уникальных массивов Хибин, Ловозера, Ковдора и других, а также даек и трубок взрыва [1]. Причина формирования обогащенных участков мантии в период 1.9-1.7 млрд. лет, до сих пор остается дискуссионной. Нами предлагается один из возможных сценариев этого процесса, а именно декомпрессия мантии за счет растяжения литосферы и последующая за этим флюидная проработка, способствующая формированию

метасоматитов и продуктов постскладчатого магматизма.

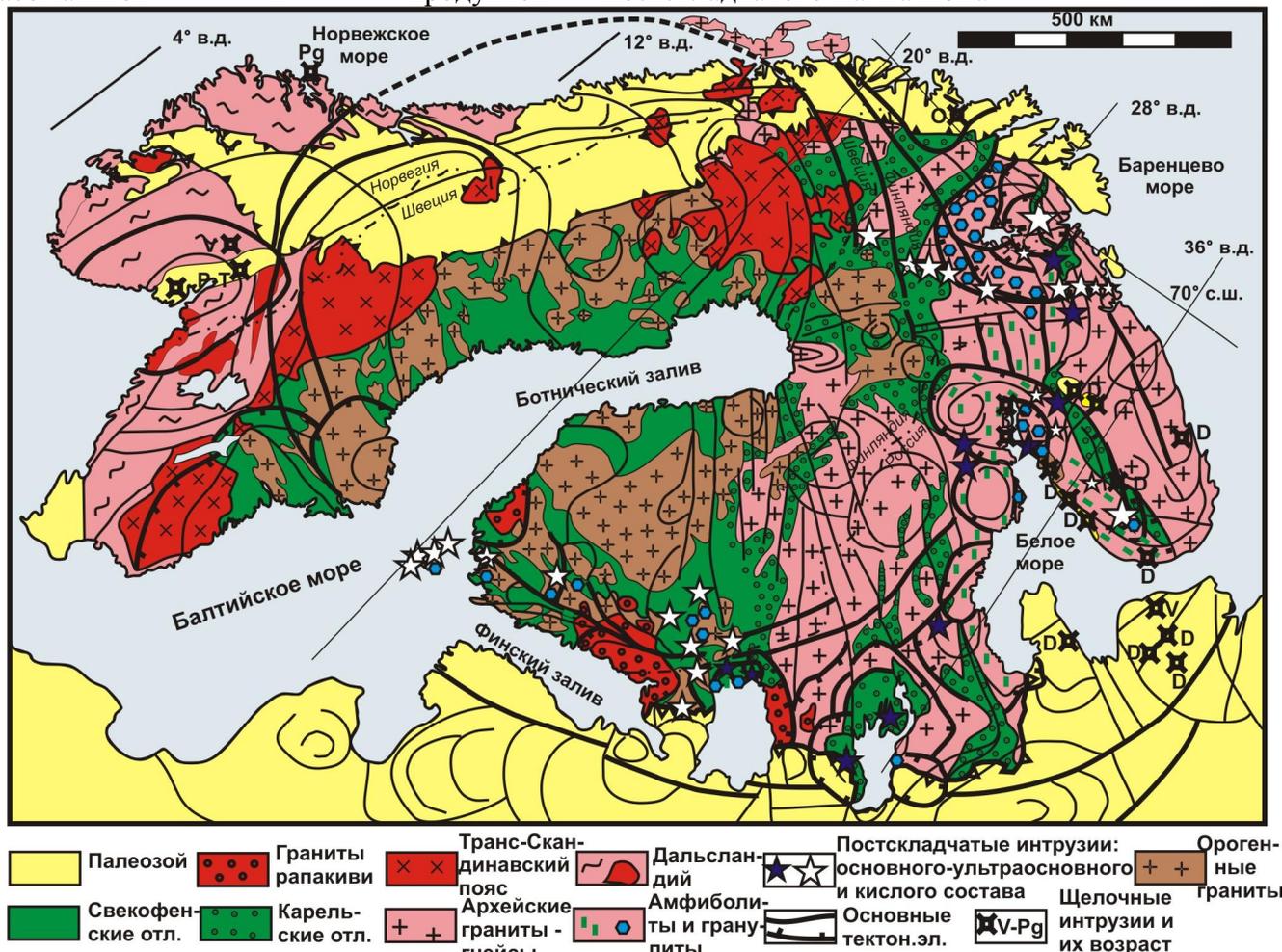


Рисунок. Тектоническое положение постскладчатых интрузий (1.85-1.7 млрд. лет) и проявлений щелочного магматизма (венд-палеоген).

На территории восточной части Балтийского щита от Баренцева моря на севере и до Финского залива на юге (рис.), известна группа магматических пород, возраста которых укладываются в интервал 1.85-1.7 млрд. лет [2]. По составу они меняются от щелочно-ультраосновных (лампроитов, кимберлитов, лампрофиров, габбро) до кислых (монцонитов и гранитов). Массивы, размером в десятки, реже сотни квадратных километров или маломощные дайки этого комплекса секут раннедокембрийские образования, сами они не деформированы и не метаморфизованы, то есть являются постскладчатыми. Территория, на которой развиты данные образования, охватывает две геотектонические провинции Балтийского щита: Карело-Кольскую и Свекофенскую. Первая является классическим примером

континентальной коры. Здесь выделяется несколько генераций архейских тоналит-трондjemит-гранодиоритовых ассоциаций и синхронных им зеленокаменных поясов. Палеопротерозойские комплексы залегают на архейском фундаменте в виде троговых структур мощностью до 10 км, сопряженных со сдвигами СЗ простирания. Заключительным и важнейшим структуро- и порообразующим событием в эволюции Карело-Кольской провинции явился тектонический вывод к поверхности нижне-среднекоровых пород (гранулитов и амфиболитов) с формированием структуры Лапландско-Беломорского пояса [7]. Этот процесс, сопровождался формированием большого количества основных и кислых метасоматитов, в том числе и пегматитов, как в глубинных породах, выходящих к поверхности, так и в оставшихся на глубине. При этом Лапландско-

Беломорский подвижный пояс можно рассматривать как корневую зону рифтовой системы, а вывод глубинных пород мог осуществляться при масштабном растяжении, с одновременным ростом куполов, представленных нижнекоровыми породами. Вторая провинция (Свекофенская) характеризуется краткой коровой историей, в её пределах самые древние породы имеют возраст 1.95 млрд. лет, а большая часть осадков и вулканитов образовалась уже к рубежу 1.9 млрд. лет [11]. В период 1.9-1.8 млрд. лет все породы были подвержены метаморфизму, вплоть до гранулитовой фации и гранитизации. В пределах полосы Ладожское озеро – Аландские о-ва глубинные образования также были выведены к поверхности на заключительных этапах эволюции Южно-Свекофенского пояса (около 1.8 млрд. лет назад). При этом минералогия и геохимические особенности образований (пегматитов и метасоматитов), связанных с эксгумацией, этого района весьма близки аналогичным комплексам Лапландско-Беломорского пояса [6, 7].

Все проявления постскладчатого магматизма Восточной части Балтийского щита однотипны: если это массивы – то кольцевые или конические многофазные интрузии, а если дайки то короткие и сложной конфигурации, так как образовывались в стесненном пространстве взбросовых зон. В связи с массивами известны скарны, а дайки формировались в зоне хрупких деформаций. Это указывают на то, что становление тел происходило вблизи поверхности и в обстановке локального горизонтального сжатия. В региональном плане все интрузии и дайки исследуемого комплекса приурочены к периферической части Балтийской кольцевой структуры (рис.), которую мы интерпретируем как нуклеар – элемент тектонической делимости в раннем докембрии. А в локальном - они тяготеют к центральным частям или боковому ограничению более мелких кольцевых структур. Структурно-кинематический анализ показывает, что кольцевые структуры второго порядка испытывали

тенденцию к вращению против часовой стрелки. Более молодые граниты рапакиви и все щелочные интрузии венд-палеозойского и более молодого возраста, также приурочены к периферической части Балтийского нуклеара. Тектоническая природа этой структуры остается весьма дискуссионной, но факт её существования благодаря прекрасной выраженности на космических снимках и приуроченности к её периферической части разновозрастных магматических комплексов, не вызывает сомнений.

Другой важной особенностью постскладчатого магматизма является то, что его проявления тяготеют к районам, где на поверхности развиты породы гранулитовой фации метаморфизма. Причем, ещё за 20-40 млн. лет до формирования этого комплекса гранулиты находились на глубинах 20-25 км. Так, интрузии Лицко-Арагубского и Наттанен комплексов прорывали гранулиты Лапландского пояса в интервале времени 1.8- 1.7 млрд. лет, когда те были уже в близповерхностных условиях, причем наиболее молодые проявления гранулитового метаморфизма в этом поясе имеют возраста 1830 млн. лет [5]. Подобный, весьма краткий, интервал времени между последней стадией метаморфизма и формированием постскладчатых интрузий установлен и для южной части Балтийского щита [10]. Поэтому можно утверждать, что формированию постскладчатого магматизма предшествовала эксгумация гранулит-амфиболитовых комплексов.

Породы постскладчатых интрузий по содержаниям SiO_2 меняются в диапазоне 32-92%, а их распределение бимодально, так как развиты преимущественно проявления, представленные основными-ультраосновными или кислыми породами. Массивы, где присутствуют те и другие разновидности, менее распространены и при этом видна тенденция уменьшения доли основных пород по мере увеличения размера интрузива. Дайки имеют ультраосновной состав, более крупные тела - основной состав. Среди мелких гранитных

тел основные породы – лампрофиры занимают до 20-30% площади, но в крупных гранитных массивах (Лицкий, Вуэниярв, Стрельнинский) лампрофиры отсутствуют. Основные породы характеризуются высокой щелочностью, причем как калиевые, так и натриевые разности с большим диапазоном содержаний макро- и микроэлементов. Они аномально обогащены K_2O (до 10%), P_2O_5 (до 5%), Ba (до 20000 г/т), Sr (до 15000 г/т), Zr (до 1000 г/т). Граниты характеризуются повышенной глиноземистостью и также весьма обогащены Ba и Sr. Но наиболее характерной особенностью всех этих образований является их обогащенность легкими РЗЭ, так $(La/Yb)_n$ отношения достигают значений (120-170). Причем породы с разным составом часто имеют почти одинаковые распределения РЗЭ, например граниты и ультраосновные породы. Естественно, что в данном случае нельзя говорить о магматическом факторе, контролирующем распределение РЗЭ.

Постскладчатые массивы на территории Балтийского щита имеют сложное строение с чередованием конических и кольцевых интрузий. Для интрузий Лицко-Арагубского, Наттанен комплексов, Аландских о-вов выделяется до 4-х циклов. Каждый цикл, начинается с внедрения основных пород, а заканчивается кислыми. Повышенные содержания летучих как в основных, так и в кислых породах, обилие магматических брекчий, представленных как вмещающими породами, так и породами более ранних фаз, собственно форма тел, характер контактов - все это сближает эти интрузии с трубками взрыва. Так же, как и для кимберлитовых трубок, в исследуемых образованиях наблюдаются парадоксы, которые нельзя объяснить с точки зрения традиционных представлений о характере внедрения магмы и о самом её существовании в виде жидкости. Так, для большинства жильных образований этого комплекса характерны ветвистые окончания даек. Обломки вмещающих пород в дайках лампроитов Порьей губы, лампрофирах Приладожья или в гранитах Лицко-Арагубского комплекса, ориентированы так,

что в них сохраняется структура вмещающих пород, она прослеживается от одного обломка к другому и далее в породы рамы без каких либо смещений. Трудно представить себе, что эти обломки были вовлечены в поток жидкости, которая стремилась к поверхности, но не сместила со своего места жесткие включения.

Очевидна приуроченность данных интрузий восточной части Балтийского щита к Лапландско-Беломорскому и Ладожско-Южно-Финскому поясам, породы которых незадолго до их образования были на глубинах 15-30 км. Тектоническая денудация верхних частей земной коры могла привести к взрывоподобному выделению глубинных флюидов, которые образовали множество метасоматитов и пегматитов, являющихся “визитной карточкой” этих структур [6,7] и способствовали появлению лампроитов, лампрофиров, других щелочных пород, а также гранитов. Особенностью магматических проявлений постскладчатого комплекса является кольцевая (дуговая) структура массивов и очень сложные формы даек, что указывает на формирование этих тел в обстановке локального сжатия. Этот вывод находится в противоречии с представлениями авторов о том, что этот магматизм появился в результате декомпрессии после того, как глубинные породы в обстановке корового растяжения вышли к поверхности. Подобный парадокс отмечается для кимберлитовых трубок и массивов щелочно-ультраосновной - карбонатитовой формации, когда в региональном аспекте все они приурочены к структурам растяжения (рифтам), а их форма указывает на локальные условия сжатия. Объяснить эту ситуацию можно с помощью модели, согласно которой растяжение коры на заключительных этапах эволюции данных структур происходит не по всему разрезу земной коры, а только в её пластичных средней и нижней частях, тогда как верхняя - хрупкая часть, благодаря появлению метаморфического ядра – диапира, находится в обстановке локального сжатия. Флюидонасыщенные ультраосновные

щелочные магмы с усилием проникают к поверхности и образуют массивы центрального типа, трубки взрыва, силлы и дайки. Там, где верхняя часть коры нарушена сдвигами с участками локального растяжения, возникают условия корового плавления с образованием анатектических кислых пород под влиянием тех же флюидов и расплавов. Первые полноценные процессы растяжения хрупкой коры, обеспечивающие глубинную декомпрессию и формирование щелочных магматических пород, вероятно, произошли в позднем архее и определялись ростом куполообразных структур размером в десятки и первые сотни километров. Но основные процессы метасоматического обогащения, фиксируемые многими исследователями имели место в конце палеопротерозоя и происходили они уже вдоль периферической части Балтийского

углубления листрических сбросов – основных структурных элементов земной коры, контролирующих эксгумацию нижних слоев земной коры, на поверхности Земли стали появляться и верхнемантийные комплексы и соответственно увеличилась роль процессов декомпрессии в мантии. При этом менялся состав пород, например, в породах постскладчатых интрузий от архея к палеопротерозою закономерно растет La/Yb отношение. Поэтому одной из причин последовательного увеличения объемов щелочных пород в постархейской эволюции Земли могло быть постоянное увеличение глубины проникновения сбросов, контролирующих декомпрессионное плавление и метасоматоз все более глубинных частей литосферы.

Формирование обогащенной, то есть метасоматизированной мантии, давшей в палеозое щелочные расплавы, можно связать с этими же процессами корового растяжения, связанной с ними декомпрессией, поступлением глубинных флюидов и частичным плавлением, а не с процессами коллизии и субдукции

нуклеара. Постскладчатые интрузии здесь играют роль индикаторов процессов растяжения на заключительных этапах тектонических циклов, причем сам механизм растяжения по мере изменения реологических свойств коры менялся. Так в конце архейского цикла образовывались купола. В их ядерных частях известны среднекоровые породы и постскладчатые интрузии, а листрические сбросы могли проникать на 10-20 км и позволяли вывести к поверхности породы с этой глубины. В конце палеопротерозоя в результате процессов растяжения были сформированы подвижные пояса, типа Лапландско-Беломорского. В их пределах уже были эксгумированы нижнекоровые породы и, соответственно как реакция на декомпрессию, образовывались постскладчатые интрузии. В неогее, по мере

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00812 и Программы ОНЗ-9.

Литература

1. Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники М.: Недра. 1975. 262 с.
4. Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра. 1975. 223 с.
5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др., Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
6. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2005. 711 с.
7. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия 2007. № 4. С. 411- 428.
8. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во

МГУ, 1995. 480 с.

9. *Bonin B., et all.* Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings// *Lithos.* 1998. V. 45. P. 45-70.
10. *Eklund O., Konopelko D., Ruttanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D.* 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield// *Lithos.* 1998. V. 45. P. 87-108.
11. *Nironen M.* The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precambrian Research.* 1997. V. 86. P. 21-44.

РАЗЛИЧНЫЙ «МАФИЧЕСКИЙ» И «СИАЛИЧЕСКИЙ» СОСТАВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ - НОВАЯ ПРОБЛЕМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВНЕШНЕЙ ДУГИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Терехов Е.П., Можеровский А.В.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия
(terekhov@poi.dvo.ru)*

Внешняя дуга Курильской островодужной системы (КОС) представлена Малой Курильской грядой (МКГ) и подводным хребтом Витязя, являющихся продолжением друг друга. История ее геологического развития до сих пор дискуссионна. Согласно предыдущим исследованиям район внешней дуги КОС в позднем мелу мог представлять собой окраину Азиатского материка или островную дугу. Наиболее важной проблемой, на наш взгляд, является установление природы фундамента этой структуры, сложенного позднемеловыми образованиями. После исследования каменного материала, поднятого в 37 и 41 рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005-2006 гг.) в центральной части внешней дуги (район подводного хр. Витязя) появились новые проблемы в интерпретации данных о ее геологическом строении. Одной из проблем является резко отличный вещественный состав верхнемеловых пород фундамента хр. Витязя и МКГ, слагающих единую структуру – внешнюю дугу КОС.

Верхнемеловой фундамент подводного хр. Витязя и островов МКГ слагают осадочные и магматические породы. Вещественный состав вулканомиктовых осадочных верхнемеловых пород МКГ (матакотанская и малокурильская свиты) изучался многочисленными исследователями. Наиболее тщательно эта работа была проведена В.К. Гавриловым и Н.А. Соловьевой [1]. Согласно их данным породообразующий материал в малокурильской свите представлен обломками минералов - плагиоклазом (андезин), ортоклазом, пироксеном, роговой обманкой, стеклом и обломками пород - базальтами и андезито-базальтами.

Незначительный объем обломков представлен кварц-серицитовыми сланцами, аргиллитами, альбитофирами и кварцитами, источники сноса которых располагались за пределами МКГ. Состав породообразующих обломков в породах матакотанской свите аналогичен. Данные этих авторов совпадают с нашими - в породах малокурильской и матакотанской свит отсутствует обломочный материал, представляющий собой продукты разрушения пород кислого состава.

"Мафический" состав имеют не только осадочные верхнемеловые породы МКГ, но и магматические (верхний мел - палеогеновые) породы развитые на островах этой гряды. Многочисленные исследователи указывают на то, что острова сложены преимущественно базальтами и габброидами. Одной из особенностей магматизма МКГ является преимущественное развитие основных пород при резко подчиненном значении андезитов и отсутствии более кислых разновидностей [9]. Наиболее представительная (111 анализов) сводка химических составов магматических пород Малой гряды [2], также, показывает отсутствие пород кислого состава.

Широко развитые в пределах МКГ габброиды могут представлять собой аллохтоны и являться фрагментами геофизического "базальтового" слоя коры, перемещенными к северо-западу. Предполагается, что эти аллохтонные пластины не сильно удалены от своих корней [7].

Комплекс вулканических пород бухты Цунами и дислоцированные габброиды бухты Дмитриева (о. Шикотан) по петрохимическим и геохимическим характеристикам могут быть сопоставимы

с образованиями меланократового (точнее, базитового) фундамента островных дуг. Образования этого типа, по-видимому, весьма широко распространены в пределах МКГ [8].

Таким образом, осадочные и магматические породы, слагающие фундамент МКГ имеют "мафический" состав.

Для верхнемеловых [3] осадочных пород фундамента подводного хр. Витязя, напротив, характерен сиалический состав. Породы сложены обломками минералов - кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковитом - и пород - гранитоидами и кварц-мусковитовыми сланцами [4]. Обломочный состав пород указывает на то, что источниками сноса для них служили породы, характерные для земной коры континентального типа.

Сиалическую природу фундамента хр. Витязя подтверждают данные исследования поздне-меловых вулканических пород (слагающих

фундамент хребта), которые относятся к образованиям окраинно-континентальных вулканических поясов, что согласуется с обнаружением на хребте эоценовых игнимбритов [5], которые образуются за счет кислой (коровой) магмы [6].

Таким образом, состав верхнемеловых осадочных и вулканических пород МКГ и хр. Витязя указывает на различный («мафический» и сиалический, соответственно) состав фундамента этих структур, составляющих в настоящее время единую структуру - внешнюю дугу КОС.

Авторы считают, что внешняя дуга КОС является структурой наложенной на уже существовавшую в позднем мелу неоднородность земной коры. Юго-западный блок этой неоднородности был сложен породами «мафического», а северо-восточный – сиалического состава.

Литература

1. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Малых Курил АН СССР ДВНЦ САХКНИИ Наука. Новосибирск, 1973. 152 с.
2. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока, Владивосток: Дальнаука, 2002. 197 с.
3. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно – геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5-19.
4. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008а. Т. 27. № 2. С. 3-5.
5. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008б. Т. 48. № 2. С. 260-270.
6. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные породы. М.: Недра, 1977. 215 с.
7. Меланхолина Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. 1978. №3 С. 128-136.
8. Парфенов Л.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа // Геология и геофизика. 1983. №10, С. 24-34.
9. Цветков А.А., Говоров Г.И., Цветкова М.В., Аркельянц М.М. Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги // Известия Академии наук СССР. 1985. Сер. геол. №12. С. 11-26.

ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МАГМАТИЗМ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Тимонин Н.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (reg@geo.komisc.ru)

Среди всех магматических пород базальты занимают особое место, что связано с тем, что они, во-первых, имеют мантийное происхождение и, таким образом, дают сведения о *PT*-условиях в верхней мантии, во-вторых, базальты относятся к сквозным магматическим породам, широко известным для всей геологической истории Земли и, в третьих, химический состав базальтов, образующихся в разных тектонических обстановках, указывает на опосредованную связь с напряженным состоянием литосферы, что позволяет использовать их валовой состав для палеогеодинамических построений.

Дж. Вильсон, Дж. Морган, Л. П. Зоненшайн, А. Ф. Грачев и ряд других исследователей, разрабатывающих вопросы глубинной тектоники [4,10], связывают глобальную тектонику Земли с мантийными плюмами, особенно на ранних этапах ее эволюции. Мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии при плавлении субдуцированной плиты; на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км; и на границе нижняя мантия – ядро Земли [3].

Плюмы на поверхности Земли проявляются в виде излияния расплавленной магмы обычно щелочного состава. Наиболее ярким проявлением горячей точки на поверхности Земли считаются Гавайские острова, представленные современными извержениями вулканов. Над Гавайями мы видим картину законченной миграции во времени и в пространстве вулканических центров. Эту картину Дж. Вильсон и Дж. Морган объясняют тем, что под Гавайским и Императорским хребтами в настоящее время действует горячая мантийная струя (горячая точка), которая пробивает литосферу с астеносферой и занимает стационарное положение.

Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой со скоростью 10 см/год сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем с 42 млн. лет - в запад-северо-западном направлении (Гавайский хребет) [10].

Примером горячей точки на суше является и Исландия. Это один из самых активных районов в Атлантическом океане. За почти полувековую историю вулканы произвели здесь почти четверть всех лав, известных на дневной поверхности. С этой горячей точкой связан ряд действующих и отмерших вулканов центрального типа как в Исландском, так и в других районах Западно-Арктического бассейна. Объем продуктов внутриплитного (плюмового) магматизма в Исландии за последние 20 млн. лет накопился в объеме $14 - 15 \times 10^6$ км³. Центр Исландского плюма проектируется в настоящее время под восточной частью Исландии (см. рис.). По данным сейсмических исследований на глубине 2900 км под Исландией существует низкоскоростная зона, из которой разуплотненный нижнемантийный субстрат периодически всплывает по плюмовому каналу в виде перегретых диапиров. Подъем диапиров к земной поверхности сопровождается частичным плавлением мантийного субстрата, интрузивным магматизмом в земной коре и вулканизмом на ее поверхности. По существующим сведениям Исландский плюм существует уже не менее 258 млн. лет [11].

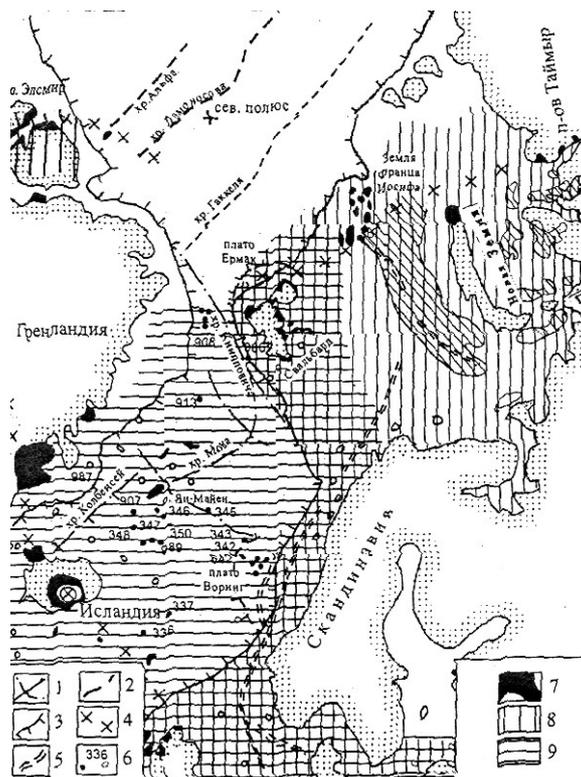


Рис. Главные структуры Западно-Арктического шельфа и след Исландского плюма (по: [11] с дополнениями автора):

1 – Срединно-океанический хребет и трансформные разломы; 2 – глыбовые хребты; 3 – границы шельфа континентов пунктирами показаны примыкающие к континентам некоторые вулканические плато; 4 – предполагаемый след горячей точки, оставленный Исландским плюмом на Евразийской, Североамериканской и Арктической литосферных плитах при их дрейфе и вращениях (крестиком, обведенным кружком, обозначена современная проекция плюма); 5 – континентальные рифты, грабены и авлакогены; 6 – скважины глубоководного бурения и их номера, незалитые кружки – геологические трубки и скважины мелководного бурения, в которых обнаружена пирокластика в осадках; 7 – обнажения пород трапповой формации на суше; 8 – ареалы пеплопадов мезозойского возраста; 9 – то же кайнозойского возраста; 10 – контуры развития основного магматизма в триасовом комплексе осадочного чехла Баренцева, Карского морей и Полярного Приуралья (по: [6.7.12]).

След Исландского плюма начинается от Сибирской платформы (см. рис.), где он известен под названием Сибирского суперплюма. Далее он прослеживается, судя по данным о возрасте вулканитов и вулканических накоплений, через устье Енисея к Карскому морю, проходит севернее Новой Земли, через архипелаги

Земли Франца-Иосифа и Свальбард, плато Ермака, хребты Менделеева и Альфа, о. Элсмир, Гренландию, Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги и Британские о-ва (см. рис.).

В конце поздней перми – начале раннего триаса с деятельностью этого суперплюма связано две сближенные фазы вулканизма с возрастом 253-250 и 274-244 млн лет, в результате которых образовались огромные объемы траппов и пирокластики на Сибирской платформе и в прилежащих бассейнах (Тунгусский бассейн и Полярный Урал и Полярное Приуралье). Общий объем траппов здесь превышает 1700 млн. км³, где пирокластика составила свыше 320 тыс. км³. Вулканогенные пермо-триасовые отложения Западной Сибири распространены на обширной территории от г. Кургана до Уренгоя захватывая Полярное Приуралье [1,2,9]. Следующий импульс вулканизма, вызванного Исландским плюмом, проявился на п-ове Таймыр и в Южно-Карской впадине, где на площади 100 тыс. км² развиты позднетриасовые вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования мощностью до 3 км, имеющие возраст 209-218 млн. лет [11].

В Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах по данным бурения и сеймики выделяется до 4 горизонтов силлов диабазов [12]. Горизонты силлов сейсмическими методами прослежены на север до архипелага ЗФИ (см. рис.). В пределах ЗФИ развита трапповая формация, имеющая позднеюрско-раннемеловой возраст. На поднятии Свальбард установлены платобазальты широкого возрастного диапазона – с возрастом от 144 до 20 млн. лет. В кайнозое след Исландского плюма фиксируется в Гренландии, Норвежско-Гренландском бассейне и на Британских островах; преимущественно это палеогеновые и четвертичные его проявления в виде базальтовых покровов. На земле Андре (арх. Шпицберген) мощность палеогеновых базальтов достигает 275 м. Четвертичный вулканизм (вулкан Сверре) проявлен на

Шпицбергене, где вулканические постройки сложены туфами и вулканическими брекчиями, встречающиеся в них гранатовые перидотиты указывают на возможную принадлежность излияний к мантийным. По калий-аргоновым датировкам возраст вулканитов составляет около 1 млн. лет [12].

Приведенные данные о составе и возрасте вулканитов различных морфоструктур Западно-Арктического шельфа не противоречат геодинамическим реконструкциям следа Исландского плюма на перемещающихся над ним плитах земной коры. Моделирование плюмов показало, что по мере подъема плюмовые диапиры могут приобретать грибообразную форму [4]. Если по расчетным данным диаметр Исландского плюма равен около 400 км, то распространение площадей с современным плюмовым магматизмом может отмечаться на расстоянии около 2000 км от Исландии. Следовательно, в раннем мезозое могли образоваться Маймеча-Кутуйская (Восточная Сибирь), Пайхойская и Полярноуральская провинции платобазальтов [11].

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Лирда И.П., Батурина Т.П. Триасовый вулканический комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998. Т. 362. № 3. С. 372-377.
2. Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С. Новая Земля в структуре Обско-Баренцевского мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-АР // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 6-9
3. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Вестник ОГГГН. 1998. № 3(5). С. 129-158.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Изд. второе. Новосибирск: Филиал «ГЕО». 2001. 408 с.
5. Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника 1983. № 1. С. 28-45.
6. Тимонин Н.И. Возраст базальтов гряды Чернышева (север Предуральяского краевого прогиба) // Геология и палеогеография северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. С. 26-28.
7. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 240 с.
8. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм Северного Приуралья // Уральский геологический журнал. 2004. № 1 (37). С. 37-52.
9. Тужикова В.И., Курбежекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. Л.: Наука. 1968. 151 с.
10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.
11. Харин Г.С., Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В. Исландский плюм и вулканизм арктических морей // Вулканизм и геотектоника Материалы 11 Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии Екатеринбург. 2003. С.220-225.
12. Шитлов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты. 1998. 306 с.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ АНСАМБЛЕЙ (на примере Пайхойской складчатой области)

Тимонин Н.И.^а, Юдин В.В.^б

^а Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (reg@geo.komisc.ru);

^б КО Укр ГГРИ, Симферополь, Украина (yudin_v_v@mail.ru).

Под Пай-Хоем понимается крупная покровно-складчатая структура расположенная на территории Югорского полуострова. Она является составной частью Пайхойско-Новоземельского сооружения. На востоке по крупноамплитудному Главному Западноуральскому надвигу (ГЗУН) Пай-Хой контактирует со структурами Полярного Урала, а его юго-западное ограничение проходит по поднятию Чернова. Структуры Пай-Хоя имеют сложное и очень сложное чешуйчато-надвиговое строение. Обнажения, позволяющее объективно оценить их морфологию, обычно расположены только в долинах рек. Водоразделы почти полностью задернованы, представлены фрагментарными останцами и развалами коренных пород, по которым невозможно достоверно судить о сложной структуре региона. Как отмечал один из первых исследователей Пай-Хоя А.В.Хабаков «...словесная запись последовательности залегания здесь становится совершенно бесполезной. Приходилось, как правило, прибегать к сплошной зарисовке разрезов» ([9, с. 39]). Из-за сложного строения большинство описаний структур Пай-Хоя дает очень приблизительное и противоречивое представление.

При изучении структур Пай-Хоя нами использован метод телескопирования или «матрешки», который заключается в том, что наиболее обнаженные участки по берегам рек и их глубоких каньонов детально зарисовывались и фотографировались с составлением фотопанорам, которые учитывались в крупномасштабных полосовых геологических картах вдоль этих рек. Затем вкрест простираения структур строился разрез, в который включались

уменьшенные детальные зарисовки обнажений и фотопанорамы.

Тектонические покровы (шарьяжи) играют важную роль в структуре подвижных поясов Земли. Ныне уже не осталось складчатых сооружений, в которых они не были бы обнаружены. Многие аспекты строения и формирования шарьяжей рассмотрены в целом ряде работ; особенно большой вклад в их изучение внесли американские, канадские и западноевропейские геологи в течение последних 100 лет. Это А.Арган, М.Бертран, С.Бубнов, Э.Зюсс, М.Люжон, Э.Ог, П.Термье, Г.Штилле и другие.

В процессе надвигообразования в складчато-покровных областях участвует относительно мощный осадочный чехол краевых частей орогенов, состоящий из шельфового и батияльного комплексов. Они покоятся на жестком кристаллическом или слабо метаморфизованном фундаменте, который, как правило, не вовлечен в покровную деформацию. Отложения шельфового осадочного чехла практически не метаморфизованы или очень слабо метаморфизованы. Исключение составляют надвинутые аллохтонные пластины из батияльного комплекса, преобразованные в условиях низких температур и больших давлений. В разрезе чехла всегда присутствуют горизонты пластичных пород, таких как глины, угли, эвапориты и другие некомпетентные пакки пород. Часто такие горизонты обнаруживаются в основании осадочного чехла. В условиях тангенциального сжатия они определяют положение послонных срывов (флэтов) и создают основные элементы складчато-надвиговых структур.

В последние годы достоверно установлено, что Пай-Хой представляет собой уникальный геологический объект, в

котором компактно представлены почти все известные на Земле литодинамические формации и структуры, сформированные при эволюции полного цикла Вильсона. Здесь развиты осадочные и магматические формации, сформированные циклом Бертрана, магматические формации «горячей» точки и уникальные образования крупных астроблем. В результате мощного тангенциального сжатия широко представлены практически все известные складчато-надвиговые структуры и шарьяжные структуры, сформированные при субдукции и коллизии: шарьяжи, разнопорядковые послонные и секущие надвиги, разнотипные принадлежковые складки, чешуи, дизъюнкты от интенсивных до просто построенных [1, 5, 7, 8, 12].

В строении региона принимают участие образования пяти структурно-формационных (литодинамических) комплексов. Нижний слагает байкальский (кадомский) протерозойский фундамент, состоящий из докембрийских активноокраинных и орогенных формаций. Он отражает геодинамическую эволюцию доуралид и ограничен сверху региональным стратиграфическим несогласием. Залегающий выше фанерозойский мегакомплекс состоит из рифтогенного, палеошельфового карбонатного, батиального сланцевого и орогенного комплексов, отражающих эволюцию полного цикла Вильсона от рифтогенеза и спрединга до субдукции и коллизии. Структурные комплексы Пай-Хоя разделяются на уралиды и более молодые пайхоиды.

Уралиды представляют собой набор разнопорядковых чешуй и пластин, ограниченных пятью крупнейшими надвигами: Приуральским, Западно-Уральским, Фронтальным, Осевым и Уральским. Они разделяют надвинутые друг на друга структурные зоны, сложенные разными литодинамическими комплексами со специфическими, но генетически едиными структурами. Определяющую роль в тектоническом строении играют разнопорядковые надвиги. К наиболее крупным из них

приурочены высокоамплитудные, сильно сжатые и удлиненные складки или чешуи-моноклинали. Реже представлены надвигами, взбросо-надвигами, сдвигами и их комбинациями.

У поверхности сместители нарушений наклонены к востоку и юго-востоку под углами 30-60° (обычно 30-40°). Выполаживаясь с глубиной, они нередко совпадают с напластованием пород в крыльях складок. В плане надвиги разветвляются, имеют дугообразную (с выпуклостью на запад), а чаще сложную извилистую форму. В приразрывных участках формируется густая сеть трещин, кливажа и мелких сколов. Простирание шарниров приразрывных складок соответствует простиранию самих нарушений. Зеркала скольжения в зонах надвигов имеют субширотную ориентировку штриховок, обусловленную общим перемещением надвигаемых масс с востока на запад и северо-запад. Мелкие складки в принадлежковых зонах чаще распространены в некомпетентных породах. В аллохтоне эти складки обычно сложнее, чем в автохтоне. Независимо от компетентности пород встречаются надвиги, совершенно лишённые мелких складок. Это происходит, когда наклон сместителя надвига близок к падению пород и образуются послонные срывы-флэты. Принадвиговые складки отсутствуют и в том случае, когда срыв происходит по «смазке» - толще некомпетентных пород (соли, гипсы, глины, уольные прослои и др.).

Складчатые структуры уралид имеют принадлежковый характер. Аномально высокие степени сжатия складок связаны с близостью наиболее крупных высокоамплитудных разрывов. В отличие от Предуральского краевого прогиба, где антиклинали развиты локально вдоль взбросо-надвигов, на Урале фиксируется равенство антиклиналей и синклиналей. Строение складок в этих структурных подразделениях сходное, они различаются лишь по степени сжатия. Как отмечал М.А.Камалетдинов [2], для районов Южного и Среднего Урала интенсивность складчатых деформаций зависит от

толщины тектонической пластины. Чем тоньше пластина, тем сложнее структуры, развитые в ее аллохтоне.

Пайхоиды – комплекс структур Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой области и прилегающих регионов от Байдарацкой сутуры на северо-востоке до поднятия Чернова на юго-западе [1, 4, 7, 8, 12]. Основное отличие пайхоид от уралид заключается в северо-западном простирании структур и возрасте дислокаций. Время формирования мигрирующей на запад складчатости уралид нами определяется как девонско-раннеюрское [6, 8, 12]. Пайхоиды образованы при конвергенции к юго-западу в позднепермско-меловое, преимущественно в поздне триасово-меловое время.

Кроме более молодого возраста и перпендикулярного к уралидам простирания, пайхоиды отличаются ясно выраженной интерференцией: ундуляцией шарниров складок, северо-западными пайхойскими и т.д. [5, 6, 7, 8, 12]. В пайхоидах чаще встречаются ретронадвиги, послонные срывы, кливаж и сдвиги.

Складчатые структуры пайхоид имеют в основном принадлежавший характер. Аномально высокие морфологические характеры складок связаны с близостью наиболее высокоамплитудных разрывов. Наиболее сложные складки приурочены к аллохтонам, тектоническим останцам сланцевой зоны и фронтальным частям крупных надвигов карбонатной зоны, где они брахиформные и линейные, параллельные, обычно сильносжатые, асимметричные, запрокинутые на запад. Пайхоиды составляют моновергентный шарьяж-антиклинорий, состоящий из серии тектонических пластин, сложенных орогенными, бативальными и шельфовыми комплексами.

В строении пайхоид и уралид выделены следующие общие черты:

1) четкая аналогия в наборе и внутренней структуре тектонических пластин, ограниченных крупнейшими надвигами (Байдарацкая сутура

сопоставляемая с ÷ Главным Уральским надвигом; Главный Пайхойский ÷ с Фронтальным; Южно-Пайхойский ÷ с Главным Западно-Уральским; Нядейтинский ÷ с Главным Приуральским; Вашуткино-Талотинский ÷ с Западно-Чернышевским.

2) в целом однонаправленная вергентность структур в сторону Печорской плиты;

3) однотипное строение структур второго порядка и более мелких (дизплекаты, складки, левые сдвиги, дуплексы, тектонические окна и клипы, чешуи, послонные срывы, утолщение структур на глубине, дугообразность, извилистость и ветвление в плане, притертость их сместителей и др.). Брахиформные и куполообразные структуры в зоне стыка уралид и пайхоид являются следствием их интерференции.

В тектоническом районировании пайхоид с севера на юг выделяются: *Карская впадина, Пайхойское поднятие, Кортаихинская впадина, поднятие Чернова*, морфология и возраст которых существенно различаются.

Карская впадина у поверхности сложена пермскими породами, подошва которых погружается в северо-восточном направлении до глубины 6 км. На юго-западе Карская впадина ограничена Северо-Пайхойским надвигом, северо-западная и юго-восточная части которого существенно различаются. Общая структура Карской впадины определяется двумя сериями разрывов: первая – это Эбетинский ретронадвиг, который состоит из нескольких сместителей с падением на юго-запад. Разрывы сопровождаются опрокинутыми на северо-восток принадлежавшими складками, сжатыми в 1,2÷2,3 (в среднем 1,7) раза и имеющим размеры от первых метров до 1 км. Фронтальная часть ретронадвига осложнена субвертикальным левым сбросо-сдвигом и небольшим гравигенным сбросом.

Восточная часть Карской впадины имеет более сложное строение: у поверхности она сложена послонно сорванными орогенными формациями

верхнего карбона – нижней перми. В отличие от западной половины впадины здесь выявлены структуры не только пайхойского (северо-западного) простирания, но и уральского (субмеридионального) простирания с падением сместителей надвигов и осевых плоскостей складок к востоку (рис. 4.20 см. в работе [8]).

Пайхойское поднятие интерпретируется как крупное (30÷60х230 км) сложно построенное сооружение, в строении которого принимают участие четыре формационных комплекса: 1) докембрийский фундамент, 2) шельфовый карбонатный, 3) бативальный сланцевый континентального склона и 4) орогенный. Поднятия образуют две структуры второго порядка – *Пайхойский карбонатный параавтохтон*, сложенный формациями палеошельфа, аналогичный Елецким шельфовым формациям Западного Урала и *Карский аллохтон*, сложенный сланцевыми бативальными формациями, сходными с лемвинскими.

Структура Пайхойского поднятия до недавнего времени интерпретировалась как образованный на месте классический антиклинорий с крыльями, сложенными глубоководным и шельфовым комплексами формаций. Впоследствии появились данные в пользу шарьяжного строения этого района. Выяснилось, что бативальный комплекс имеет тектонические контакты с карбонатным, далеко надвинут на него, а зоны перехода перекрыты аллохтоном. Полученные нами материалы [5,6,7,8,12] подтвердили и уточнили это положение. Между Пайхойским карбонатным параавтохтоном и Карским аллохтоном выделен крупноамплитудный *Главный Пайхойский надвиг*, а Пайхойский параавтохтон, в свою очередь, по *Южнопайхойскому надвику* надвинут на Припайхойскую зону Коротаихинской впадины.

Пайхойский карбонатный параавтохтон сложен преимущественно карбонатными формациями палеошельфа, дислоцированными в мелкие чешуи и разнопорядковые узкие изоклиальные складки, опрокинутые на юго-запад и

осложненные взбросами и надвигами. По рекам Гусиной (Ябтояхе), Бельковской и Бол.Талоте (Припайхойская зона) выделяется сложная чешуйчато-надвиговая структура, в которой развиты ныряющие складки, падающие на запад [5,6,7,8,12].

Карский аллохтон представляет собой наиболее крупную и сложно построенную дугообразную в плане антиформную структуру. Больше дислоцированы юго-западная и юго-восточная его части, где в мелких изоклиальных складках и чешуях фиксируются самые большие значения сжатия (2,8-3,0). В общей структуре аллохтона четко выделяется относительно просто построенное дугообразное в плане Осевое поднятие, на северо-западе которого обособляется Амдерминская антиклиналь, а на юго-востоке – Силовская седловина. Юго-западное крыло рассматриваемой структуры построено чрезвычайно сложно и напоминает структуры Лемвинского аллохтона Полярного Урала [3].

Надвиги пайхойд имеют левосдвиговую составляющую, что показано нами ранее. Выделяются и чистые сдвиги, фиксируемые по зеркалам скольжения и по складкам с крутым падением шарниров. В целом же ундуляция шарниров в линейных пайхойских складках незначительная, что свидетельствует об их принадлежестве к генезису. Она закономерно увеличивается на юго-востоке района в зоне интерференции с уралидами. В.Н.Пучковым это интерпретируется как следствие косо ориентированной коллизии континентов в пермское время.

Коротаихинская впадина, границы которой нами проводятся на северо-востоке по Южнопайхойскому надвику, на востоке – по Главному Западноуральскому надвику, а на юге и юго-востоке – по системе моноклиналей, разрывов и дизъюнктивных поднятия Чернова. По поверхности байкальского фундамента общая структура впадины представляет собой моноклиальное погружение на глубину от 5 км у поднятия Чернова до 10-14 км у Пайхойского поднятия. На фоне

погружения по горизонтам палеозоя в пределах Кортаихинской впадины выделяются четыре структуры второго порядка: Лабогейская моноклираль, Хейягинская депрессия, Припайхойская структурная зона и Верхневоркутское поднятие, осложненное на востоке Приуральскими структурами.

Припайхойская зона представляет собой особенно сложно построенную часть Кортаихинской впадины, сформированную за счет мощного тангенциального сжатия с северо-востока и примыкающую к Пайхойскому поднятию.

Почти все формационные комплексы в рассматриваемом регионе тектонически расслоены. Послойные срывы приурочены: в шельфовом и батинальном комплексах – к основанию и кровле рифтогенной формации, к фаллаховым формациям и их дистальным фрагментам; в орогенном комплексе – к аргиллитовой толще в основании флиша позднекаменноугольно-раннепермского возраста, а также к пермским угольным пластам в молассе. Крупнейшие шарьяжи связаны с этими послойными срывами и их секущими фаменами. Складки и мелкие надвиги можно рассматривать как следствие дифференцированного движения литопластин по этим срывам.

Как показано в наших работах [4,7,8,12], складки пайхоид имеют принадлежностное происхождение и не прослеживаются на глубине. К обстоятельствам их бескорневого характера относятся данные сейсморазведки, непосредственные наблюдения структур аллохтона и автохтона, малые величины радиусов кривизны концентрических складок и др. Образование бескорневых складок объясняется горизонтальным скольжением пачек жестких тонкослоистых пород по подстилающим и тонкослоистым отложениям [10,11, 12].

Литература

1. *Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я.* Некоторые особенности тектоники севера Урала и

- Пай-Хоя // Геотектоника. 1984, № 2. С. 51-57.
2. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука. 1974. 230 с.
3. *Пучков В.Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., 1975, С.196-202.
4. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. 1998. 240 с.
5. *Тимонин Н.И.* Признаки крупноамплитудного шарьирования структур Полярного Урала на юго-восточные структуры Пай-Хоя // Геология европейского Севера России. Сыктывкар.2001. С. 11-17. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып.108).
6. *Тимонин Н.И.* Геологическое строение северо-западной части Пай-Хоя // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар, Геопринт. 2006. С. 117-127.
7. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Пайхоиды – особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера. 2002. № 2. С. 24-37.
8. *Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург. 2004. 226 с.
9. *Хабаков А.В.* Полярный Урал и его соотношения с другими складчатыми областями // Труды ГГУ Главсевморпути. 1945. Вып. 15. 77 с.
10. *Юдин В.В.* О происхождении складчатости на западном склоне Северного Урала // Геология и полезные ископаемые европейской части СССР (Ежегодник-1976 Ин-та геологии Коми фил.АН СССР), Сыктывкар. 1977. С. 93-97.
11. *Юдин В.В.* Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты – возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазоносный бассейн. Сыктывкар. 1985. С. 38-45. (Тр. Ин-та геологии Коми фил.АН СССР; Вып. 52).
12. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург. УИФ «Наука». 1994. 286 с.

ВОЗРАСТ УДСКО-МУРГАЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ПЕРВЫЕ SHRIMP U-Pb ДАТЫ ПО ЦИРКОНАМ**Тихомиров П.Л., Правикова Н.В.***Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(tiho@geol.msu.ru, npravikova@mail.ru)***Введение**

Удско-Мургальский пояс (нередко именуемый Удско-Мургальской дугой, или УМД), согласно современной трактовке, объединяет вулканические ареалы позднеюрско-раннемелового возраста, фрагментарно обнажающиеся из-под обширных покровов Охотско-Чукотского вулканического пояса (альб-кампан) почти на всем протяжении последнего (около 3000 км). В структурном плане комплексы УМД входят в состав аккреционной позднемезозойской Западно-Корякской складчатой системы [6, 9]. Наиболее крупные выходы доальбских магматитов известны в бассейне р. Уда на полуостровах Кони, Пьягина и Тайгонос, на западном побережье залива Шелихова, в среднем течении р. Анадырь, а также в районе хребтов Пекульней, Ушканий и Золотой. Помимо юрских и раннемеловых вулканитов, Западно-Корякская система включает и более древние магматические комплексы, типичные для активных зон перехода континент-океан – до девонских включительно; возможно также присутствие здесь реликтов раннепалеозойских островных дуг [7].

Наличие разновозрастных с УМД геологических комплексов преддужья и аккреционной призмы не оставляет сомнений в надсубдукционной природе этой вулканической провинции, а также в направлении погружения палеозоны Беньюфа – под Сибирский континент [13]. Принято считать, что юго-западный сегмент УМД представляет собой вулканическую область андийского типа (при отсутствии образований, которые можно было бы отождествить с реликтами задугового бассейна). Далее к северо-востоку вулканиты УМД все чаще переслаиваются с морскими осадками, приобретая типичный облик островодужных формаций [8, 11].

Взаимоотношения образований Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского поясов не всегда однозначны. Наряду с несомненными свидетельствами налегания позднемеловых вулканитов на полого деформированные комплексы УМД [3] есть участки, где разница в характере залегания и степени изменения пород, относимых к разным вулканическим поясам, незначительна, и несогласие в основании разреза Охотско-Чукотского пояса не выглядит более значимым, чем обычные внутренние несогласия континентальных вулканогенных толщ.

Современные представления о возрасте Удско-Мургальского пояса базируются, главным образом, на палеонтологических и палеофлористических данных, а также на результатах К-Ar датирования, надежность которых отнюдь не бесспорна [1, 10]. Прецизионные методы изотопной геохронологии – U-Pb определения по цирконам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты по амфиболу и биотиту, существенно изменившие принятые модели эволюции магматических систем Северо-Востока Азии, использовались лишь для оценки возраста гранитоидных плутонов, предположительно связанных с УМД. Для Восточно-Тайгоносского и Магаданского плутонов получены даты, соответствующие альбскому веку (106-100 млн лет – [2, 4]). Результаты выглядят вполне интригующими, поскольку в это время уже начал формироваться Охотско-Чукотский пояс [5, 10]. Подтверждение одновременной активности УМД и Охотско-Чукотского пояса, хотя бы на протяжении сравнительно короткого периода в несколько млн лет, дало бы основание для серьезной ревизии существующих палеотектонических схем.

Общие сведения о стратиграфии изученного участка и краткое изложение результатов полевых работ

В 2008 г. нами изучен участок северо-восточного (Пенжинско-Анадырского, по [13]) сегмента УМД и смежной с ним фронтальной зоны Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Убиенка. На геологической карте масштаба 1 : 500 000 в последней редакции [3] здесь показаны выходы четырех свит, относящихся к УМД: травкинской (титон-берриас), ярангинской (берриас-валанжин), усовской (готерив-баррем) и березовской (нижний-средний альб). Относительно надежно, по определениям фауны двустворок, установлен лишь возраст травкинской свиты. Остальные стратоны датированы условно – на основании литологического сходства со стратотипами, описанными в бассейне среднего течения р. Анадырь, в 100-150 км к юго-западу от изученного района. Общая продолжительность формирования изученного фрагмента УМД, согласно легенде, составляет около 40 млн лет, а венчающая его разрез березовская свита оказывается почти синхронной с самыми древними толщами Охотско-Чукотского пояса.

В ходе полевых работ было установлено, что на данном участке предполагаемые образования Удско-Мургальской дуги представлены лишь двумя стратонами, различающимися литологией и условиями залегания. Относительно древние образования, на геологической карте показанные как травкинская свита, представлены переслаиванием морских вулканотерригенных осадков с потоками базальтов и, реже, андезитов и риолитов. Эти породы обнажены в пределах небольшого (примерно 2 x 4 км) эрозионного окна, где они слагают крутую (60-70°) моноклираль. Травкинская свита несогласно перекрывается толщей субаэральных вулканитов пестрого состава (туфы и лавы базальтов, андезитов и дацитов) с прослоями вулканомиктовых песчаников и конгломератов. На геологической карте [3] эти образования отнесены к ярангинской и

березовской свитам. Толща субаэральных вулканитов залегает положе, чем травкинская свита; углы наклона стратификации обычно составляют 10-20°. Непосредственный контакт вулканитов УМД и Охотско-Чукотского пояса скрыт рыхлыми отложениями, но, судя по субгоризонтальному залеганию пород Охотско-Чукотского пояса, между формированием этих геоструктур имело место тектоническое событие, сопровождавшееся слабыми складчатыми деформациями.

U-Pb возраст вулканитов

Для изотопного датирования цирконов были отобраны три образца: риолит (поток или субвулканическое тело) из разреза травкинской свиты, дацитовая лава из предполагаемой ярангинской свиты и дацитовый туф березовской свиты. По результатам изучения мономинеральных фракций циркона в катодолюминесцентном изображении, выделенные кристаллы имеют магматическую природу и лишены явных следов унаследованных ядер. U-Pb анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [12]. Результаты датирования представлены на рис. 1. Для образца "ярангинской" свиты получена конкордантная дата 119.5 ± 2.0 млн лет, для образца "березовской" свиты – линия смещения радиогенного и обыкновенного свинца, имеющая пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 122.0 ± 2.5 млн лет. В образце риолитов из травкинской свиты выявлены несколько популяций цирконов возрастом от 363 до 87 млн лет. Наиболее многочисленная популяция (6 зерен из 12) соответствует интервалу 120-130 млн лет. Поскольку изученные породы не несут следов интенсивных изменений, способных заметно повлиять на U-Pb системы цирконов, остается предположить, что этот риолит – субвулканический генетически связанный с Охотско-Чукотским поясом, а не с УМД (что объясняет присутствие кристаллов с позднемеловыми изотопными

возрастами), но при этом содержащий обильные ксенокристы более древних цирконов.

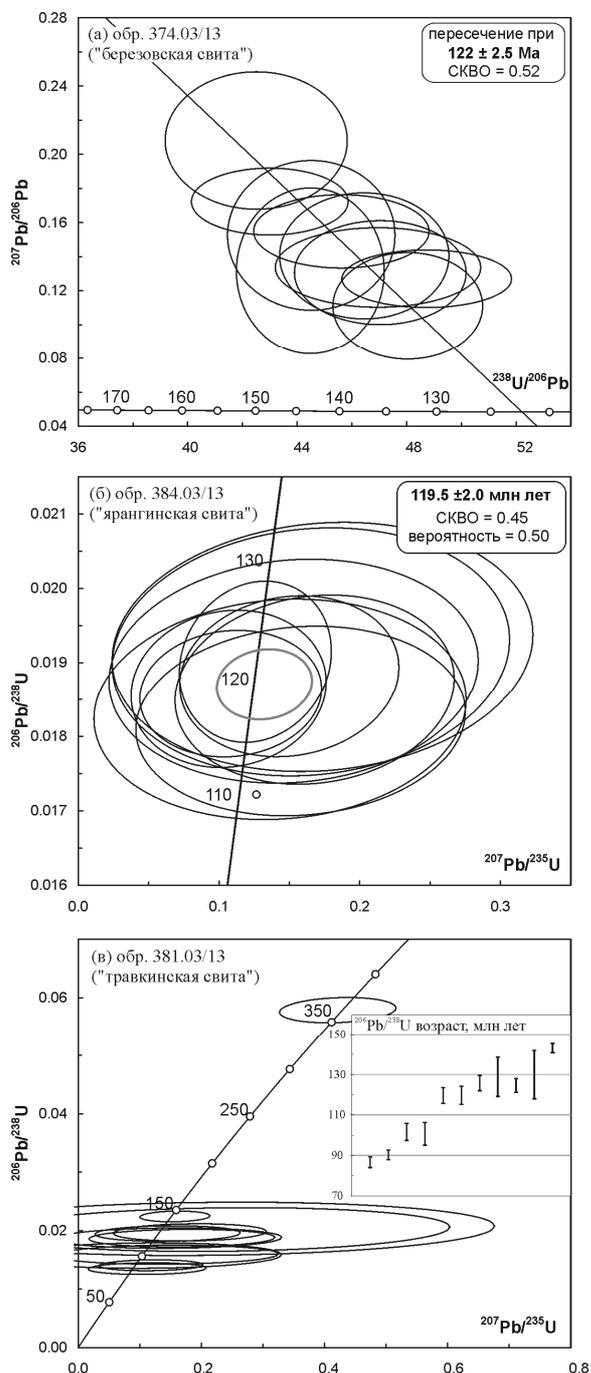


Рис. 1. Диаграммы Тера-Вассербурга (а) и Аренса-Везерилла (б, в) для цирконов из вулканитов Удско-Мургалской дуги. Размеры эллипсов соответствуют величине 2σ .

Примечание. На врезке к (в) сопоставлены индивидуальные возраста 11 из 12 проанализированных зерен циркона; длина отрезков соответствует величине 2σ .

Выводы

Совпадение в пределах аналитической погрешности изотопных дат для вулканитов, отнесенных к ярангинской и березовской свитам, подтверждает их принадлежность к единому стратону баррем-аптского возраста. Из всех стратиграфических единиц, выделенных в составе УМД, данная толща по составу и возрасту наиболее близка усовской свите; очевидна необходимость коррекции геологических карт изученного участка. Накопление толщи субаэральных непрерывно дифференцированных вулканитов завершило развитие УМД в изученном районе. Затем последовала пауза в магматической активности (около 15 млн лет), завершившаяся с началом формирования Охотско-Чукотского пояса. Возможно, в течение этой магматической паузы, приходящейся на конец апта и начало альба, северо-восточные сегменты УМД были аккрецированы к окраине континента, что обусловило деформации верхней части их разреза. Принимая в расчет результаты определения возраста двусторок из разреза травкинской свиты, можно заключить, что изученный фрагмент УМД сформирован в два этапа, разделенные неким компрессионным событием: титон-берриас (субаквальный вулканизм) и баррем-апт (субаэральный вулканизм). Общая продолжительность активности изученного фрагмента УМД составляет около 25 млн лет.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 09-05-01197-а, 10-05-00191-а) и ФЦП "Ведущие научные школы" (грант НШ-841.2008.5).

Литература

1. Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопных данных // Докл. РАН 2005. Т. 404. № 5. С. 654-658.
2. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН 1999. Т.369. № 1. С.76-83.

3. Варламова В.А., Мальшица Г.М., Вяткин Б.В., Звезда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУПП "Георегион", 2004. P. 273–288.
4. Лучицкая М.В., Хуориган Дж., Бондаренко Г.Е. Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгонского поясов, южная часть пояса Тайгонос // Докл. РАН 2003. Т.389. № 6. С. 1–5.
5. Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология 2008. Т. 27. № 5. С. 12–24.
6. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 159 с.
7. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Позднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья - фрагменты океанического плато // Геотектоника 2001. № 2. С. 41–63.
8. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука 1984. 192 с.
9. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геол 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.
10. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция 2006. V. 14. № 5. С. 67–81.
11. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
12. Larionov A.N., Andreichiev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. In: Gee, D. G., Pease, V. L. (eds), 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs. V. 30. P. 69–74.
13. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W. Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 2009.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ ТОЛЩИ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА И ГОР КЕНДЫКТАС (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Толмачева Т.Ю.^а, Рязанцев А.В.^б, Дегтярев К. Е.^б, Никитина О.И.^в

^а ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия (Tatiana.Tolmacheva@vsegei.ru)

^б Геологический институт РАН, Москва, Россия (degtkir@ginras.ru)

^в Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

В Южном Казахстане нижне-палеозойские комплексы приурочены к Джалаир-Найманской офиолитовой зоне и Чуйско-Кендыктасскому сиалическому массиву, где в последние годы благодаря находкам конодонтов в кремнистых и карбонатных породах доказан средне-позднекембрийский возраст вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ, ранее относившихся к докембрию или низам кембрия [1, 11].

Джалаир-Найманская офиолитовая зона протягивается в северо-западном направлении более, чем на 700 км и маркируется серпентинитовыми меланжами, а также фрагментами коровых частей раннекембрийских офиолитовых разрезов [10]. Доаренигские стратифицированные образования этой зоны представлены кремнисто-базальтовой ащисуйской, туфогенно-вулканогенной сулусайской и терригенной джамбульской свитами, которые выделяются также на северо-восточных склонах и в приводораздельной части хребта Кендыктас. Возраст всех трех свит и их соотношения друг с другом являются предметом многолетних дискуссий [3, 11, 13]. В результате проведенных исследований установлено, что наиболее высокое стратиграфическое положение занимает джамбульская свита, перекрывающая, иногда с размывом, ащисуйскую и сулусайскую свиты.

Ащисуйская свита участвует в строении самостоятельного тектонического покрова и не связана с раннекембрийским офиолитовым комплексом. Ее нижняя часть сложена вариолитовыми базальтами, а верхняя – чередующимися доломитами,

базальтами, яшмами и кремнями, общая мощность видимая свиты достигает 300-500 м.

В северо-западной части Джалаир-Найманской зоны к юго-западу от горы Байгара (т.н. Р-6186: N 45°05' 16,6"; E 72°22' 47,0") в кремнях ащисуйской свиты, переслаивающихся с базальтами и доломитами, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Furnishina* cf. *F. vasmerae* Müller et Hintz, *Gapparodus* sp. сакского яруса низов верхнего кембрия [10]. В северо-западном окончании гор Джамбул (т.н. Р-6237: N 44°50' 53,5"; E 72°55' 03,1") в сиренево-серых и светло-серых кремнях, слагающих линзу среди доломитов и афировых рассланцованных базальтов, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An) и *Phakelodus tenuis* (Müller) позднего кембрия.

Сулусайская свита распространена в юго-западной части Джалаир-Найманской зоны (окрестности ст. Кулакшино), также на северо-востоке гор Кендыктас [11]. В Джалаир-Найманской зоне основание разреза свиты неизвестно, а в ее строении участвуют переслаивающиеся зеленые и вишневые туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты, на разных уровнях присутствуют горизонты вулканомиктовых и туфогенных конгломератов с обломками порфировых андезибазальтов и андезитов, реже риолитов. Для верхней части разреза характерно чередование туфов и лав среднего и кислого состава. Общая мощность сулусайской свиты достигает 600 м.

На северо-восточных склонах и в приводораздельной части гор Кендыктас

сулусайская свита и ее аналоги (карабаурская свита [по 4]) представлена пестрыми туффитами тефро-турбидитами кислого состава, кремнистыми туффитами с редкими линзами известняков и отдельными потоками андезитов и базальтов. Мощность свиты в горах Кендыктас достигает 1100-1150 м. Вблизи основания ее разреза встречаются линзы кремней, в одной из которых собраны конодонты *Prooneotodus* cf. *gallatini* Müller, *Proacontiodus* ex gr. *simplex* Dubinina, *Proacontiodus* sp., *Phakelodus* cf. *tenuis* (Müller) батырбайского горизонта верхнего кембрия (определение А.М. Мамбетова) [4]. Здесь сулусайская свита подстилается офиолитами, совместно с которыми слагает тектонический покров, залегающий на комплексах Чуйско-Кендыктасского сиалического массива [10]. Офиолитовый разрез начинается с габбро, среди которых преобладают такситовые разности. Выше залегают комплекс параллельных даек, образованный преимущественно вертикально залегающими дайками долеритов и габбро-долеритов мощностью (до 1-5 м), преобладают дайки с односторонней закалкой. В верхах дайкового комплекса скрины представлены базальтами и яшмами, выше с постепенным переходом залегают подушечные базальты акжызыкской толщи, содержащие с многочисленными долеритовыми дайками и их рои. Среди долеритов дайкового комплекса встречаются редкие жилы плагиогранитов. В верхах разреза акжызыкской толщи в базальтах встречаются редкие линзы черных кремней мощностью до 10 см. Общая мощность акжызыкской толщи может достигать 1000 м. Выше залегают туфогенные породы аналогов сулусайской свиты.

Джамбульская свита наращивает разрезы ащисуйской и сулусайской свит, при этом на отдельных участках в ее основании залегают гравелито-брекчии, состоящие из обломков пород ащисуйской свиты. В нижней части джамбульской свиты встречаются редкие горизонты серых кремней и яшм, которые вверх сменяются монотонными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями

алевролитов и глинистых сланцев. Среди песчаников отмечаются маломощные горизонты кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность джамбульской свиты превышает 1000 м. Ее возраст был ранее определен по брахиоподам как позднекембрийско-раннеордовикский [11]. В кремнях этой свиты нами были собраны простые конические параконодонты и эуконодонты *Teridontus* sp. раннего тремадока. В песчаниках джамбульской свиты обнаружены детритовые цирконы широкого возрастного диапазона от более 2000 млн. лет до 490 млн. лет (граница кембрия-ордовика) [12]. Джамбульская свита в юго-восточной части гор Джамбул перекрывается терригенно-карбонатно-вулканогенной акжызыкской свитой, содержащей органические остатки середины аренига [11].

На основании новых биостратиграфических и геохронологических данных возрастная диапозон джамбульской свиты может быть ограничен тремадоком, сулусайской свиты и ее аналогов (карабаурской свиты) – верхами позднего кембрия, а ащисуйской и акжызыкской свит – низами позднего кембрия.

Изучение состава базальтов ащисуйской свиты показало, что, несмотря на однотипное строение разрезов, на разных участках эффузивы имеют некоторые петро-геохимические особенности. Так в горах Кокшоки базальты представлены высокотитанистыми разностями (2,0-2,2% TiO₂). Спектры РЗЭ (здесь и далее нормирование по хондриту), характеризующиеся обогащением легкими РЗЭ на уровне 100-200 и обеднением тяжелыми РЗЭ на уровне 15-20 хондритовых содержаний, хорошо сопоставляются с таковыми для базальтов океанических островов. Распределения элементов-примесей на спайдердиаграммах (здесь и далее нормирование по базальтам N-MORB) близким к базальтам океанических островов и обогащенных базальтов E-MORB. Базальты ащисуйской свиты в районе гор Дуланкара, к югу от горы Байгара и юго-восточнее руч. Андассай представлены умереннотитанистыми раз-

ностями (1,0-1,4% TiO_2). Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими РЗЭ на уровне 30-50, обеднены тяжелыми РЗЭ на уровне 10-20 хондритовых содержаний и близки к спектрам базальтов N-MORB. Распределения элементов примесей на спайдердиаграммах характеризуются дефицитом ниобия и обогащением стронцием, что типично для надсубдукционных базальтов. По особенностям состава к базальтам ащисуйской свиты близки базальты акжазыкской толщи и долериты комплекса параллельных даек. Они представлены умеренно- и высокотитанистыми разностями (1,5-2,7% TiO_2). Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими РЗЭ на уровне 40-50, обеднены тяжелыми РЗЭ на уровне 10-15 хондритовых содержаний и могут сопоставляться с базальтами E-MORB. Распределение элементов-примесей на спайдердиаграммах характеризуются незначительным дефицитом ниобия и небольшим обогащением стронцием.

Таким образом, формирование базальтов ащисуйской и акжазыкской свит, а также долеритов комплекса параллельных даек могло происходить в пределах различных частей позднекембрийского бассейна с океанической корой. Присутствие в составе сулусайской свиты туфогенных, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород средне-кислого состава свидетельствует о ее формировании на склонах и у подножья вулканической островной дуги, имевшей меланократовый фундамент.

В пределах Чуйско-Кендыктасского сиалического массива комплексы его нижнепалеозойского чехла представлены в основном кремнисто-сланцевыми, реже терригенно-карбонатными, толщами. К нижнему и низам среднего кембрия относятся графитисто-слюдисто-кварцевые и кварц-серицитовые сланцы фосфор-ванадиевой минерализацией, серицитовые и графитистые кварциты киинтасской свиты мощностью до 500 м, а также ритмично переслаивающиеся кварц-хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты

с горизонтами углеродисто-кремнистых сланцев огизтауской свиты мощностью до 1300 м. В этих толщах отсутствуют находки органических остатков, поэтому отнесение их к низам палеозойского разреза условно и принимается не всеми исследователями [11].

Толщи, в которых собраны органические остатки среднего и позднего кембрия занимают относительно небольшие площади. На северо-восточных склонах и в приводораздельной части гор Кендыктас (юго-восточная часть массива) к этому возрастному интервалу относится терригенно-карбонатная жайсанская свита. Эта толща с несогласием залегает на верхнерифейских вулканитах копинской свиты, входящих в состав докембрийского фундамента Чуйско-Кендыктасского массива. Породы жайсанской свиты, как правило, интенсивно дислоцированы с образованием изоклинальных, иногда лежащих, складок и часто имеют тектонические соотношения с комплексами фундамента. В разрезе жайсанской свиты преобладают терригенные породы, для которых характерно ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, также встречаются прослои мелко-среднегалечных конгломератов с хорошо окатанной кварцевой галькой. Кремнисто-карбонатные пачки состоят из чередующихся известняков, черных и серых кремней, алевролитов и углеродисто-кремнистых сланцев. К этим пачкам приурочены прослои и линзы фосфор-ванадиеносных сланцев, фосфоритов и баритов. Оценки мощности жайсанской свиты (от 2000 до 3000 м), приводимые в публикациях [6, 11], не учитывают ее дислоцированности и являются сильно завышенными. Скорее всего, мощность свиты не превышает нескольких сот метров.

Возраст жайсанской свиты, определенный на основании сборов трилобитов и беззамковых брахиопод в кремнисто-карбонатных пачках, охватывает интервал от второй половины майского яруса среднего кембрия до верхов позднего кембрия [6,11]. В результате проведенных исследований в кремнисто-карбонатных

пачках собраны конодонты *Prooneotodus* sp., *Furnishina* sp. и *Phakelodus tenuis* (Müller) позднего кембрия.

В центральной части массива средне-верхнекембрийские толщи обнажены в пределах двух небольших участков. В 15 км к востоку от горы Домбралытау в ядре антиклинали обнажены кембрийские и нижне-среднеордовикские образования. Структура этих толщ отличается большой сложностью, для нее характерны изоклинальные складки северо-западного простирания, которые сопровождаются продольными взбросами и надвигами. На этом участке к среднему-верхнему кембрию относится домбралытауская свита [5, 11]. В ее разрезе преобладают кремнистые, кремнисто-слюдистые сланцы, железисто-кремнистые сланцы и железистые микрокварциты, серые кремни, содержащие редкие прослои известняков с трилобитами верхов позднего кембрия. Для кремней и кремнисто-слюдистых сланцев характерны линзы фосфоритов. Соотношения добралытауской свиты с кремнисто-терригенными толщами нижнего ордовика не изучены, ее мощность оценивается около 400 м.

В 25 км к югу от горы Байгара в ядре небольшой антиклинали обнажен фрагмент разреза, образованного кварцевыми песчаниками, содержащими мощный (60 м) горизонт известняков с трилобитами низов позднего кембрия. Мощность этого фрагмента разреза более 360 м [11].

Наименее изученной является северо-западная часть Чуйско-Кендыктасского массива (окрестности гор Тастау, Жуантобе), где широко распространены вулканиды основного состава с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев, кремнистых пород, железистых кварцитов и железисто-кремнистых сланцев. В результате работ, проведенных в 2010 г. в этой части массива, в кремнистых породах удалось собрать конодонты и доказать, что, по крайней мере, часть толщ, ранее относимых к венду-раннему кембрию [11] имеют поздне-кембрийский возраст.

В районе горы Тастау выявлена кремнисто-вулканогенно-терригенная тол-

ща, смятая в серию узких складок северо-западного простирания. Нижняя часть ее разреза представлена чередованием черных кварцитов, микрокварцитов и кремнистых алевролитов с пачками зеленых сланцев по эффузивам и туфам основного состава. В верхах разреза наряду с черными кремнистыми алевролитами появляются афировые базальты, серые кремни и мощная пачка кварцевых песчаников. Для этой части разреза характерны линзы железистых кварцитов, приуроченные к контакту кремней и базальтов. Мощность толщи достигает нескольких сот метров. С метаморфическими комплексами фундамента Чуйско-Кендыктасского массива она имеет только тектонические соотношения. В верхней части разреза кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи в 5,5 км северо-западнее горы Тастау (т.н. Р-10046: N 46° 04' 32.8"; E 71° 03' 57.8") в горизонте серых кремней собраны мелкие паракондонты *Prooneotodus* sp. позднего кембрия. Для пород кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи характерен метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации, в наибольшей степени проявленный в низах разреза.

Аналогичные кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи широко распространены в 70-90 км северо-западнее изученного участка – в окрестностях горы Жоантобе, где они смяты в систему узких линейных складок северо-западного простирания. В строении разрезов этих толщ участвуют черные кварциты и кремнистые алевролиты, эффузивы и туфы основного состава, и зеленые сланцы по ним, кислые эффузивы превращенные в порфиroidы, серицит-кварцевые сланцы, филлиты, кремни, фтаниты, песчаники и бластопсаммитовые сланцы. Среди алевролитов и кремнистых пород присутствуют линзы фосфоритов и прослои доломитов. Наиболее яркой особенностью кремнисто-вулканогенно-терригенных толщ, распространенных в окрестностях горы Жоантобе, является приуроченность к ним нескольких горизонтов железистых кварцитов и микрокварцитов. Мощность горизонтов железис-

тых кварцитов может достигать 10-15 м [9]. Разведочные работы, проведенные в окрестностях горы Жоантобе в конце 60-х годов XX века, привели к открытию здесь железорудного месторождения [7]. Эффузивы, участвующие в строении толщ окрестностей горы Жоантобе, образуют контрастную серию, в состав которой входят высокотитанистые (TiO_2 – 1,9-3,15%) базальты и андезибазальты и риолиты с содержаниями K_2O до 3,2% [8].

Возраст кремнисто-вулканогенно-терригенных толщ, развитых в окрестностях горы Жоантобе, является предметом дискуссий, так как органические остатки в них не обнаружены. Разные авторы на основании сопоставления с комплексами других районов относят их либо к раннему протерозою, либо к венду-раннему кембрию, либо частично к нижнему-среднему ордовика [1, 2, 9, 11]. На основании полученных данных о возрасте кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи в районе горы Тастау можно предполагать, что аналогичные в районе горы Жоантобе также могут быть отнесены к верхнему или среднему-верхнему кембрию.

На основании полученных данных в пределах Чуйско-Кендыктасского массива может быть выделен новый тип разреза среднего (?) – верхнего кембрия, характерными особенностями которого являются присутствие углеродистых кремнистых и кремнисто-терригенных пород с линзами фосфоритов, кварцевых песчаников и алевролитов, эффузивов основного и в ограниченных объемах кислого состава, железистых кварцитов и микрокварцитов. На основании изучения особенностей строения толщ этого типа и состава, слагающих их пород, можно предполагать, что они формировались в пределах рифтогенного прогиба, заложенного на континентальном основании.

Необходимо отметить сходство осадочных пород, входящих в состав кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи и домбралытауской свиты, что свидетельствует о близости обстановок осадконакопления.

Таким образом, в Чу-Илийском районе и горах Кендыктас выявлены средне-верхнекембрийские толщи, формирование которых происходило как на океанической, так и на континентальной коре. Комплексы, имевшие меланократовое основание, представлены фрагментами верхних частей офиолитовых разрезов, формировавшихся в пределах различных структур бассейна с океанической корой и сопряженной с ним островной дуги. Накопление терригенно-карбонатных и кремнисто-сланцевых толщ, вероятно, происходило в различных частях шельфа и склона крупного блока с докембрийской континентальной корой, одним из фрагментов которого является Чуйско-Кендыктасский массив. В пределах этого блока существовали рифтогенные прогибы, которые заполнялись кремнисто-терригенными толщами, содержащими горизонты железистых кварцитов, и эффузивами основного, реже кислого, состава. Совмещение средне-верхнекембрийских комплексов, формировавшихся в разных геодинамических обстановках произошло, вероятно, в начале ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и РФФИ проект № 09-05-00933.

Литература

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Южноказахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1981а. 248 с.
2. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2000. 396 с.
3. Геология СССР. Т. XL: Южный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 536 с.
4. Зорин А.Е., Мамонов Е.П., Миколайчук А.В., Апаяров Ф.Х. Строение разреза и структурные соотношения раннепалеозойских комплексов Северного Тянь-Шаня (предварительные результаты работ по ГДП-200) // Состояние и задачи стратиграфических исследований в Казахстане.

- Материалы Республиканского стратиграфического совещания. Караганда, 2006. С. 96-98
5. *Кичман Э.С., Буренин В.М., Ким Ф.М.* Новые данные о возрасте фосфоритованадиеносных отложений района гор Домбралытау // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол., 1973. № 4. С. 67-70.
 6. *Краськов Л.Н.* Стратиграфия и трилобиты кембрийских отложений гор Кендыктас (Южный Казахстан). Автореф. канд. дис. Л., 1976.
 7. *Крюков А.С., Беркалиев Н.А., Новохатский И.П.* О месторождении желе-зистых кварцитов в Бетпак-Дале // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол., 1970. № 2. С. 50-53.
 8. *Розанов С.Б.* Спилитовая джеспилитовая формация раннего протерозоя Казахстана // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 9-178.
 9. *Розанов С.Б., Филатова Л.И., Хераскова Т.Н.* К геологии толщ докембрия и нижнего палеозоя окрестностей горы Жуантобе (Восточная Бетпакдала) // Известия АН Каз ССР. Сер. Геол., 1974. № 6. С. 31-39.
 10. *Рязанцев А.В., Миколайчук А.В., Толмачева Т.Ю. и др.* Офиолиты и острово-дужные комплексы Джалаир-Найманской зоны и Чуйско-Кендыктасского массива (Южный Казахстан): положение в структуре, обоснование возраста и обстановки формирования // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4. Москва-Бишкек, 2009 С. 53-58
 11. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
 12. *Kröner, A., Windley, B.F., Badarch, G. et al.* Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Hatcher, R.D., et al. (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. GSA Memoirs, 2007, 200. P.181-209.
 13. *Popov L.E., Bassett M.G., Zhemchuzhnikov V.G. et al.* Gondwanan faunal signatures Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implication // Geological Society, London, Special Publication, 2009. V. 325. P. 23-64.

МЕЗОТЕКТОНИКА КАТАЗОНЫ: УНИВЕРСАЛЬНЫ ЛИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР?

Травин В.В.^а, Козлова Н.Е.^б

^аИнститут геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия (travin@krc.karelia.ru)

^бГеологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия (kozlova@afmgtu.apatity.ru)

Широко распространены и вошли в учебники представления об увеличении интенсивности деформаций с глубиной и, соответственно, вертикальной зональности деформаций [7]. «Покровные» структуры противопоставляются «глубинным» [3, 4, 7]. Вертикальная зональность деформаций связывается с увеличением с глубиной температуры и давления, определяющих вязкость пород. На этой основе противопоставляют эпи-, мезо- и кататектонику, и, соответственно, эпи-, мезо- и катазону метаморфизма. Для эпизоны (<100°C) наиболее характерны складки продольного и поперечного изгиба и хрупкие разрывы. Для мезозоны (100-550°C) типична линейная складчатость продольного изгиба и скалывания, кливаж, разломы от хрупких в верхах до вязких в низах зоны. В катазоне (>550°C) обычна кристаллизационная сланцеватость, сложная многопорядковая складчатость, разрывы исключительно вязкие; все деформации выражаются интенсивным течением пород [7].

Такие представления, основанные на опыте изучения морфологии складок, разрывов и пластических зон сдвига в областях развития неметаморфизованных и метаморфизованных комплексов, вполне соответствуют данным о поведении минералов при повышении температур.

Вместе с тем, предложенное противопоставление идеализировано, в природе РТ диапазоны образования структур «типоморфных» для выделенных эпи-, мезо- и катазоны, перекрываются. Причина этого видится в том, что данная классификация не учитывает природного разнообразия контрастов деформационных свойств пород, динамических условий образования структур, других параметров. Опыт работы авторов в восточной части Балтийского щита показывает, что в

условиях интенсивного метаморфизма, отвечающих катазоне названной классификации, могут формироваться типичные структуры мезотектоники – хрупкие разрывы и складки продольного изгиба.

Складки продольного изгиба. Среди складчатых структур докембрия восточной части Балтийского щита довольно обычны складки, сформированные в условиях, когда «вязкопластическое течение охватывало всю массу пород». Однако нередки складки разного размера, в которых слои проявили резко различные деформационные свойства, в результате чего компетентные слои изогнуты без существенного изменения мощности, а некомпетентные – с увеличением мощности в замках и уменьшением в крыльях складок. То есть складки, которые принято рассматривать именно как складки продольного изгиба, образованные в условиях тангенциального сжатия слоистых толщ [1, 2]. Крупные линейные складки продольного изгиба с пологими ундулирующими шарнирами изучались в Северо-Карельской синклинойной зоне на границе Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона. На их примере была предложена модель формирования широко распространенной в интенсивно метаморфизованных комплексах послышной сланцеватости и минеральной линейности, параллельной шарнирам складок [5].

Хрупкие разрывы. В центральной части Беломорского подвижного пояса (в районе села Гридино) сохранились блоки с брекчиевидными структурами, в которых хрупкие разрывы, секущие мигматитовую полосчатость гнейсов, в свою очередь срезаются мигматитовой полосчатостью того же вида и, очевидно, того же происхождения. Такие соотношения свидетельствуют о циклической смене

хрупких и пластических деформаций в условиях образования мигматитовой полосчатости – типичной текстуры высокотемпературного (амфиболитовой фации) метаморфизма.

Брекчиевидные структуры, по-видимому, имеют архейский возраст. Об этом свидетельствуют факты сечения их раннепротерозойскими дайками (в том числе дайками габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов с возрастом около 2.45 млрд. лет), которые образовались в результате внедрения по хрупким разрывам и во многих случаях сохранили типично дайковую (плоскую) форму.

Более многочисленны в названном районе интенсивно деформированные дайки с зонами закалки, имеющие контакты сложной формы, вблизи которых полосчатость вмещающих гнейсов приобретает конформное им положение

Среди интенсивно деформированных даек, принадлежащих тем же магматическим комплексам – дайки с признаками деформаций в пластических зонах сдвига (наследующих положение разрывов, по которым они внедрялись) еще до полной кристаллизации магматического расплава [6].

Структурное и петрографическое изучение даек показало, что раннепротерозойские дайки внедрялись по хрупким разрывам в метаморфизируемые в условиях амфиболитовой фации гнейсы, испытывавшие неоднородные деформации. В блоках гнейсов, не испытавших пластических деформаций после внедрения даек, последние сохранили простую форму. В участках интенсивных пластических деформаций сразу же после их внедрения, дайки, еще до окончательной кристаллизации расплавов, были вовлечены в пластические зоны сдвига, наследующие положение хрупких разрывов. В результате сформировалась сложная форма контактов даек и конформная им полосчатость вмещающих гнейсов. Данные по дайкам также указывают на циклическую смену хрупких и пластических деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Проявление хрупких деформаций гнейсов в условиях высокотемпературного метаморфизма (за порогами «размягчения» кварца (около 300°C) и полевого шпата (около 450°C)) кажется парадоксальным. Вместе с тем оно может быть объяснено следующим образом.

В условиях, когда напряжения в метаморфизируемых породах не достигали предела прочности, породы испытывали пластические деформации (проявляли ползучесть). При достижении предела прочности происходило образование хрупкого разрыва, которое снимало напряжения. После этого, в ходе роста напряжений, породы вновь деформировались пластически до достижения предела прочности, затем опять происходил хрупкий разрыв и процесс циклически повторялся. Циклическая смена хрупких и пластических деформаций повторялась до тех пор, пока не исчезали условия роста напряжений до предела прочности пород.

Литература

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1971. 278 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Корсаков А.К. Структурная геология: Учебник. М.: КДУ, 2009. 328 с.
4. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. Учебное пособие для вузов. М.: Недра, 1984. 464 с.
5. Травин В.В. Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма // Геотектоника 1992. №2. С.22-29.
6. Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С. Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов-габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Материалы международного петрографического совещания «Петрография XXI века». Том 3. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. С.262-264.
7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-ПАЛЕОГЕНОВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВНУТРЕННИХ ВПАДИН ТЯНЬШАНЯ

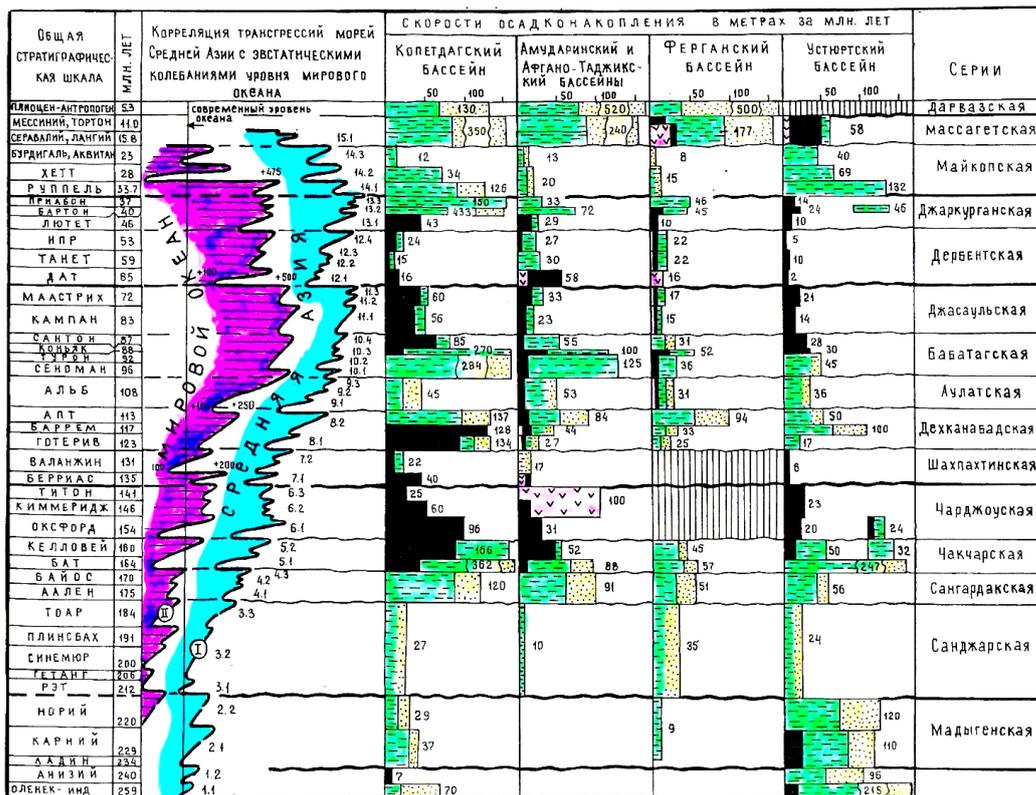
Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, Москва, Россия

(vitro1@mail.ru)

К началу мезозоя в Средней Азии завершились сложные коллизионные процессы становления континентальной коры и достаточно мощной литосферы, горные массы которых находились в состоянии изостатического равновесия. В это время была сформирована единая денудационная поверхность – постгерцинский пенеплен с минимальной энергией рельефа. Он срезает структуры складчатого основания. В Северном Тянь-Шане они представлены позднегерцинскими впадинами, выполненными отложениями карбона и перми с выступающими среди них массивами более древних формаций каледонского этажа. Южнее базовая поверхность была представлена структурами блоков консолидированной коры микроконтинентов, разделенных складчатой системой Южного Тянь-Шаня. К югу и западу их сменяли осадочные и

вулканогенно-осадочные покровы областей обширных позднепалеозойских опусканий Амударьинской и Мургабской впадин, депрессий Северных Каракумов и Устюрта с выступающими среди них изометричными массивами кристаллического фундамента (Центральные Каракумы, Карабогаз) или зонами линейной складчатости (Мангышлак, Центральный Устюрт). Эпигерцинский пенеплен завершил длительную историю формирования палеозойских складчатых систем Тяньшаня и сопредельных территорий. Пенеплен явился исходной базисной поверхностью, взламывание и деформация которой привела в итоге к возникновению принципиально нового поколения структур осадочного чехла Туранской платформы и внутренних (дейтероорогенных) впадин Тяньшаня.



1 2 3 4 5 6 7

Рис.1. Цикличность изменения скоростей осадконакопления (м/млн.лет) и соотношение процессов механической, хемогенной и биогенной дифференциации осадочного вещества в седиментационных бассейнах мезозоя и кайнозоя Средней Азии. Соотношение компонентов механической: 1 – обломочные, 2 – глинистые породы, 3 – биогенной (известняковые и мергельные породы), 4 – хемогенной (эвапориты) дифференциации осадочного вещества; 5-6-кривые изменения уровня морских акваторий (трансгрессии и регрессии): 5 – среднеазиатских морей, 6 – эвстатические колебания уровня Мирового океана, по П.Р.Вейлу, 7 – номер трансгрессивно-регрессивных циклов разного порядка

Изучение объемных соотношений терригенных, карбонатных, эвапоритовых, силицитовых и углеродистых компонентов формаций, анализ скоростей их накопления в метрах за млн. лет открывает новые возможности в плане анализа тектонической цикличности и сравнительной характеристики и классификации формаций, создания на их основе формационных моделей геодинамических обстановок и построения палеогеодинамических карт (рис. 1).

Мезозойские и палеогеновые отложения Средней Азии объединяют эпоху законченного геоморфологического (геодинамического) цикла рельефообразования. Для седиментационных бассейнов характерно трансгрессивное залегание стратиграфических подразделений мезозойско-палеогенового осадочного

чехла. При этом каждая вышележащая серия, продвигаясь на восток, занимает все большую территорию. Трансгрессивно-регрессивное строение разрезов на фоне расширения площади морских акваторий при каждой последующей трансгрессии несомненно указывает на повышение уровня Мирового океана и эвстатическую природу трансгрессий и регрессий.

Мезозойско-палеогеновый структурный этаж характеризовался ступенчатой ритмической сменой орогенных континентальных структур юры и раннего мела равнинообразовательными (платформенными) в позднем мелу и палеогене, образующих в целом самостоятельную тектоническую эпоху. Внутренняя структура комплекса свидетельствует о снижении активности тектонических процессов. Вверх по

разрезу происходит трансформация ритмических серий, редуцируются и даже полностью выпадают накопления горообразовательной фазы, уступая свое место формациями равниннообразовательного режима. Подобная дивергентность процессов осадконакопления может быть объяснена реализацией глубинной энергии, когда на месте пенеплена были созданы орогенные системы юры и раннего мела. Позднее в позднем мелу и палеогене они оказались предельно выровненными и вновь превратились в почти равнину. Не

случайно поэтому при районировании Средней Азии исследователи встречают большие трудности в разделении синхронно развивавшихся на ее территории Туранской платформы (плиты) и сопряженных с нею на востоке областей общего поднятия Тянь-Шаня. Для мезозоя-палеогена латеральный ряд структур представлен собственно Туранской платформой и дейтероорогена Тяньшаня, входившим в состав Центрально-Азиатского орогенического пояса.

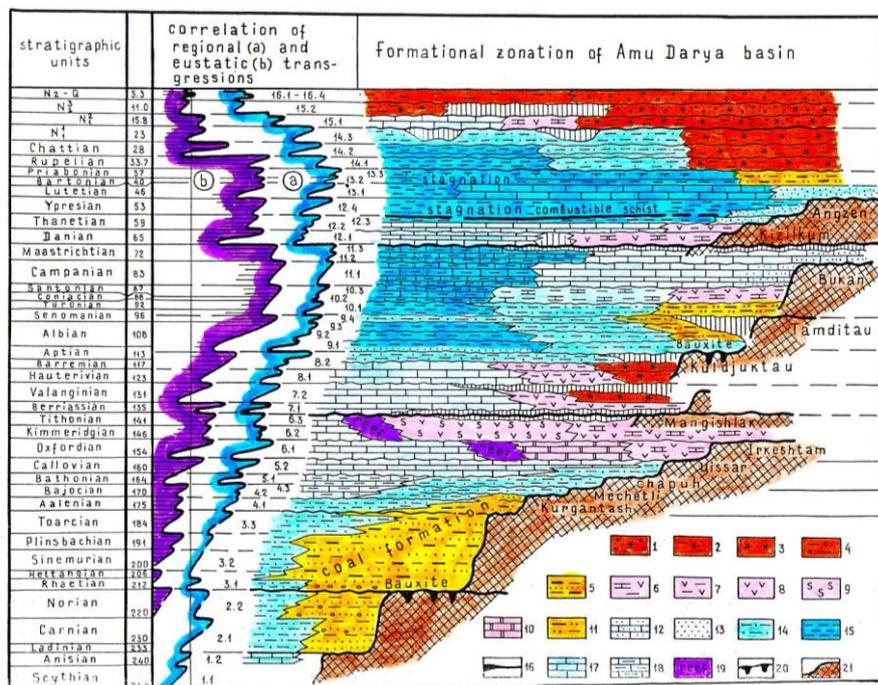


Рис.2. Формационная зональность и цикличность осадконакопления в Амударьинском седиментационном бассейне. Молассовые формации аридного: 1 – грубообломочные, 2 – песчано-алеврито-глинистые, 3 – глинисто-песчаные и гумидного ряда: 4 – безугольные, 5 – угленосные; формации лагунных и солеродных бассейнов: 6 – известняково-глинисто-сульфатные, 7 – глинисто-сульфатные, 7 – глинисто-сульфатные, 8 – сульфатные, 9 – полигалогенные, 10 – преимущественно доломитовые; мелководно-морские и прибрежные формации: 11 – песчано-

глинистые, 12 – карбонатно-песчаные, 13 – песчаные, 14 – алевролитоглинистые, 15 – морские глинистые глубоководные, 16 – горизонты стагнации, горючие сланцы; глубоководные карбонатные: 17- и карбонатно-мергельные 18- морские формации, 19 – рифы, 20 – бокситы, 21 – педиментные поверхности трансгрессивного залегания осадочного покрова.

Мезозойско-палеогеновая эпоха является вполне самостоятельной в истории развития азиатской литосферной плиты. Формирование структур совершалось преимущественно в условиях внутриплитной геодинамики. Латеральные ряды платформенного мезозойско-палеогенового этапа развития региона отражают условия неоднократного чередования горообразовательных и равниннообразовательных режимов. Заложение структур связано с новой эпохой тектоногенеза, развивавшегося по иному тектоническому

плану, часто несогласно со складчатым каледонско-герцинским основанием. Смена режимов выражена обособлением в разрезе платформенного этажа трех структурных ярусов-комплексов формаций среднего триаса-юры, мела и палеогена, отделенных друг от друга континентальными перерывами, сопровождаемыми несогласиями и, даже, складчатостью. Их развитие совершалось стадийно в условиях снижения контрастности тектонических движений и структур на фоне общего расширения аккумулятивных пространств и

неоднократного чередования эвстатических трансгрессий и регрессий.

Триас-юрский этап объединяет терригенные гумидные формации триас-средней юры и карбонатные, эвапоритовые и терригенные красноцветные аридные формации конца средней и поздней юры. Закономерности развития структуры на ранних стадиях выражено системой линейных грабенообразных впадин как в Тянь-Шане, так и на Туранской плите. С средней юры начинают оформляться структуры Туранской плиты – Афгано-Таджикская, Амударьинская и Устюртская синеклизы, обрамляющие систему сводовых поднятий Кызылкумов и Тянь-Шаня. На завершающих стадиях в поздней юре наиболее полные разрезы получают развитие в Амударьинском и Афгано-Таджикском бассейнах. Остальные территории выводятся из седиментации, где наряду с перерывами в осадконакоплении устанавливаются следы предмеловой складчатостью (Тянь-Шань, Мангышлак). Согласованность в юре различных событий, проявившихся одновременно как на континентальной окраине Тетиса, так и на территории Туранской платформы и в Тяньшане свидетельствует о генетической связи между регионами. В их числе возникновение эпигерцинского пенеплена, его синхронное взламывание с сопровождающими его рифтами типа пулл-апарт и, наконец, оформление первых структур осадочного чехла на юге и западе Средней Азии. Внутриплитные структуры Тяньшаня во все периоды их развития занимали высокое положение в ландшафте и никогда не покрывались морями.

Меловой этап-время кардинальной перестройки геодинамической зональности структур. Рубеж юры и мела повсеместно на территории Средней Азии характеризовался перерывом и, даже, угловым несогласием. Повторное взламывание привело к

формированию меловых структур. Одни из них развивались унаследованно с юры, другие были новообразованными. С этого периода Южный Тяньшань выступал как единое линейное сводовое поднятие, обрамленное Сырдарьинской и Ферганской впадинами на севере и устойчивыми опусканиями на юге. Общие тенденции формирования осадочного чехла подчеркиваются трансгрессивным залеганием формационных подразделений и унаследованным развитием структур.

Палеогеновый этап - равнинообразовательный. Он завершил формирование осадочного покрова Туранской платформы. Главной особенностью строения палеогенового структурного яруса является выдержанность стратифицированных горизонтов, небольшая мощность разрезов, преобладание в их составе глинистых и карбонатных накоплений при полном отсутствии глубообломочных, господство морских и лагунных условий осадконакопления. Для этапа в целом характерны низкие скорости седиментации, когда воды бассейна почти полностью накрывали территорию Средней Азии. В палеогене территория Средней Азии унаследовала основные черты тектонической зональности позднего мела, сочетавшей элементы линейных и изометричных структур. Одновременно на востоке четко обозначились инверсионные структуры других простираний. В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Афгано-Таджикской впадины в эоцене возникли системы субмеридиональных поднятий, изменился режим седиментации в Заалайском прогибе. Важно отметить, что, начиная со среднего эоцена, на востоке по периферии структур Альпийско-Гималайского пояса стали возникать элементы тектонической перестройки регионального структурного плана. Прелюдией к позднекайнозойскому неотектоническому орогенезу стал массовый эоценовый вулканизм в Иране, Афганистане и Памире. С ним коррелируют проявления наземных щелочных мантийных базальтоидов (Иссык-Куль, Тоюн) и накопление на огромной территории юга

Средней Азии эоценовых бейделлитовых глин. пирокластических монтмориллонитовых и

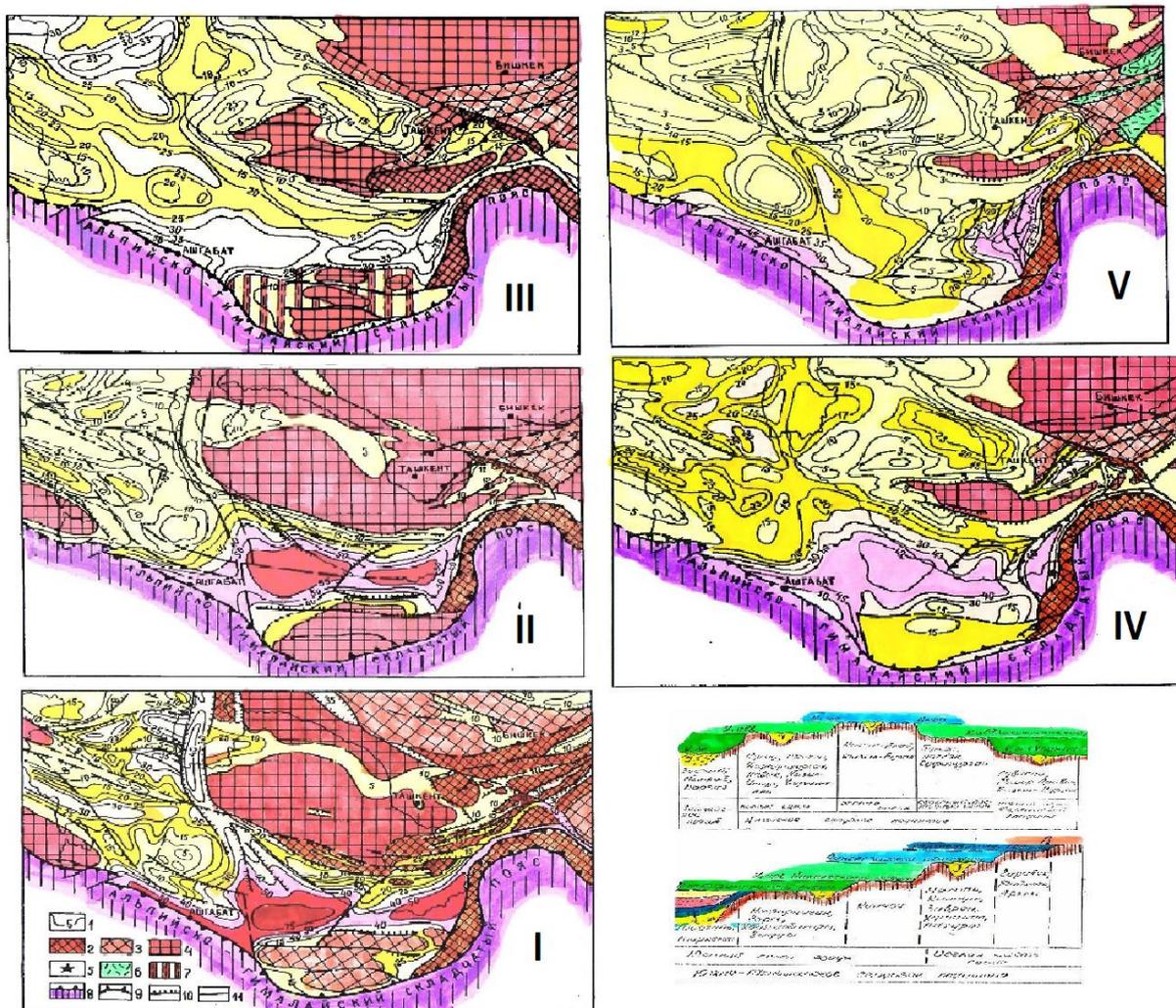


Рис.3. Палеотектоническое районирование и скорости осадконакопления в седиментационных бассейнах дейтероорогена Тянь-Шаня и Туранской платформы в мезозое и палеогене: (I-верхний триас-бат, II-келловей-титон, III-нижний мел, IV-верхний мел, V-палеоген). Обозначения: 1 – скорость осадконакопления, м/млн. лет, 2-4-области разной степени интенсивности поднятий: (2 – интенсивные, резко расчлененные поднятия, 3 – поднятия слабо расчлененные, 4 – предельно выровненные равнины, плато), 5 – очаги базальтоидного вулканизма, 6 – проявления рифтового вулканизма, 7 – области поднятий, перекрытые осадочным чехлом на завершающей стадии развития, 8 – Альпийско-Гималайский складчатый пояс, 9 – региональные взбросы, надвиги, 10 – тектонические уступы, в том числе ограничивающие рифтовые впадины, 11 – разломы. Справа внизу трансгрессивное перекрытие сводовых поднятий.

Палеогеновый этап с одной стороны завершил эпоху платформенного развития Средней Азии, а с другой являлся с середины эоцена подготовительной стадией к возникновению позднее структур пост-платформенного орогенеза. В связи с этим в развитии Средней Азии в палеогене следует различать три сменяющих друг друга во времени стадии: палеоцен-раннеэоценовую собственно платформенную, средне-позднеэоценовую начавшейся структурной

дифференциации и олигоцен-раннемиоценовую, относящуюся уже к началу неоген-четвертичного постплатформенного орогенеза.

По мнению большинства геологов формирование мезозойских и палеогеновых структур являлось результатом вертикальных движений, отражающих "дыхание" коры и верхней мантии в связи с явлениями разуплотнения или наоборот уплотнения их вещества. Однако подобные

взгляды не объясняют многие известные сейчас примеры горизонтальных перемещений масс с образованием сдвиговых и принадвиговых поднятий и впадин, инверсии структур, перекачивание осей складок и т.д.

Общие тенденции расширения во времени площади осадочного чехла платформы, трансгрессивное залегание ее формационных серий, последовательное продвижение морских трансгрессий в глубь континента, как и изменение скорости осадконакопления позволяет предположить, что формирование единого (сплошного) осадочного чехла и изменение его мощности предопределены термическим состоянием астеносферы и литосферы. Утяжеление и потеря плавучести последней являются причиной стабильного погружения огромных территорий формировавшегося осадочного покрова молодой платформы. Литосфера дейтероорогена Тянь-Шаня, поверхность которого на востоке всегда занимала высокое гипсометрическое положение и никогда не покрывалось морями, испытывала тенденцию к изостатическому всплыванию, что вероятно, стимулировалось разуплотнением подлитосферных слоев мантии. Темпы и общая направленность фронта охлаждения литосферы, наращивание ее толщины и потеря плавучести подчеркиваются региональными изменениями скорости осадконакопления на фоне продвижения сплошного осадочного покрова платформы и перекрытия им дейтероорогена Тянь-Шаня.

Платформу и дейтероороген следует рассматривать в качестве структур высшего порядка, развитие которых было связано с особенностями геодинамического режима литосферы и

астеносферной части мантии. Вместе с тем внутреннее строение мезозой-палеогенового покрова очень сложное. В пределах платформы в составе осадочного чехла выделяются синеклизы, изометричные и линейные сводовые поднятия, тектонические ступени, рифтоподобные впадины, отдельные складки и др. В строении дейтероорогена также участвуют различные по морфологии, преимущественно линейные поднятия и разделяющие их рифтоподобные и рамповые, часто асимметричные прогибы и впадины. Положение и морфология мезозойских и палеогеновых структур согласуется со структурой палеозойского складчатого основания, внутренней гетерогенностью и изостатической неуравновешенностью слагающих его горных масс. Унаследованное развитие структур осадочного покрова, как и их перестройка, контролировались геодинамическим режимом.

Перераспределение горных масс складчатого основания на разных уровнях коры отразилось в приповерхностных структурах. Эволюция геодинамических процессов в мезозое и палеогене предопределялась энергетикой мантии и коры, что созвучно идеям двухярусной тектоники литосферных плит. На уровне мантийных процессов это отражено в формировании осадочного покрова Туранской платформы и поглощении им дейтероорогенных поднятий Тянь-Шаня на фоне снижения интенсивности и контрастности движений. Трансляция стрессовых напряжений в глубь Центральной Азии предопределила зарождение дуг Памира - Каракорума и перестройку структурного плана примыкающих к ним территорий.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ГЕОТРАВЕРСУ «ТАТСЕЙС»)

Трофимов В.А.^а, Постников А.В.^б, Богданова С.В.^в

^а *ОАО «ИГиРГИ»*

^б *РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина*

^в *Лундский Университет, Швеция*

(vatgeo@yandex.ru)

В 2003-2005 гг. были проведены глубинные сейсмические исследования МОВ ОГТ на геотраверсе «Татсейс», протяженностью 1000 км. Этот геотраверс с северо-запада на юго-восток пересекает практически всю Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. Главной задачей при этом являлось изучение особенностей строения осадочного чехла и земной коры в целом Северо-Татарского свода, Казанско-Кажимского прогиба, Котельнического свода и юго-восточной части Московской синеклизы в сравнении с нефтеносным Южно-Татарским сводом. Важнейшей составляющей работ являлось выявление связей размещения нефтяных месторождений с особенностями строения земной коры.

На этих же и смежных территориях кафедрой литологии РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина в течение последних десятилетий собран и обобщен обширный керновый материал фундамента по более чем 1500 глубоким скважинам [2]. Совместный анализ результатов глубинной сейсморазведки и изучения кернового материала позволил сделать ряд новых выводов о глубинном строении региона.

Позиция геотраверса относительно тектонических элементов внутренней структуры фундамента показывает пересечение ее крупнейших структур: Туймазинской линейной зоны, северной части Средне-Волжского мегаблока, Елабужской и Камско-Вятской линейных зон, Окско-Волжского мегаблока. Анализ сейсмических данных по геотраверсу показывает, что каждому из выделяемых геоблоков соответствует своеобразный характер волновой картины, а их границы фиксируются достаточно четко по ее

смене. Кроме того, в пределах каждого геоблока выделяются блоки более низкого ранга, некоторые из которых находят определенное соответствие с вещественной неоднородностью фундамента, фиксируемой на его поверхности по петрографическим данным в областях с высокой степенью разбуренности.

Геотраверс «Татсейс» пересекает 12 нефтяных месторождений, из которых Ромашкинское, Ново-Елховское, Туймазинское, расположенные на Южно-Татарском своде, относятся к категории крупнейших и уникальных. Многие из месторождений являются многопластовыми, но основным горизонтом разработки являются отложения терригенного девона. На юго-восточном склоне Северо-Татарского свода также открыты нефтяные месторождения, но их количество и запасы существенно меньше, чем на Южно-Татарском своде. В пределах Казанско-Кажимского авлакогена небольшие притоки светлой, легкой нефти были получены в 1960-х годах на Сырьянской структуре. На территории Котельнического свода и восточного борта Московской синеклизы залежи нефти не обнаружены, нефтепроявлений не отмечено.

По сравнению с ранее отработанными в этом регионе профилями сейсмический временной разрез по геотраверсу «Татсейс» имеет качественно новый по геологической информативности характер. Это позволило выявить характерные особенности строения земной коры, присущие Волго-Уральской и возможно другим нефтеносным провинциям [3]. Во-

первых, здесь наблюдаются наклонные и выполаживающиеся вниз отражатели, интерпретируемые как глубинные взбросо-надвиги, пересекающие всю земную кору и, во-вторых, граница Мохо здесь также имеет нарушенный характер.

Структура дорифейской коры и верхней мантии, выявленная геотраверсом «Татсейс» в его центральной и юго-восточной части, указывает на главенствующую роль режима сжатия при их формировании. Вся верхняя литосфера была вовлечена в надвигообразование и выклинивающиеся пластины-блоки являются самой характерной чертой верхней литосферы. Они ограничены пологими взбросо-надвигами и надвигами, отображаемыми наклонными отражателями. Такого рода «клиновидная» структура верхней коры характерна для коллизионных орогенов. Судя по изотопно-геохронологическим данным, полученным в последнее время для Средневожского мегаблока, возраст главного этапа метаморфизма и надвигообразования можно ограничить периодом 2.7-2.6 млрд. лет [4]. Именно в этот период была создана глубинная структура большей части Волго-Ураллии, хотя нельзя исключить переработку литосферы около 1830-1800 млн. лет, близко к возрасту формирования Восточно-Европейского кратона как единого целого и окончательного срастания слагающих его блоков литосферы [5].

Особый интерес представляют данные по строению коры и верхней мантии в пределах северо-западной части Северо-Татарского и Котельнического сводов, где под Окско-Волжским мегаблоком и прилежащих структур «Татсейсом» обнаружена принципиально другая структура верхней литосферы, сходная с областями мантийного сводообразования и андерплейтинга в областях активного рифтогенеза. Здесь наблюдается плавный и постепенный переход от мантии к нижней и верхней коре, которые сильно «гомогенизированы» и содержат ограниченное число отражателей, а сама

структура может рассматриваться как крупный мантийный диапир. Близкую интерпретацию предложили Минц с соавторами (2007). Высокорефлективный и плотный слой верхней коры мощностью до 10 км перекрывает Окско-Волжский мантийный диапир и частично залегает на неоархейской коре к юго-востоку от этой структуры. Метаморфизованные в высокотемпературных условиях вулканогенные и осадочные породы с многочисленными мафическими интрузиями были вскрыты скважинами в ее пределах под сравнительно маломощным рифейско-палеозойским чехлом. В целом этот структурно-вещественный комплекс напоминает карельские разрезы возраста 2.5-2.0 млрд. лет в Фенноскандии и похожие комплексы этого периода в других кратонах мира. Этому этапу соответствовал режим растяжения с сопряженным сводообразованием, специфическим магматизмом и сбросовой тектоникой, которая характерна для мегаблоков Волго-Ураллии. Для них характерны радиальная и кольцевая системы разломов, наложенные на неоархейскую коллизионную структуру [1]. Таким образом, «Татсейс» свидетельствует, что необычная тектоническая структура коры Волго-Ураллии с ее крупными кольцевыми мегаблоками может быть результатом мантийного апвеллинга.

Рифейско-палеозойские структуры чехла унаследовали раннедокембрийские зоны деформаций. Главные их зоны локализируются на границах распространения супракрустальных/осадочно-вулканогенных СВК с инфракрустальными, преимущественно гранитоидными СВК, определенно различающиеся по петрофизическим параметрам, особенно механической прочности и эластичности, но не по возрасту. По совокупности геолого-геофизических данных показано, что разломы и сопряженные зоны трещиноватости в верхней части коры являются чаще всего субвертикальными,

что определяет «сетчатый», клавишный и ступенчатый характер блоковой структуры кристаллического фундамента. Установлено практически полное соответствие крупных дислокаций осадочного чехла зонам разломов в фундаменте. Традиционно принятая пликвативная форма структур осадочного чехла во многих случаях может рассматриваться как флексурно-разрывная, связанная с блоковой структурой фундамента. Флексурно-разрывные линейные зоны контролируют ориентированные цепочки локальных поднятий чехла и, соответственно, распределение в нем скоплений нефти и газа.

Проведенные анализ и сопоставление данных о структурно-вещественных комплексах докембрийского фундамента и геофизических данных по геотраверсу «Татсейс» позволило сформулировать критерии интерпретации сейсмических разрезов и создать достоверную модель глубинного строения земной коры.

Намечена вполне определенная связь глубинного строения земной коры и верхней мантии со строением и нефтеносностью осадочного чехла. Выявленные факты, во-первых, могут быть весомыми аргументами в пользу глубинного происхождения нефти и, во-вторых, основой для прогнозирования

крупных скоплений углеводородов в слабоизученных регионах.

Литература

1. Богданова, С.В., 1986. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). Труды Геологического Института АН СССР, 408. Наука, М., 224 pp.
2. Постников, А.В., 2002. Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла. Автореферат на соискание ученой степени доктора геол.-минералогических наук. РГУ им. И.М.Губкина, Москва, 52 pp.
3. Трофимов, В.А., 2006. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс.2003Б пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. Геотектоника, 4: 3-20.
4. Bogdanova, S.V., De Waele, B., Bibikova, E.V., Belousova, E.A., Postnikov, A.V. and Popova, L.P., 2010. Paleoarchean to Neoproterozoic granitoids and migmatites defining the layered crustal structure of Volgo-Uralia. In: I.M. Tyler and C.M. Knox-Robinson (Editors), Fifth International Archean Symposium Abstracts. Geological Survey of Western Australia, Perth, pp. 173-175.
5. Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N. and Volozh, Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia Precambrian Research, 160(1-2): 23-45.

МОДЕЛЬ УТОЛЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНОВ

Трубицын А.П.

Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия (atrub@yandex.ru)

Введение

Докембрийские кратоны занимают более половины объема континентальной земной коры и играют важную роль в формировании термического режима литосферы. Данные геофизики и петрологии указывают на различие свойств кратонов архейского (более 2,6 млрд. лет) и протерозойского (от 570 млн. лет до 2,6 млрд. лет) возраста. Литосфера архейских кратонов имеет корни, достигающие глубин 350 км, тогда как мощность протерозойской литосферы обычно составляет 100–200 км. Холодные архейские корни не размываются конвективными течениями, и их длительное существование остается одной из проблем геофизики.

Анализ фактических данных показывает, что даже при квазистационарном режиме взаимодействия кондуктивной литосферы и конвективной мантии существует несколько факторов, способствующих утолщению архейской литосферы. Это пониженная концентрация радиоактивных источников тепла в архейской коре, повышенная температура солидуса пород архейской верхней мантии из-за более интенсивного обеднения летучими в ранней Земле и повышенная теплопроводность архейской литосферы. В работе количественно исследуется роль первых двух из этих факторов. Построены модели мантийной тепловой конвекции с неподвижной литосферой, определяемой скачком вязкости на 4 порядка при температуре ниже 1200°C. Если радиогенное тепловыделение в архейской коре понижено на 50% (это соответствует данным измерений), то литосфера архейского кратона утолщается примерно на 20%. Относительное повышение температуры солидуса пород архейской верхней мантии на 200° может привести почти к двукратному различию мощности

литосферы в архейских и протерозойских зонах.

Горизонтальные вариации термических параметров

Рассмотрим современные данные о горизонтальных вариациях термических параметров континентальной литосферы, которые могут влиять на региональный вынос тепла и утолщение литосферы в зонах архейского возраста. Значения корового радиогенного тепловыделения на континентах варьируют между 0,35–0,73 мкВт/м³ в архейских зонах, 0,7–0,9 мкВт/м³ в протерозойских зонах и 0,96–1,38 мкВт/м³ в фанерозойских зонах [1, 3, 8]. Основным объяснением этих вариаций является химическая неоднородность континентальной коры. В архейской коре, как правило, преобладают гранитоиды, богатые Na, а в более молодой коре – богатые K [5], содержащим долю радиоактивного изотопа. Этот контраст усиливается разной длительностью процессов эрозии, удаляющих верхнюю часть коры, богатую радиоактивными элементами.

Другим фактором является зависимость температуры солидуса верхнего слоя мантии от химического состава пород. Реологическая граница между мантией и литосферой ориентировочно связывается с 0,75 температуры солидуса [6, 10]. Точка солидуса заметно растет с понижением содержания воды [7] (при одинаковом давлении предельная разница сухого и мокрого солидуса перидотита может достигать 500°). Очень вероятно, что верха мантии более древних архейских зон обеднены водой и летучими сильнее, чем другие континентальные области [2]. Поэтому существует возможность, что изотермы, маркирующие положение подошвы литосферы, различаются в зонах

разного возраста на несколько сотен градусов.

Численное моделирование

Рассматривается двумерная численная модель тепловой конвекции в мантии с вышележащим слоем континентальной литосферы. Вязкая мантия и литосфера образуют общую систему, где нижняя граница литосферы формируется динамически и определяется изотермой 1200°C . Принимается, что ниже этой температуры вязкость среды повышается на 4 порядка. При этом скорости перемещения вещества практически обращаются в нуль, и в литосфере устанавливается чисто кондуктивный механизм выноса тепла. За коровую часть определяемой таким образом литосферы принимается полоса толщиной 40 км с нулевой температурой на поверхности. В соответствии с данными геотермики [4, 9] за ограничительный критерий для параметров интенсивности конвекции принимается средний тепловой поток из мантии в 15 мВт/м^2 .

В первой модели кора считается горизонтально неоднородной и разделяется на протерозойскую и архейскую зоны с двукратным различием радиогенного тепловыделения. В условиях установившейся конвекции под центральными частями архейской и протерозойской зон формируются холодные нисходящие потоки и над ними утолщения литосферы. На рис. 1 показаны векторы скоростей конвективных течений и пространственное распределение вязкости. Координаты рассматриваемой двумерной области даны в безразмерных единицах. Более темным тоном показана динамически формируемая область жесткой литосферы с температурой ниже 1200°C и вязкостью на 4 порядка выше, чем в конвективной мантии. Светлым тоном показана зона конвективных течений. Литосфера имеет два утолщения над нисходящими конвективными потоками. Но корень архейского кратона в правой части рисунка мощнее корня протерозойской литосферы, что качественно согласуется с оценками толщины архейской литосферы по данным сейсмологии и петрологии.

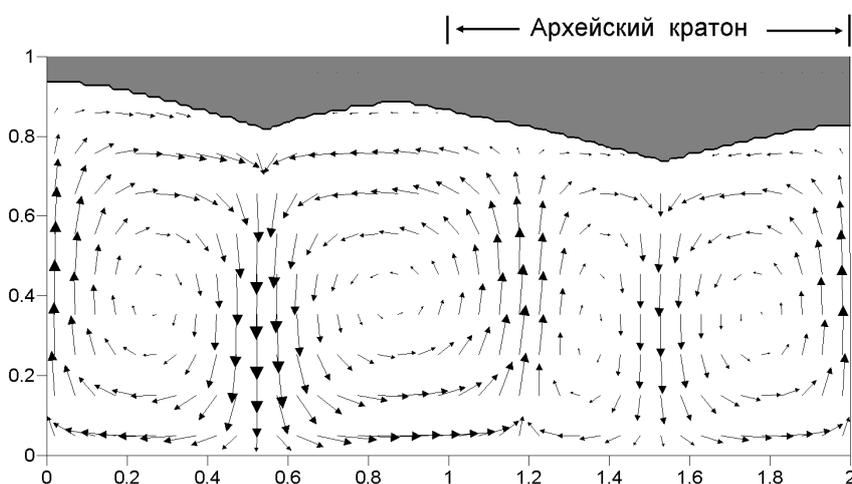


Рис. 1. Пониженное тепловыделение в коре архейского кратона. Скорости течений и толщина литосферы.

В этой численной модели средняя толщина протерозойской литосферы составляет около 200 км, максимум толщины протерозойской литосферы – 237 км, а максимум толщины архейской литосферы – 267 км. Мощность холодного архейского корня на 34% больше средней и

на 13% больше максимальной толщины протерозойской литосферы. Следовательно, горизонтальные вариации корового радиогенного тепла позволяют частично объяснить образование корней у архейских корней.

Во второй модели исследуется зависимость толщины литосферы кратонов от горизонтальных вариаций температуры солидуса пород верхней мантии. Эти вариации могут быть обусловлены связью между степенью обеднения пород летучими компонентами и геологическим возрастом зоны. Используется двумерная численная модель тепловой конвекции в системе мантии и континентальной литосферы, аналогичная описанной выше. Коровый слой, однако, считается однородным, но граничная температура для резкого скачка вязкости изменяется по горизонтали. Принимается, что в зоне архейского кратона с поперечником около 500 км граничная температура подошвы литосферы на 200° выше, чем в окружающих областях. В этих расчетах использована горизонтально более протяженная область с соотношением

сторон 4х1. Зона архейского кратона помещена над средней частью расчетной области. Слева и справа от нее находится протерозойская континентальная литосфера.

На рис. 2 показаны векторы скоростей конвективных течений и пространственное распределение вязкости при установившейся конвекции. Координаты рассматриваемой двумерной области даны в безразмерных единицах. Под архейской зоной формируется восходящий поток, растекающийся в обе стороны за пределы кратона. Более темным тоном изображена область жесткой литосферы, а светлым тоном – зона конвективных течений. Несмотря на присутствие восходящего мантийного потока в зоне архейского кратона образуется мощный литосферный корень с широкой и плоской подошвой.

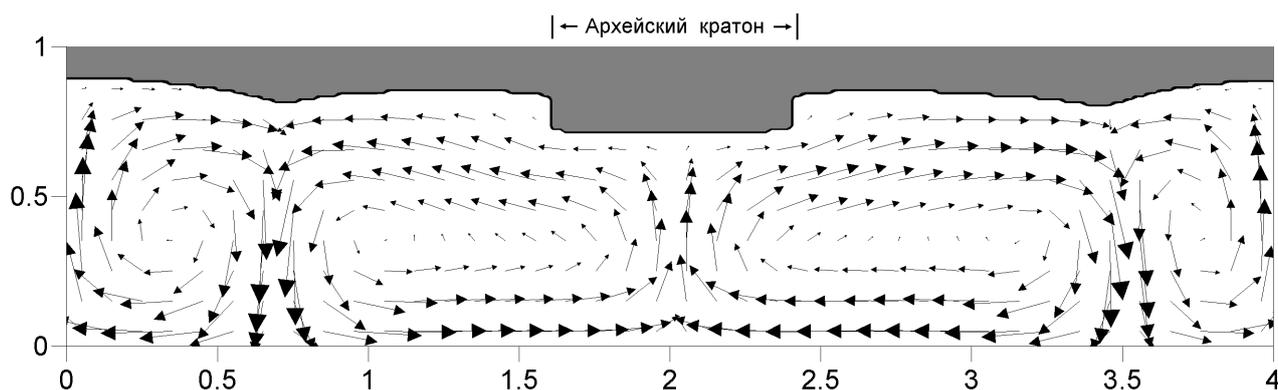


Рис. 2. Повышенная температура солидуса в архейской верхней мантии. Скорости течений и толщина литосферы.

Эта модель приводит к более сильному контрасту толщин архейской и протерозойской литосферы, соответственно около 250 км и 150 км. Образующаяся структура конвекции очень отличается от предыдущего варианта, так как под архейской зоной вместо нисходящего потока возникает восходящий поток. Вероятная причина его образования – теплоэкранирующий эффект более мощного кондуктивного слоя верхней мантии, не участвующего в конвекции.

Заключение

Как горизонтальные вариации корового радиогенного тепла, так и повышение

температуры солидуса в обедненной архейской верхней мантии позволяют частично объяснить образование корней у архейских кратонов. Однако по данным сейсмической томографии и анализа условий образования ксенолитов архейская литосфера может утолщаться до 350 км. Кроме того, две рассмотренные порознь модели приводят к существенно разным картинам конвективных течений под архейским кратоном. Надо также учитывать отсутствие точных данных о реальном перепаде температур между подошвами архейской и протерозойской литосферы.

Дальнейшее численное моделирование требует исследовать различные значения

перепада граничных температур, а также наложение двух рассмотренных эффектов, которое должно привести к образованию более сложной картины конвективных течений.

Литература

1. *Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // *J. Geophys. Res.*, 2001, V.106(B8), pp.16387–16414.
2. *Doin M.P., Fleitout L., Christensen U.* Mantle convection and stability of depleted and undepleted continental lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 1997, V.102, pp.2771–2787.
3. *Jaupart C., Mareschal J.C.* Constraints on crustal heat production from heat flow data // In *Treatise of Geochemistry*, 2003, V.3, pp. 65–84. Elsevier. New York.
4. *Mareschal J.C., Jaupart C.* Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, V.223, pp.65–77.
5. *Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust – Comparison with modern processes // *Lithos*, 1993, V.30, pp.373–388.
6. *Parsons B., McKenzie D.* Mantle convection and the thermal structure of the plates // *J. Geophys. Res.*, 1978, V.83(B9), pp.4485–4496.
7. *Pollack H.N.* Cratonization and thermal evolution of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, V.80, pp.175–182.
8. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, V.33, pp.267–309.
9. *Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.* Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998, V.145, pp.395–411.
10. *Stocke R.L., Ashby M.F.* On the rheology of the upper mantle // *Rev. Geophys.*, 1977, V.11, pp.391–426.

О СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Турикешев Г. Т.-Г., Осетров К.А.

Башкирский государственный педагогический университет им. М.Акумлы, Уфа, Россия
(geo.egf.bspu@mail.ru)

За последние 20 лет на территории Южного Предуралья, которая входит в состав Республики Башкортостан, изучением современных вертикальных движений практически не занимались. В настоящее время не развиваются плановые и высотные геодезические сети, позволяющие определить смещение земных пластов в вертикальной и горизонтальной плоскости. На существующих геодезических сетях уничтожены наружные и частично внутренние знаки. Отсутствие геодезических высокоточных измерений затрудняет изучение современной тектоники и геодинамики. В настоящее время существует мнение, что плановые и высотные высокоточные геодезические сети не нужны и нет необходимости развивать их в масштабах страны. Однако это не так. Приведенные цифры более ранних геодезических наблюдений показывают высокую тектоническую активность Восточно-Европейской платформы. Так в пределах исследуемой территории данные повторных нивелировок показывают, что долина р.Белой в нижнем течении испытывает отрицательное вертикальное тектоническое движение. Скорость опускания составляет 6 - 8 мм/год. Бугульмино - Белебеевская возвышенность поднимается со скоростью 5,2 мм/год. Южная часть Башкирии в районе Предуральского прогиба опускается со скоростью до 7 мм/год. Следует разделять современные вертикальные тектонические движения на 2 типа. Современные вертикальные движения вызываются глубинными – мантийными силами. Они охватывают большие площади, где вертикальные движения имеют одно направление, постоянную скорость движения. Так скорость подъема Бугульмино - Белебеевской возвышенности, вычисленная по данным нивелировок 1927-

43г совпадает со скоростью определенной по результатам нивелировок 1953-80г (5,0-5,2 мм/год). При вертикальных движениях вызванных мантийными силами на древних платформах очень редко происходит смена знака движений. Эти вертикальные движения оказывают существенное влияние на инженерные сооружения. Особый интерес представляют территории, которые разбиты разломами на блоки. Южное Предуралье находится под воздействием поднимающихся Уральских гор и относительно стабильной Восточно-Европейской платформой. Господствуют силы сжатия и растяжения. В результате действия таких сил земная кора делится разломами на блоки. Разломы на территории Башкирии имеют меридиональное, северо-восточное, северо-западное и широтное направления. Блоки, ограниченные разломами в результате сил сжатия, перемещаются в вертикальных плоскостях с различными скоростями и в разных направлениях. Подтверждением сказанного является миграция речных русел. Так если первоначально река шла по блоку, то с наклонно поднимающегося блока речное русло скатывается на более низкий уровень, оставляя на прежнем уровне старицу. Работы по влиянию современных тектонических движений на речное русло были недавно проведены специалистами педагогического университета им. М.Акумлы на территории Южного Предуралья. Результаты исследования подтверждены геодезическими, геологическими, геоморфологическими и картографическими методами [3]. Как было уже сказано, вертикальные тектонические движения влияют на инженерные сооружения. Так одним из авторов совместно с 2 коллегами была проделана работа по влиянию современных

вертикальных тектонических движений на газопровод, пересекающем территорию Башкирии. Был рассмотрен газопровод, проходивший по Уфимскому плоскогорью протяженностью более 100км, почти в меридиональном направлении. Используя данные повторных нивелировок по линии Дема - Щучье озеро, установлены скорости перемещения земных блоков по трассе газопровода. Они колеблются от 0.5 до 2,5 мм/год, в разных направлениях. Первоначально, по космическим снимкам и геологическим материалам были выделены разломы и определены блоки с разнонаправленными вертикальными движениями. Геофизики подтвердили положение разломов и блоков. На границах блоков трубы были вскрыты для анализов. Установлено, что в таком месте разрушение труб происходит более активно, чем на стабильных участках. Следовательно, можно считать установленным влияние вертикальных движений на инженерные сооружения.

Кроме вертикальных движений, вызванных глубинными силами, существуют тектонические движения, возникающие в результате антропогенного воздействия на земную поверхность. Такие тектонические процессы принято называть наведенными. В настоящее время земные недра активно эксплуатируются. Добывается нефть, газ, вода, соль и другие полезные ископаемые. В результате человеческой деятельности нарушается межпластовое равновесие. В этом случае возникают более активные тектонические движения, которые имеют большие скорости, разное направление движений. Характерный пример - восточная часть Республики Татарстан, Ромашкинское месторождение нефти, которое эксплуатируется с 40х годов прошлого века. В 1982г здесь были установлены сейсмические станции, а с 1985г начались детальные геодинамические исследования. По данным геодезических измерений выявлено, что на данном месторождении отдельные участки поднимаются со скоростью более 90 мм/год, а скорость опускания превышает 50мм/год. Через 1-2 года меняется направление движений.

Участки, где происходит смена знаков вертикальных тектонических движений и аномальное изменение их скоростей совпадает с центрами землетрясений. Установлено, что на указанной площади активизируются старые и возникают новые разломы в виде линейно вытянутых зон с повышенной трещиноватостью. Там наблюдается более сильное выделение радона, аргона, углекислых газов, изменяются магнитные и электрические поля, сила тяжести. В пределах разломов значительно чаще изменяются скорости вертикальных движений и их направление. В недрах нефтяного бассейна, где идет добыча нефти, нарушается тектоническое равновесие. Происходит сложное взаимодействие антропогенных и эндогенных сил. Возникают напряжения земных пластов. Накапливается потенциальная энергия, которая переходит в кинетическую в виде землетрясений. На изученном месторождении с 1982 по 2000г зафиксировано 700 землетрясений. Самые сильные землетрясения было в 1991г мощностью более 7 баллов. Следует отметить, что землетрясения мощностью до 5 баллов практически не ощущаются человеком.

В пределах Южного Предуралья на территории Башкирии протекают схожие геодинамические процессы. Подтверждением сказанному могут служить данные полученные на геодинамическом полигоне заложенном на северо-западной окраине Южного Предуралья. Полигон просуществовал 2007-2008г. Однако проведенные геодезические измерения показали, что на восточной окраине полигона земные пласты перемещаются в вертикальной плоскости со скоростью 50 - 80 мм/год. На этом участке отмечено аномальное изменение силы тяжести. На остальной части полигона скорости вертикальных движений не превышают 2 - 5 мм/год. Сделан вывод: аномальное значение скоростей перемещения земной поверхности и значений силы тяжести связано с землетрясением небольшой мощности.

Необходимо обратить внимание на г.Уфу. Это крупный город. В городе отмечены провалы на улицах и разрушение зданий. Например: 2000г - Чебоксарский переулочок, провал диаметром 10м, глубиной 12м; 2001г - провал по ул.Пугачева. ул.Антонова. С 1963 по 1995г зафиксировано 22 деформации зданий. По всей территории Башкирии, по данным А.И.Смирнова [2], за прошедшие 50 лет зафиксировано более 200 провалов.

Причины таких явлений объясняют карстовыми процессами. Однако исследования ученых Татарстана показало. Что карстовые поля приурочены к глубинным разломам. Где более активно протекают тектонические процессы.

Следует выделить особый термин - «городская тектоника». Здесь, на сравнительно небольших по площади участках сосредоточено большое количество зданий и сооружений. Они с огромной силой давят на подстилающую земную поверхность. Подземные коммуникации постоянно разрушаются и выбрасывают в земные пласты сотни тонн различных химически активных жидкостей. Они в свою очередь размывают и растворяют лежащие под городом горные породы. В результате таких явлений возникают различные коровые процессы. В зависимости от нагрузки происходит перемещение земных масс в вертикальной плоскости. Под зданиями и сооружениями идут медленные вертикальные наведенные движения с различными скоростями и направлениями. В конечном результате происходит разрушение фундаментов и стен зданий, возникают провалы. А.П.Рождественский и Ю.П.Журенко [1] используя результаты повторных нивелировок 1927-43г установили, что земная поверхность под г.Уфой поднимается со скоростью 2,9мм/год. Анализ повторных нивелировок 1953-80г показал, что земные пласты под городом опускаются со скоростью 0,5-1.2мм/год. В результате антропогенного воздействия: строительства высотных зданий произошла смена знаков вертикальных движений. Такое явление при дальнейшем увеличении

скоростей опускания может привести к возникновению землетрясений. В г.Москве происходит постоянные разрывы подземных коммуникаций, разрушение инженерных сооружений, возникновение провалов. Такие явления вызваны процессами «городской тектоники» в виде разнонаправленных вертикальных движений.

На основании вышесказанного необходимо вернуться к изучению современной тектоники. Государство должно продолжить развивать геодезические высокоточные сети. В городах должны быть созданы геодезические полигоны. Установлены сейсмические станции в городах и в районах интенсивной добычи нефти. На геодинамических полигонах необходимо проводить 3-4 раза в год высокоточные нивелировки и раз в год проводить гравиметрические измерения. На территории городов необходимо создать крупномасштабные карты разломов и систематически их обновлять. Только таким путем можно избежать или предотвратить катастрофы связанные с деятельностью человека.

Литература

1. Рождественский А.П., Журенко Ю.П. К оценке современных тектонических движений Волго-Уральской области // Материалы по геоморфологии новейшей тектоники Урала и Поволжья №1, БФАН СССР ГГИ. Уфа, 1962. С.44-51
2. Смирнов А.И. Оценка возникновения карстовых провалов в населенных пунктах Республики Башкортостан // Карстоведение 21 века. Международная научно-практическая конференция. Пермь 2004. С.325-328.
3. Турикешев Г.Т-Г., Турикешев О.Г Роль современных вертикальных тектонических движений в формировании русла р.Белой в ее нижнем течении // ИРГО. 1999. Вып.6. С.34-40.

ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕАНА И ПАЛЕОТЕТИСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, Москва, Россия
(vitro1@mail.ru)

История геодинамической эволюции земной коры Средней Азии складывается из сменявших во времени геодинамических эпох формирования кристаллического фундамента микроконтинентов (архей-протерозой), заложения, развития и закрытия океанических бассейнов Азиатского палеоокеана и Палеотетиса (палеозой), развития дейтероорогенной области Тяньшаня и Туранской платформы (мезозой-палеоген). Историю завершает позднекайнозойская эпоха формирования Центрально-Азиатского коллизионного орогенического пояса и Туранской неоплатформы.

Центральное место в предложенных геодинамических реконструкциях палеозоя Средней Азии занимают океанические бассейны и разделяющие их микроконтиненты. От

количества сутур-следов закрывшихся океанов зависит содержание геодинамических карт. Поэтому столь разнятся по своему содержанию геодинамические карты разных авторов.

Уникальность палеозойских складчатых систем в Средней Азии заключается в том, что на ее территории непосредственно сопрягаются планетарные Урало-Охотский и Альпийско-Гималайский складчатые пояса, возникшие в ходе закрытия Палеоазиатского океана и океана Палеотетис. Границей между ними служили Алайский и Таримский микроконтиненты. Юг Средней Азии, включая Памир, входил в состав палеозойского Альпийско-Гималайского пояса – производного бассейнов Палеотетиса.

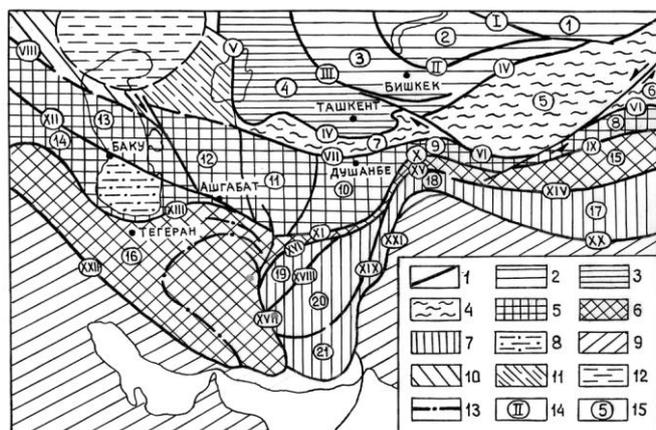


Рис.1.Фанерозойские сuture океанических бассейнов в составе Урало-Охотского и Альпийско-Гималайского складчатых поясов в Средней Азии: 1–сuture бассейнов Палеоазиатского океана(I–Джунгарская, I–Джалаир-Илийская, III–Киргизско-Терской, IV–Туркестанская, V–Уральская); Палеотетиса (VI–Восточно-Куньлуньская, VII–Зеравшанская, VIII–Северо-Скифская (выделяется условно), IX–Западно-Куньлуньская, X – Ишимская, XI – Герирудская, XII – Кавказская, XIII – Биналудская); Мезо- и Неотетиса (XIV– Пангонг-Нунцзянская, XV – Рушан-Пшартская, XVI – Фарахрудская, XVII – Зебол-Болух, XVIII –

Хашрудская, XIX – Дарирудская, XX – Ярлунг-Цангпо, XXI – Сулейман-Киртарская, XXII – Загресская), 2-4 – микроконтиненты Азиатского палеоокеана: 2 – Казахский (блоки – Джунгарский (1), Балхашский (2), Северо-Тяньшаньский (3)); 3 – Южно-Тяньшаньский (4); 4 – Таримский (5), Цайдамский (6), Алайский (7); 5-6 – микроконтиненты Палеотетиса: 5 – северная группа микроконтинентов: Центрально-Куньлуньский (8), Северо-Памирский (9), блоки Каракумо-Таджикского микроконтинента (Афгано-Таджикский (10), Амударьинский (11), Каракумский (12), Центрально-Каспийский (13)); 6 – южная группа микроконтинентов: Джантангский (15), Киммерия (16); 7 – микроконтиненты Мезо- и Неотетиса: Лхасский (17), Южно-Памиро-Каракорумский (18), Фарахрудский (19), Гильменд-Аргандабский (20), Катавазский (21); 8 – Южно-Каспийская субокеаническая впадина; 9 – Индийская и Африканская континентальные плиты Гондваны, 10 – Русская платформа, 11 – Устюртский блок Русской платформы, 12 – Прикаспийская субокеаническая впадина, 13 – поздне меловые сuture субокеанического бассейна (Себзевар, Наин, Барф); 14 – порядковый номер сuture, 15 – порядковый номер микроконтинентов

В основу районирования положено выделение осадочных, магматических и метаморфических формаций, объединенных далее в литогеоформационные комплексы – главные индикаторы геодинамических режимов и порождаемых ими структур. Их латеральная зональность кладется в основу

геодинамического районирования для определенных стадий развития региона, а вертикальная последовательность отражает особенности геодинамической эволюции структур во времени. На рис.2 отображено геодинамическое районирование палеозойских структур.

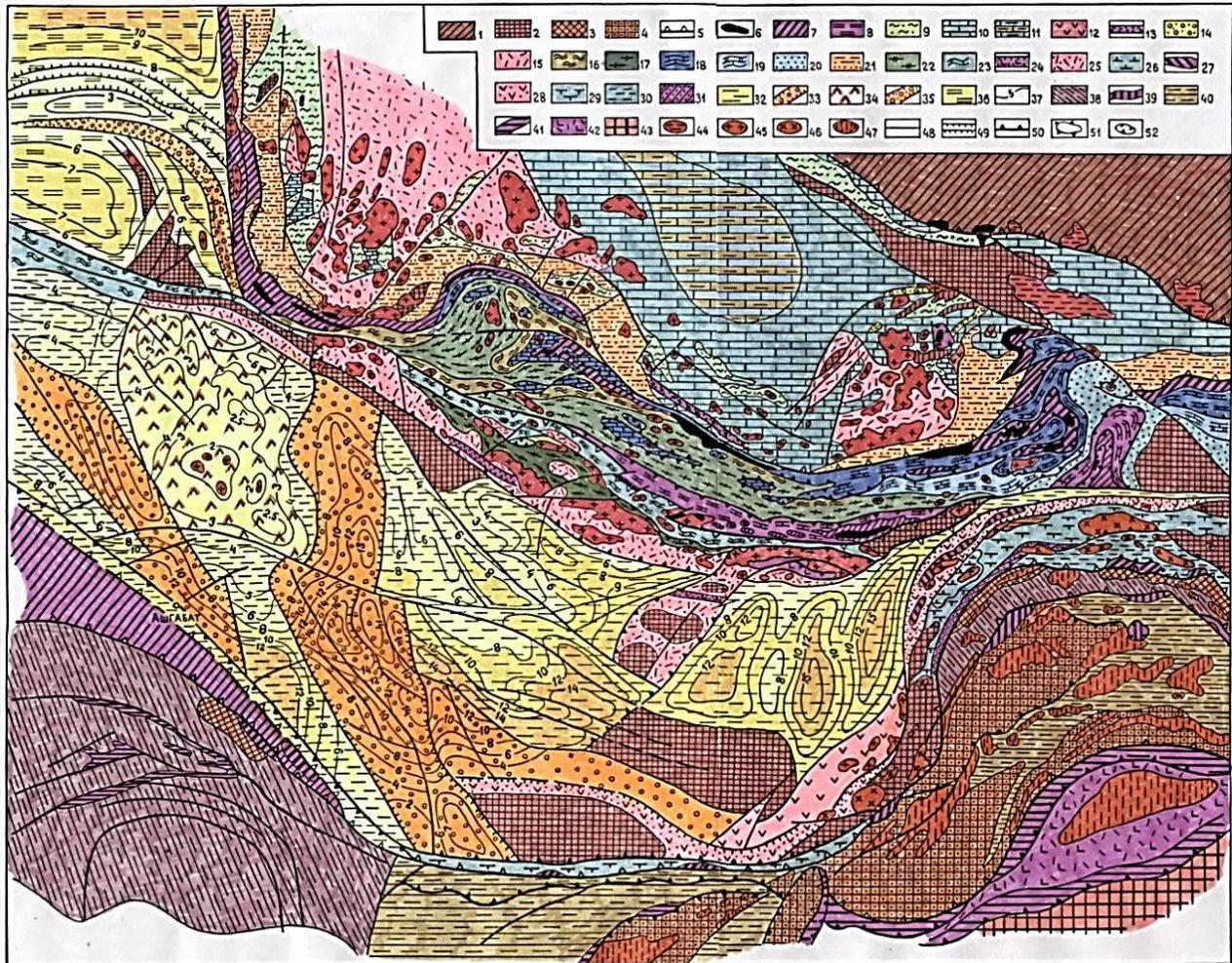


Рис.2. Геодинамическое районирование палеозойских структур Средней Азии и сопредельных территорий: 1–Киргизский микроконтинент, 2–4–докембрийские метаморфические комплексы основания (цоколя) микроконтинентов: 2–Срединно-Тяньшаньский и Каракумо-Таджикский микроконтиненты, 3–микроконтиненты Киммерия и Центрального Памира, 4–Каракорумский, Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты, 5–сутуры океанических бассейнов, 6–8–палеозойские палеоокеанические бассейны: 6–высоко метаморфизованные офиолитовые комплексы в составе аккреционных призм: габбро-перидотиты, пиллоу-базальты, кремнисто-карбонатные отложения (кембрий-силур?); 7–менее метаморфизованные офиолитовые комплексы с сопровождающими их образованиями островных дуг и задуговых бассейнов: габбро-перидотиты, натровые базальты, вулканогенно-осадочные отложения (ордовик-нижний карбон); 8–глубоководный океанический бассейн: конденсированные кремнисто-карбонатные формации (силур-средний карбон); 9–15–Срединно-Тяньшаньский микроконтинент: 9–шельф и континентальный склон: карбонатно-кремнисто-терригенная, вулканогенно-карбонатно-терригенная, терригенно-карбонатные, терригенные формации (кембрий-нижний силур); 10–карбонатная платформа шельфа: карбонатные формации мелководных бассейнов (девон-нижний карбон); 11–карбонатная платформа и внутренний эвапаритовый бассейн: карбонатные и эвапоритовые формации (девон-нижний карбон); 12–активная вулканогенная окраина: терригенно-вулканогенные формации (нижний-средний девон); 13–субконтинентальный рифт: щелочные пиллоу-базальты, кремнисто-карбонатная формация, железные руды (нижний-средний девон); 14 – предгорная ступень микроконтинента: молассовая и шлировая формации

(средний-верхний девон);15–вулcano-плутонический пояс активной окраины: вулканогенные, вулканогенно-осадочные формации, (средний карбон-пермь);16-20–Алайско-Таримский микроконтинент:16–эпиконтинентальные разноглубинные бассейны с проявлениями рифтогенеза: метавулканогенная, метавулканогенно-карбонатно-кремнистая, доломито-кремнистая, кремнисто-метатерригенная формации (кембрий-нижний ордовик?);17–глубоководный бассейн: метатерригенно-кремнистая, черносланцевая, терригенные аспидные и флишевые формации (средний ордовик-силур);18–континентальный склон, глубоководный бассейн: глубоководные терригенные, кремнисто-терригенные, в том числе конденсированные формации (силур-средний карбон);19–глубоководный бассейн: терригенные флишевые формации (силур), карбонатные платформы: карбонатные формации (девон-средний карбон);20–шельф,подножье: терригенные мелководные и флишевые формации (карбон-пермь);21–тыловой прогиб: олистостромовая, флишевая, шельфовая терригенная и молассовая формации (карбон-пермь);22-31–Каракумо-Таджикский микроконтинент:22-25–северная окраина:22-23–шельф пассивной окраины микроконтинента:22–комплекс терригенных, шлировых и терригенно-вулканогенных рифтовых формаций (кембрий?-нижний силур);23–комплекс мелководных карбонатных формаций (верхний силур-девон);24-25–активная окраина микроконтинента:24- субокеанический рифт: вулканогенные формации офиолитового ряда (габбро-перидотиты, дайковый комплекс, пиллоу-базальты), карбонатно-кремнистая формация (нижний карбон);25–вулканогенно-осадочный рифтогенный и осадочный комплексы активной окраины: вулканогенные, вулканогенно-осадочные рифтогенные, терригенные флишевые и молассовые формации (карбон-пермь);26-31–южная окраина:26–шельф пассивной окраины: мелководные терригенные (венд-нижний силур) и карбонатные (верхний силур-девон) формации;27-31–активная окраина микроконтинента:27-28–субокеанический рифт:27–офиолитовый комплекс: серпентинитовый меланж, натровые пиллоу-базальты (нижний карбон);28–вулканогенно-терригенные,карбонатно-кремнистые формации (нижний карбон);29–вулканогенно-осадочный чехол микроконтинента: терригенно-карбонатная и карбонатная (серпухов-верхний карбон), вулканогенно-терригенные, карбонатно-терригенные и рифовые (пермь) формации;30–континентальный склон:флишевые и аспидные тонкотерригенные формации (карбон-пермь);31–островодужный комплекс и задуговые формации (карбон-пермь); 32-34 – эпиконтинентальные бассейны Каракумо-Таджикского микроконтинента:32–осадочный чехол микроконтинента: преимущественно осадочные терригенные и карбонатные формации(палеозой),33–рифтовые системы: осадочные, возможно, вулканогенно-осадочные формации (палеозой),34–ареалы проявлений позднепалеозойского вулканизма;35-36–эпиконтинентальные бассейны Устюртского микроконтинента:35–осадочный чехол микроконтинента: преимущественно терригенные и карбонатные формации (палеозой);36–рифтовая система: терригенные формации (поздний палеозой-триас);37–глубина залегания кровли докембрийского метаморфического основания (цоколя) микроконтинентов (км);38-микроконтиненты Киммерия и Центрального Памира–осадочный чехол микроконтинента (фанерозой),39–офиолитовые комплексы Мезотетиса (триас-юра);40-42 –Каракорумский,Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты:40–осадочный чехол микроконтинентов–осадочные формации (палеозой-юра);41–офиолитовый комплекс Неотетиса;42–островные дуги–комплекс осадочно-вулканогенных формаций;43–Индийский континент;44-47–интрузивные формации:44–нижнепалеозойские,45–верхнепалеозойские,46–триасовые,47–мел-палеогеновые;48–разломы;49–тектонические уступы;50–надвиги;51–тектонические окна;52–клиппены.

Туркестанский палеоокеанический бассейн и его окружение представлено структурами океанического ряда, сосредоточенных в сутуре и покровах. К северу расположена Бельтау-Кураминская магматическая дуга, насаженная на край Киргизско-Казахского микроконтинента. Между ними

протягивается пояс тыловых позднепалеозойских прогибов. К югу от сутуры расположен Букантау-Кокшаальский надвиговый пояс, формации которого полностью накрывают основание Алайского микроконтинента.Последовательность их формирования отображена на рис.3.

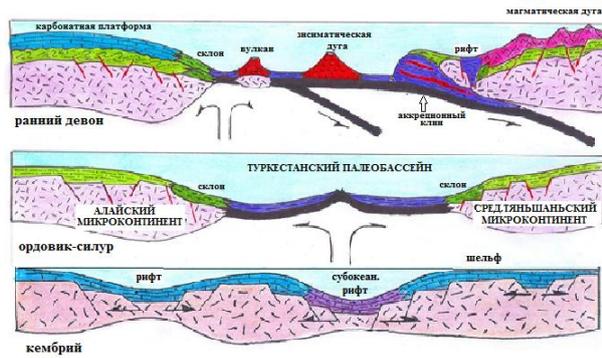


Рис.3.Сценарий развития Туркестанского бассейна

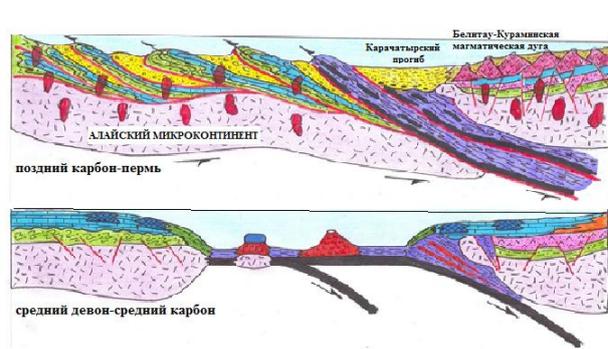
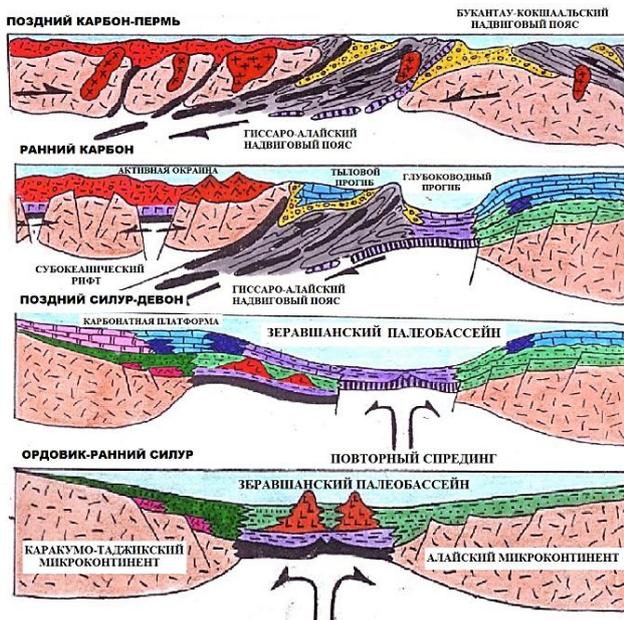


Рис.4.Сценарий развития Зеравшанского бассейна



Начиная с карбона бассейн вступил в субдукционно-коллизивную стадию, приведшую в итоге к возникновению субокеанических рифтов, Гиссаро-Хивинской магматической дуги и сложной покровно-складчатой структуры Гиссаро-Восточно-Алайского надвигового пояса. О ширине Зеравшанского бассейна свидетельствует принципиальное различие экологических сообществ морской биоты ордовика-силура, обнаруженных к северу и югу от оси бассейна. Бассейн входил в состав бассейнов Палеотетиса.

Зеравшанский палеоокеанический бассейн. С ордовика по девон включительно бассейн развивался в режиме бассейнов атлантического типа с характерными для них пассивными окраинами. В ходе своей эволюции он дважды испытал усиление спредингового режима.

Палеотетис. От Куньлуня до Каспийского моря непрерывно прослеживается сutura Палеотетиса, закрывшегося в конце перми-триасе. Субдукция океанической литосферы происходила в северных румбах, что обозначило положение субокеанических рифтов и вулcano-плутонической дуги.

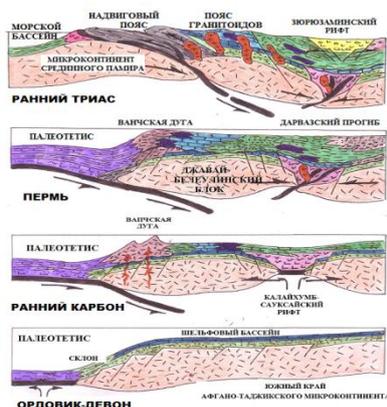


Рис.5.Сценарий развития Палеотетиса

Сопоставляя особенности геодинамической эволюции Туркестанского, Зеравшанского бассейнов и Палеотетиса, а также сопряженных с ними микроконтинентов можно сделать вывод о существенных различиях в их строении и развитии. Геодинамическая

природа Бельтау-Кураминской, Гиссаро-Хивинской и Каракульской магматических дуг не укладывается в классические схемы рифтовых или островодужных систем. Вместе с тем несомненна их связь с сопряженными палеобассейнами. При этом вергентность складчатых поясов согласуется с падением зон субдукции. Субдукцией и последующей коллизией объясняется линейность крупных магматических интрузий, сочетание натриевого вулканизма с щелочным трахибазальтовым.

Таким образом, в меридиональном сечении в Средней Азии следует выделять с севера на юг Срединно-Тяньшаньский микроконтинент, Туркестанский палеоокеан, Алайский микроконтинент, Северный (Зеравшанский) Палеотетис, Афгано-Таджикский микроконтинент и Южный Палеотетис. Принципиально неверно в связи с этим рассматривать Каратагский и Калайхумбский субокеанические рифты в качестве океанических бассейнов и отождествлять их с структурами подобными Туркестанскому палеобассейну или Палеотетису. Их короткий интервал развития, не выходящий за пределы раннего карбона, свидетельствует о кратковременности их раскрытия в качестве задуговых бассейнов. Палеоазиатские палеозойские коллизионно-складчатые системы являются поверхностным выражением глобальных процессов – нисходящих конвективных потоков, ответственных за строение складчатых поясов Центральной Евразии. Начиная с перми и в мезозое продолжилось наращивание континентальной коры Евразийского континента, путем причленения к нему складчатых систем Мезо- и Неотетиса.

Основные тенденции развития океанических бассейнов подчеркиваются, начиная с распада Родинии, рифтогенезом с последующим отделением от Гондваны отдельных континентальных блоков - микроконтинентов, их последующий дрейф на север через Палеотетис и Азиатский палеоокеан и причленение к Балтии и Сибири. Дрейф континентов в

северных румбах, как и субдукция океанических литосферных плит, происходили в течение всего фанерозоя. Этот процесс имел глубокие корни, т.к. субдуцирующие океанические литосферы проникали сквозь мантию, а их холодные тяжелые массы скапливались в ее основании. Не случайно, сейсмотомография фиксирует их как высокоскоростные аномалии. Области их распространения получили название Центрально-Азиатского «могильника» литосфер. Палеоазиатские коллизионно-складчатые системы являются поверхностным выражением глобальных процессов – нисходящих конвективных потоков, ответственных за строение складчатых поясов Евразии.

Обоснование особенностей минерагенической и металлогенической специализации палеозойских формаций является фундаментальной научной проблемой региональной геологии Средней Азии. В палеозойских формациях сосредоточены основные запасы эндогенных рудных месторождений золота, полиметаллов и др. В их формировании принимали участие первично седиментационные накопления, ремобилизованные в ходе неоднократных проявлений фаз магматизма и метаморфизма. Формации палеозоя содержат также широкий спектр сингенетичных и сингенетично-эпигенетичных осадочных полезных ископаемых. По мере исчерпания возможностей открытия новых месторождений нефти и газа в осадочном мезозойско-кайнозойском осадочном чехле важнейшим объектом нефтегазовой геологии должны стать палеозойские потенциально нефтегазоносные бассейны. Наиболее перспективными могут оказаться осадочные бассейны микроконтинентов. Среди них карбонатные формации среднего девона-нижнего карбона вне пределов позднепалеозойского плюмового магматизма Бельтауского и Кураминского ареалов Срединно-Тяньшаньского микроконтинента. Аналогичный стратифицированный разрез характерен

для Северо-Устюртского и Каракумо-Таджикского микроконтинентов. Перспективными могут оказаться позднепалеозойские формации Карачатырского тылового прогиба и черносланцевые формации перми Устюрта.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРЕССОВЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В СТРУКТУРАХ ТУРАНСКОЙ НЕОПЛАТФОРМЫ И ПОСТПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА ТЯНЬШАНЯ

Троицкий В.И.

РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, Москва, Россия
(vitro1@mail.ru)

Позднекайнозойская геодинамическая эпоха занимает особое место в геологической истории Средней Азии, когда в ходе ее развития на месте палеогеновой платформы на востоке была сформирована горная страна - эпиплатформенный ороген Тяньшаня. Перерождение платформенных структур в орогенические происходило неодновременно, а было растянуто во времени и обусловлено нарастанием орогенических тенденций в развитии территории в позднем кайнозое. При этом вклад новейших тектонических движений в деформации платформенного покрова, особенно при образовании локальных складок, нередко составляло более 50% амплитуды их суммарных деформаций.

Новый материал по корреляции местных позднекайнозойских

стратиграфических подразделений орогена Тяньшаня и Туранской неоплатформы с шкалой Паратетиса и современной Международной стратиграфической шкалой позволяет уточнить схему периодизации истории геодинамического развития региона. Эпоха эпиплатформенного орогенеза и формирование современной структуры Туранской неоплатформы и эпиплатформенного орогена Тяньшаня складывается из закономерно сменявшихся друг друга стадий развития (олигоцен-ранний миоцен, поздний миоцен-ранний плиоцен, ранний плиоцен-средний плиоцен-эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен).

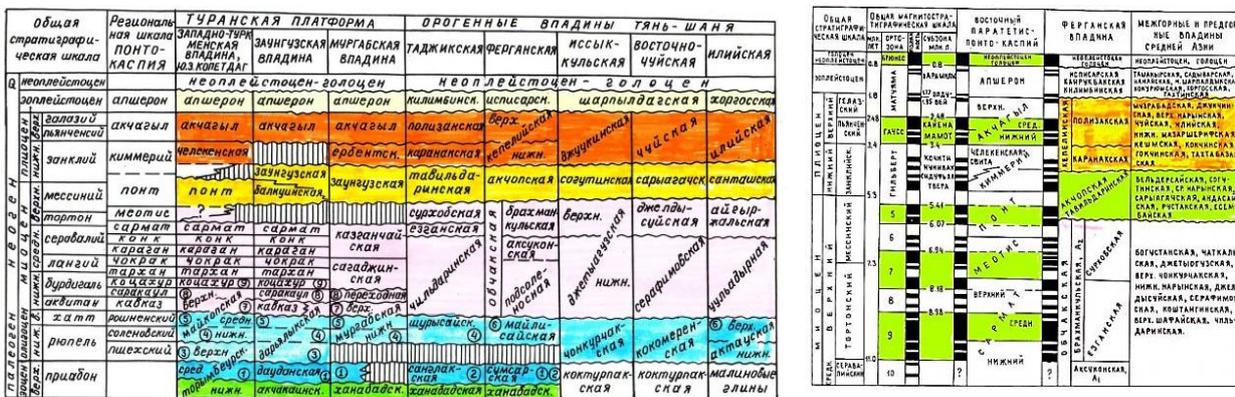


Рис.1.Схема корреляции местных стратиграфических подразделений неогена Средней Азии с шкалой Паратетиса и Международной шкалой, в том числе по палеомагнитным данным

Обособление в разрезах позднего кайнозоя неотектонических серий, разделённых стратиграфическими перерывами, несогласиями и фазами поверхностями выравнивания и разновысотными террасами квартала подчеркивают цикличность геодинамических процессов с сопровождающими их пароксизмами

складчатости, общее состава молассовых формаций вверх по разрезу, а также их корреляция с неогеновыми складчатости. Их проявление сначала внутри горных впадин, а затем в бортовых зонах крупных межгорных и предгорных депрессий подчеркивает

закрытие впадин и вовлечение их в состав растущего горного сооружения.

Общая картина геодинамической зональности в действительности отражает глобальные процессы схождения литосферных плит Гондваны и Евразии, сопровождаемого в ареалах их сопряжения образованием сложных ансамблей микроплит и блоков литосферы и коры путем передачи стрессовых напряжений, транслирующихся в глубь континента. И если на востоке напряжения продвигавшегося к северу Индостана привели к возникновению Центрально-

Азиатского пояса, то на западе, в Африкано-Аравийском секторе, напряжения сжатия реализовались в формировании коллизионных покровно-складчатых структур в составе Альпийско-Гималайского пояса и транслировались в пределы Туранской платформы в ослабленной форме в виде преимущественно сдвиговых деформаций. Поэтому здесь господствовал равнинообразовательный тектонический режим, а рельеф оставался предельно выровненным.

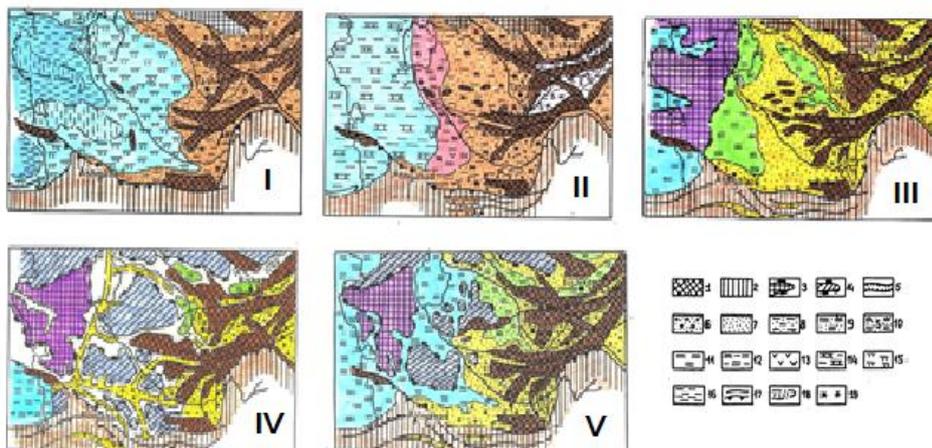


Рис.2.Фациальная зональность и палеогеографические условия формирования региональных стратиграфических подразделений олигоцена-неогена Средней Азии:

I-олигоцен-ранний миоцен; II-ранний-поздний миоцен; III - поздний миоцен-ранний плиоцен; IV-ранний

плиоцен; V-средний плиоцен-эоплейстоцен. Области эрозируемых поднятий: 1-Средней Азии; 2-Альпийско-Гималайского пояса; 3- Устюрт-Мангышлакское постмиоценовое плато; 4-Заунгузская, Каракульская и др. постранипалеоценовые плато; 5-эрозионно-тектонические долины-врезы. Отложения: 6-подгорноверные межгорных и предгорных впадин; 7-преимущественно песчаные аллювиальных равнин; 8-песчано-алевритоглинистые аллювиальных равнин; 9-песчано-алевритоглинистые аллювиально-озерных равнин; 10-соленостные озерных котловин; 11-мергельно-глинистые озерно-бассейновые; 12-глинисто-песчаные продуктивные толщи Южно-Каспийской впадины; 13-гипсы лагунных фаций. Отложения: 14-карбонатно-глинистые мелководного морского бассейна; 15-мелководные морские глинисто-песчаные; 16-морские глубоководные глинистые; 17-сбросы, взбросы, надвиги; 18-районы проявления предсреднемиоценового размыва; 19-красноцветность пород.

Тектонотипом структур коллизионного орогенеза с полным основанием можно считать Центрально-Азиатский горный пояс с входящими в него сооружениями Памира, Куэньлуня, Гиндукуша, Тяньшаня, Наньшаня, Цинлиня, Алтая, Саян, поднятий Прибайкалья, Забайкалья, разделенных глубокими впадинами. Главной отличительной чертой пояса является его возникновение на месте предельно выровненных палеогеновых равнин и эпигерцинского пенеплена, когда, начиная с олигоцена, в горообразование стали вовлекаться самые разные по своей предыстории регионы.

Изучение взаимосвязи Индии с Каракорумом, Памиром и Западным Тяньшанем, с одной стороны, и Тибетом, Таримом и Восточным Тяньшанем, с другой, является ключом к расшифровке эпиплатформенного орогенеза в Центральной Азии. Их разделом служил Таласо-Ферганский правосторонний сдвиг – составная часть трансконтинентального мегасдвига, прослеживающегося от Обской губы через центр Западной Сибири, Тургай, Казахский Каратау и далее вплоть до Восточного Куэньлуня. Вовлеченные в орогенез ансамбли литосферных микроплит и блоков коры развивались в разных геодинамических

режимах. К западу от Таласо-Ферганского сдвига на фоне меридионального сжатия происходило выталкивание блоков к западу, что сопровождалось образованием субширотных сдвиговых зон, меридиональных складок, левосторонним вращением блоков. К востоку от сдвига структуры формировались в условиях фронтального сжатия. Темпы закрытия впадин восстанавливаются по сокращению ареалов формационных серий, появлению континентальных олистостром в глинистой матрице миоцена вдоль бортов впадин и, наконец, в перекрытии их бортовых частей надвинутыми на них горными массивами палеозоя вплоть до смыкания обрамлявших их хребтов. При этом линейные дислокации формировались вдоль границ между микроплитами.

Глубина современных сейсмогенерирующих очагов (до 20 км), положение сейсмофокальных зон, а также реконструкция геодинамических структур указывают, что наряду с блоковыми вертикальными и горизонтальными движениями коллизия и орогенез сопровождались деформациями фундамента, а в расслоенной земной коре возникали субгоризонтальные срывы, листрические разломы и надвиги. Сформировавшиеся в палеозое консолидированные массивы – микроконтиненты Среднего Тяньшаня, Каракумо-Таджикский, Северо-Устюртский и др., разделенные зонами палеозойских коллизионных структур Южного Тяньшаня, Мангышлака и др., по разному реагировали на постплатформенный орогенез. Итогом их неотектонической деструкции по обновленным древним тектоническим швам стало образование Афгано-

Таджикской, Амударьинской, Чаткало-Кураминской, Бекпакалинской и других микроплит – ансамблей составляющих их блоков и шолей. При этом граница между орогеном Тяньшаня и Туранской платформой не оставалась постоянной и смещалась во времени по мере расширения ареалов орогенических процессов.

Коллизионная природа эпиплатформенного Центрально-Азиатского орогенического пояса подтверждается также развитием обрамлявших его асимметричных окраинных предгорных Илийско-Джаркентского, Чу-Илийского, Приташкентского, Афгано-Таджикского и Бешкентского прогибов. Предкопетдагский прогиб обозначает границу Туранской неоплатформы с поднятиями Эльбурса, Биналуда и Копетдага. Его продолжением на западе является система Предкавказских прогибов.

Туранская неоплатформа развивалась в ином геодинамическом режиме. Дифференцированные вертикальные движения отражены в обособлении соответствующих формационных серий, разделенных предсреднемиоценовой, предплиоценовой и плиоцен-четвертичной фазами складчатости. Например, на Устюрте предсреднемиоценовая фаза сопровождалась глубоким эрозионным срезом юрских, меловых и палеогеновых отложений, что фиксируется налеганием практически недеформированного средневерхнемиоценового покрова на различные горизонты мезозоя и даже пермо-триаса (Мангышлак, Центрально-Устюртский вал). Особое место среди рассматриваемых событий занимают грабенные структуры. Большая их часть, вероятно, относится к рифтовым системам типа пулл-апарт.

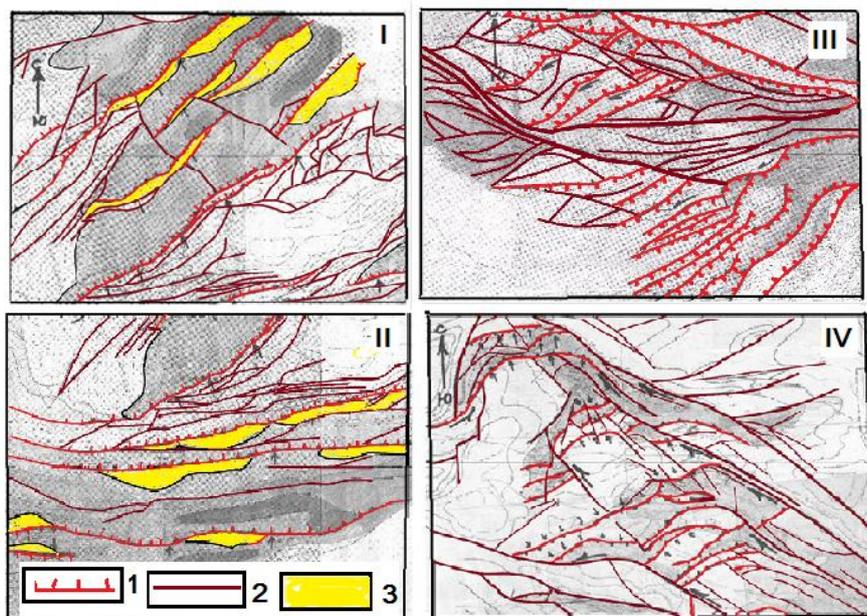


Рис.3.Распределение разрывных нарушений в Чаткало-Кураминском (I),Южно-Ферганском и Алайском (II),Бухаро-Хивинском (III) и Кызылкумском (IV) районах:

1-надвиги,взбросы,2-бросы,сдвиги,3-внутригорные впадины

С плейстоцена Средняя Азия вступила в завершающий этап своего развития. Главной его особенностью является вовлечение в поднятие не только Тяньшаня, но и равнинных территорий. С этого периода начинается формирование совершенно новых геоморфологических форм рельефа. Пределы колебаний абсолютных высот разновозрастных террасовых комплексов в Тяньшане (сохский от 700-900 м до 1500-2000 м, ташкентский - не выше 500-700 м и голодностепский - ниже 400 м) указывают на размах вертикальных движений и темпы роста гор. Строение рельефа равнинных пространств Кызыкумов, Приаралья и Бухаро-Каршинской области подчинено тем же закономерностям. Разница выделяемых здесь террасовых поверхностей не превышает первой сотни метров. Важно отметить, что основные элементы неотектонических структур наследуют простираения палеозойских складчатых систем. Их разломные ограничения особенно контрастно влияли на морфологию неотектонических структур и амплитуды их деформаций.

Большинство неотектонических разломов являются возрожденными. В их

составе преобладают взбросы, взбросо-сдвиги и надвиги. Известны многочисленные примеры надвигания палеозойских массивов на борта впадин не только в орогенической области, но и на равнине.

Разработаны различные модели формирования орогенных систем, возникающих в условиях сжатия. Применительно к орогену Тяньшаня предложены различные модели внутриконтинентального коллизионного орогенеза Центральной Азии. В их числе условия унаследованной с палеозойского коллизионного этапа субдукции литосферы с сопровождающими ее скучиванием коры, срывом верхней коры и образованием встречных надвигов. Другими вариантами орогенеза являлись условия фронтального сжатия и образование глубинных складок или нисходящих встречных конвективных течений в мантии. Во всех случаях это приводило к утолщению коры и её изостатическому всплыванию, что обеспечивало рост орогенических поднятий и их объединение в системы хребтов в составе горного пояса Центральной Азии.

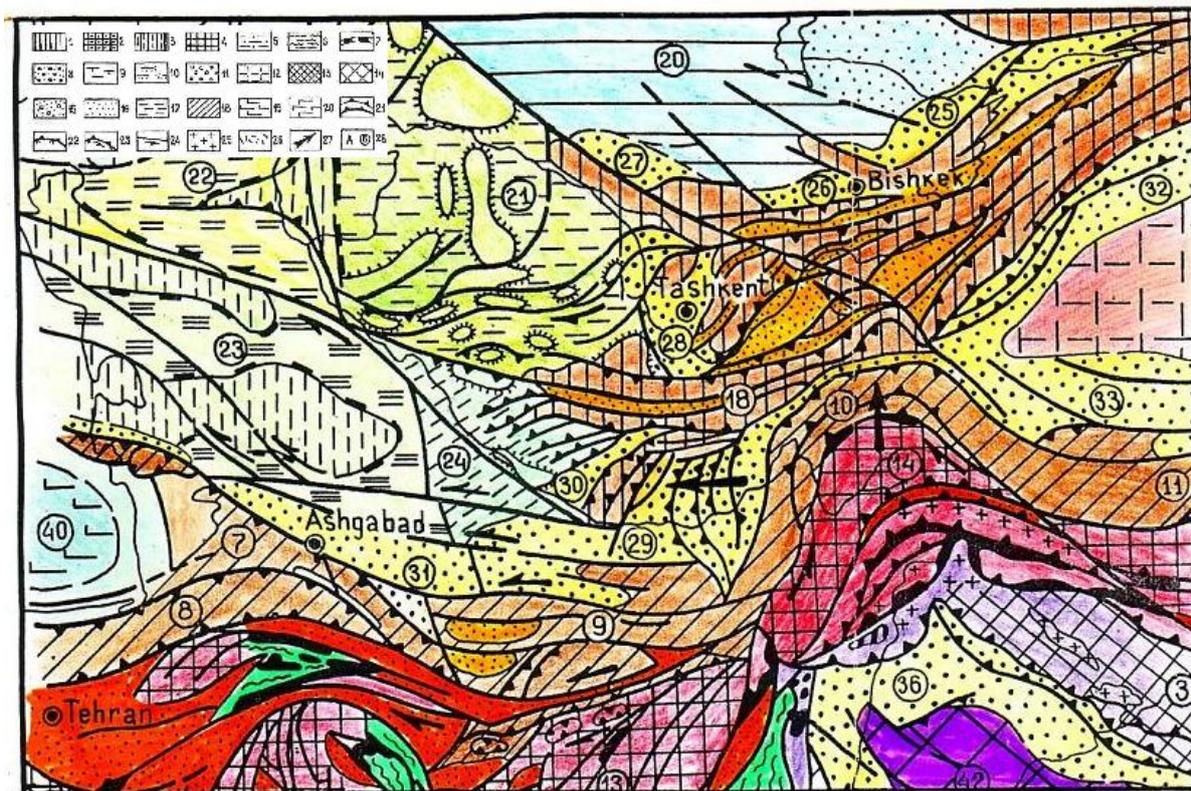


Рис.4.Схема районирования неотектонических структур Средней и Южной Азии:1-9-коллизийные орогенетические структуры Альпийско-Гималайского складчатого пояса: 1-2 – южная зона поднятий: 1-Загросская (1),2-Сулейман-Киртарская (2), Гималайская (3);3-внутренние кайнозойские складчатые зоны: Катавазская (4), Северо-Макранская (5), Восточно-Иранская (6);4-северная зона поднятий: Копетдагская (7), Эльбурс-Биналудская (8), Паропамизская (9), Северо-Памирская (10), Куэньлуньская (11); 5 -внутренние массивы-микроконтиненты: Центрально-Иранский (12), Афганский (13), Южно-Памирский (14), Лхасский (15), Джантангский (16), 6 – фрагменты мезозойских сутур, 7 – обдуцированный покров офиолитов, 8 – клиппены, 9 – неогеновые гранитоидные интрузии;10-11-Центрально-Азиатский эпиплатформенный орогенетический пояс: 10 – Тянь-Шаньское сводовое поднятие (Восточно-Тяньшаньское (17), Западно-Тяньшаньское (18), 11 – Алтынтаг-Алашаньское поднятие (19),12-16-микроплиты Туранской платформы:12-Казахстанская (20),13-Сырдарьинская (21),14-Северо-Устюртская (22),15-Каракумская (23),16-Аму-Дарьинская (24);17-локальные поднятия в чехле платформы,18-контуры предсреднемиоценового несогласия в чехле,19-окраинные предорогенные прогибы: Илийско-Джаркентский (25), Чуилийский (26), Сузакский (27), Приташкентский (28), Афгано-Таджикский (29), Бешкентский (30), Предкопетдагский (31), Кучарский (32), Предкуэньлуньский (33), Предкиртарский (34), Предсулейманский (35), Потварский (36), Предгималайский (37);20-внутренние кайнозойские впадины:20а-эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня (Иссыккульская, Нарынская, Ферганская, Зеравшанская и др.),20б-Альпийско-Гималайского пояса (Деште-Кевирская, Урмия-Доктар, Мешхедская и др.);24- Таримская впадина (41);25-Индийская плита (42);26-Русская плита (43);27-зоны субдукции типа Б и А;25-векторы перемещений блоков литосферы и коры. В кружках – порядковый номер структур.

Влияние давления Индийской плиты на Евразийскую не ограничивается орогеном Тянь-Шаня, а распространяется в пределы Туранской плиты, где образована складчатая система Центральных Кызылкумов. Последняя подчинена единообразным и взаимосвязанным с Тянь-Шанем закономерностям структурного плана. Созданная в процессе альпийских (с преобладающей ролью позднеальпийских) движений структура Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов имеет

складчато-сдвиго-надвиговый характер. Это определяет общий современный структурный план. Отличительной особенностью отрогов Гиссарского хребта, Бешкентского прогиба и Бухарская ступени является диагональное, северо-восточное простирание разрывных нарушений и сопровождающих их локальных структур. Все они представлены взбросо-сдвигами. В складчатой системе Центральных Кызылкумов главным дизъюнктивным

элементом является Центрально-Кызылкумская зона правых сдвигов, наследующих положение сутур Палеотуркестанского и Палеозеравшанского океанических бассейнов палеозоя. Между ними обособляются структуры сжатия Аумизатау, Бельтау, Тамдытау, Букантау. Сложные геодинамические обстановки характеризуют развитие Афгано-Таджикской микроплиты, что сопровождалось срывом мезозойско-кайнозойского покрова и образованием меридиональных складок с сопровождающими их высокоамплитудными надвигами. Гиссаро-Зеравшанский мегантиклинорий характеризуется южной асимметрией, при которой южные борта отсечены взбросами и надвигами, все они характеризуются северной вергентностью и падением на юг. Впадины Туркестанско-Алайского и Чаткало-Кураминского мегантиклинориев характеризуются южной вергентностью и падением нарушений на север и северо-запад.

Главную роль в едином современном структурном каркасе играют системы крупных сдвигов -Таласо-Ферганский, Гиссаро-Кокшаальский, Центрально-Кызылкумский. Движение по этим мегасдвигам в сочетании с общим интенсивным субмеридиональным сжатием способствует формированию в их крыльях сопряженных складчато-сдвиго-надвиговых структур с ярко выраженным элементом ротации против часовой стрелки-"конских хвостов". Механизм такого образования обуславливает подобие мегаструктур и осложняющих их форм более высоких по-

рядков в разных частях региона. Сдвиги имеют решающее значение в формировании современной структуры, обуславливая сочетание транспрессии (сдвиго-сжатия) и транстенсии (сдвиго-растяжения). Для всех новейших структурных форм в общем и целом характерна асимметрия. При этом борта впадин ограничены взбросами и надвигами (подвигами), падение которых указывает на направление стрессовых напряжений.

Орогенез обусловил последовательное вовлечение в поднятие бортовых зон Ферганской и Афгано-Таджикской впадин, выведение из покровной седиментации ряда внутренних впадин в Чаткало-Кураминском регионе, Зеравшанском, Туркестанском и Алайском хребтах. Именно с этого бактрийского времени современная структура постплатформенного орогена Тянь-Шаня получает своё чёткое геоморфологическое оформление.

Продвигавшаяся к северу Индостанская плита повлияла на возникновение Центрально-Азиатского пояса торшения малых плит и блоков. Они формировались под воздействием вектора стрессовых (сжимающих) напряжений. Тогда как территории Восточной Азии, непосредственно примыкающие к Западно-Тихоокеанской активной окраине, испытывали влияние растягивающих напряжений. Центрально-Азиатский орогенический пояс следует рассматривать в составе коллизионных структур высшего порядка и противопоставлять их периферическим структурам растяжения Восточной Азии.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

У-Ч

Содержание:

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Калинин В.В. О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЁННЫХ ЗАДАЧАХ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ ВОСТОКА ЕВРОПЫ	1920
Усманов А.И., Кустарникова А.А. РОЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	1927
Уткин В.П. ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ТИХОГО ОКЕАНА: КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ	1929
Фазлави Али, Маджид Мохсени ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЛЕДСТВИЯ ОТХОДОВ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ САНГРУД	1934
Файницкий С. Б. ВЕЛИЧИНЫ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В НЕКОТОРЫЕ ПЕРИОДЫ ПАЛЕОЗОЯ (НА МАТЕРИАЛАХ ПО ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ)	1935
Федотова А.А., Некрасов Г.Е., Хаин Е.В., Разумовский А.А., Орлова А.В. УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТ-ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: ОБЪЕКТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ	1940
Фельдман В.И. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ	1943
Фетисова А.М., Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Латышев А.В. ПУЛЬСЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППАХ НОРИЛЬСКОЙ И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИЙ	1948
Филатова Н.И. ИДЕИ В.Е. ХАИНА О СТРУКТУРНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА	1952
Филатова Н.И. ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ШЕЛЬФОВ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ	1958
Фишман И.Л., Вапник Е., Казакова Ю.И., Сокол Э.В. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГАЗОВО-ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ИЛИЙСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ	1963
Фомин И.С., Плечов П.Ю. ТИПИЗАЦИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ К СЕНОЛИТОВ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ С БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ 2001-2003 ГОДОВ ВУЛКАНА ЭТНА (ИТАЛИЯ)	1968
Фомичев В.И. СПЕЦИФИКА ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ИЗОЛОТА НА УГЛЕРОДИСТОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ В ПОЛЯРНЫХ РЕДОКС-УСЛОВИЯХ СРЕДЫ	1970
Фёдоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Биглов К.Ш. О ГЛУБИННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ	1975
Хаин В.Е., Полякова И.Д. СВЯЗЬ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ГЛОБАЛЬНЫМИ РИТМАМИ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ФАНЕРОЗОЕ	1978

Хаин Е.В. АККРЕЦИОННО-ОБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УРАЛО-КАЗАХСТАНСКОЙ И СИБИРСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ РАННИХ СТАДИЙ ЕГО ЗАКРЫТИЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ-РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ)	1981
Харченко В.М., Котенёв В.В. СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, ПРЕДКАВКАЗЬЯ И УРАЛО-АРАВИЙСКОЙ ЗОНЫ ПРОГИБОВ	1985
Харькина М.А. ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ	1988
Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ-НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ	1994
Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В. ЭОЦЕНОВЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: ИСТОЧНИКИ СНОСА, ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	1998
Хмелевской В.К. ПЕТРОТЕРМАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ, МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ	2003
Цеховский Ю.Г. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ В МЕЗОЗОЕ	2006
Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОДУГ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ	2012
Черников А.Г., Либина Н.В. МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ МАРКОВСКОЙ ГИПСОТОМОГРАФИИ	2015
Чехов А.Д., Сидоров А.А. К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ	2018
Чехов А.Д. ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МИКРОПЛИТЫ	2024
Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шерemet О.Г. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)	2030
Чеховский М.И. ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ	2034
Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ - УЧАСТКИ ПРОТЕКАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕЖГЕОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ	2038
Чупрынин В.И., Изосов Л.А. ФОРМИРОВАНИЕ И ДВИЖЕНИЕ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	2043

О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЁННЫХ ЗАДАЧАХ СТРАТИГРАФИИ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Калинин В.В.

ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Новочеркасск, Россия

bva69@yandex.ru

«Стратиграфия представляет собой не только фундамент ... геологии, но и, попросту говоря, её начинку. Ведь ни одного геологического документа без стратиграфии составить нельзя». Эти слова были сказаны В.Л. Егояном два десятилетия назад, когда стала заметной утрата интереса геологов к стратиграфии. Тогда же В.Л. Егоян, понимавший, как дорого обходится геологической отрасли стратиграфическая ошибка, наметил долгосрочную программу мер по выводу стратиграфии Предкавказья, старейшего нефтегазового региона СССР, из состояния кризиса. Но переломить ситуацию и остановить негативные тенденции в организации стратиграфического дела в регионе ему не удалось. В настоящей статье мы затрагиваем некоторые проблемы стратиграфии юго-востока Европы, которые не решены, возможно, потому, что исчезает сама профессия стратиграфа.

Исходным фактическим материалом в работе нам послужили данные по разрезам тысяч скважин, пробуренных на пространстве бывшего СССР от западных границ Украины на западе до западных областей Казахстана на востоке. Они вскрыли породы разного возраста – от архейских до четвертичных.

В пределы рассматриваемой территории попадают три вытянутые в субширотном направлении и сочленяющиеся между собой крупные тектонические структуры: южная окраина древней Восточно-Европейской платформы (на севере), эпикиммерийская Скифская плита (посередине) и северный край альпийских горно-складчатых сооружений Крыма и Кавказа (на юге). Они осложнены структурами второго и более мелких порядков

Палеонтологически немые породы докембрия распознавались по очень

высокой степени их метаморфизма. Любое деление докембрия, даже упрощённое, т. е. только на архей и протерозой, всегда условно, так как его стратиграфические схемы имеют лишь грубо прикидочный характер. Докембрий был достигнут бурением на разных глубинах – от небольших, например, на южном склоне Украинского щита и своде Ростовского выступа, до значительных, например, на некоторых структурах северо-западной части шельфа Чёрного моря. В перечисленных случаях поверхность докембрия соответствует границе между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы. Как выглядит эта граница проиллюстрируем на примере разрезов северо-западной части шельфа Чёрного моря.

В одном из разрезов – по скважине Одесская-4 (Змеиный выступ) – граница проходит между глубинами 2730 и 2820 м. Провести её точнее возможности не было из-за пропуска в отборе каменного материала. Ниже границы разрез сложен зеленовато-серыми сланцами – кварц-серицит-хлоритовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми и слюдисто-полевошпатовыми, вблизи забоя (глубина которого – 3601 м) – гранитами и гранодиоритами.

Пачка интервала глубин 2273–2730 м, залегающая выше границы, представлена известняками, глинистыми известняками и мергелями, зачастую содержащими в разном количестве примесь терригенного материала вплоть до перехода пород в алевролиты, песчаники и гравелиты. Окраска пород неоднородная, что выражено в перемежаемости пятен: красных, оранжевых, розовых, жёлтых, сиреневых и фиолетовых. Но преобладание красной

тональности создаёт впечатление красноцветности пород. Пигментирующими веществами являются тонкораспылённые окислы и гидроокислы железа, иногда также и анкерит. Вверх по разрезу густота и яркость окраски ослабевают. Доминирующей постепенно становится белая, серовато-белая и кремовая окраска. Мелкие линзы и гнёзда, насыщенные глауконитом выделяются зелёной окраской. Среди известняков встречаются мелоподобная и скрытозернистая разновидности, но преобладающая разновидность – органогенно-детритовая, состоящая из фрагментов скелетов организмов. Отдельными пятнами породы окремнены. Их пересекают сутуристолитовые швы, заполненные серыми, розовыми и красными кальцитово-глинистыми плёнками. Терригенный материал большей частью плохо окатан и плохо отсортирован. Гравий и наиболее крупные фракции песка представлены обломками пород, мелкие фракции песка и алеврит – в основном кварцем и полевыми шпатами. В верхней половине разреза распространены желваки халцедона, полые внутри жёстки с друзами исландского шпата на стенках, слойки оолитового известняка.

Верхняя, большая, часть пачки (интервал глубин 2273–2675 м) отнесена к низам неокома (берриас–валанжин, нижний мел) на основании находок (ниже глубины 2610 м) единичных фораминифер: *Nodosaria* cf. *paupercula* Reuss, *Lenticulina* cf. *lideri* Rom., *L. kovalevcki* (Agal.), *L. cf. utilis* (Gorb.), *L. sp.* (новый вид). Нижняя (немая) часть пачки (интервал глубин 2675–2730 м), отличающаяся особенно тёмной (красной) окраской пород, принадлежит либо к этому же самому стратиграфическому подразделению, либо к верхам титона (верхняя юра). Заключение по нижней части пачки обосновывается только литологическими данными. Более уверенно отнесены к титону (аналогам мезмайской свиты Северного Кавказа) вишнёво-красные аргиллитоподобные глины, пройденные рядом пробуренной скважиной Одесская-2 (кern с интервала глубин 3077–3200 м). Но полностью не исключается, что эти (тоже

немые) породы, из которых скважина не вышла и которые, по-видимому, вклиниваются в её разрез между докембрием и неокомом, ещё более древние – триасовые.

Накопление описанной пачки разреза скважины Одесская-4 сопровождалось грандиозным магматизмом. Вспышка интенсивного вулканизма и разнообразие форм его проявления оставили о себе след в виде множества крупных тел эффузивных, пирокластических и смешанных (вулканогенно-осадочных) пород, которые чередуются со слоями чисто осадочных пород, нередко имеющими меньшую мощность. Извержения происходили как в подводных, так и в субаэральных условиях и носили эффузивно-эксплозивный характер. Присутствие тел явно этого же магматического комплекса среди метаморфических пород нижнего структурного этажа (т. е. ниже глубины 2820 м) обозначает их интрузивное (субвулканическое или гипабиссальное) происхождение. Возможная форма тел – покровы, потоки и прорывавшие боковые породы малые интрузии. Львиную долю объёма всей массы магматических пород составляют дацитовые и андезитовые порфириты. Более редки туфы, туффиты, туфолоавы, лавовые брекчии, как исключение (встречавшиеся в ничтожно малом количестве) – риолиты, а также осадочные породы с примесью пирокластиков. По составу продукты магматизма не выходят за пределы ряда пород андезитовой формации и являются производными нормальной щелочноземельной магмы. Чрезвычайное разнообразие окрасок, структур и текстур порфиритов, а также особенностей их минерального состава свидетельствует о множественности следовавших одно за другим излияний и внедрений. Окраски порфиритов укладываются в красно-серо-зелёную цветовую гамму, подавляющее большинство порфировкрапленников представлено плагиоклазом и амфиболом, степень изменчивости связующей массы очень большая – от её нахождения в состоянии вулканического стекла без

микролитов до значительной и равномерной раскристаллизованности. Вторичные изменения порфириров разнообразны, но всё же они неглубокие. Обилие включений лимонита в некоторых разностях порфириров указывает на прохождение ими стадии выветривания. Часто в описанной пачке наблюдались грубообломочные осадочные породы, образовавшиеся за счёт размыва, разрушения и переотложения первичных порфириров. Из порфириров состоит почти вся наиболее грубая (псефитовая и часть псаммитовой) фракция терригенного материала осадочных пород пачки.

Доказательство продолжения вулканизма до конца раннего мела (хотя уже и ослабленного) нам предоставляют материалы по скважине Одесская-2. В её разрезе среди тёмно-серых кремнезёмистых глинистых известняков верхнего альба (кern с интервала глубин 2938–2944 м) имеются прослойки туфоизвестняков. Глинисто-кальцитовая основная масса этих пород насыщена несортированными обломками вулканокластического материала – пеплом, песком, лапиллями и бомбами. Их поступление в осадок связано с вулканическими выбросами как свежей лавы, так и продуктов раздробления вулканических аппаратов. Идиоморфный облик заключённых в основной массе известняков кристаллов плагиоклаза с хорошо сохранившимися гранями (без признаков их механической обработки) свидетельствует о синхронности осадконакопления и вулканизма, воздушном или водном (путём свободного гравитационного падения в толще воды) способе транспортировки, крупные размеры некоторых обломков – о близости вулканического центра.

В белых и кремневых известняках с обильными стяжениями кремней, которыми перекрывается (по несогласной, с перерывом границе) описанная пачка в разрезах обеих скважин и которые были отнесены к турону и коньяку (верхнего мела), никаких примет вулканизма не замечено. Нижний стратиграфический предел распространения проявлений

вулканизма на Одесской площади бурения неясен. К вмещающим магматические тела породам приурочен первичный ореол рассеяния цветных металлов.

Позднемезозойские магматические комплексы северо-западной части шельфа Чёрного моря изучались также по материалам бурения на Фёдоровской, Ильичёвской и Каркинитской площадях. В разрезе скважины Каркинитская-1 (Одесско-Джанкойский прогиб) граница нижнего и верхнего структурных этажей Восточно-Европейской платформы проведена на глубине 3760 м.

При переходе с Восточно-Европейской платформы на Скифскую плиту задача проведения границ между (уже не двумя, а тремя) структурными этажами – кристаллическим фундаментом древней платформы, складчатым фундаментом молодой платформы и осадочным чехлом молодой платформы – усложняется. На примере одного из участков Скифской плиты – Западного Предкавказья и Азовского моря – попробуем показать, что геологи не справились с этой задачей по причине пренебрежительного отношения к стратиграфии.

Состояние изученности древних геологических комплексов Западного Предкавказья и Азовского моря позволяет расположить их в порядке стратиграфической последовательности. Один от другого комплексы отличаются степенью метаморфизма и дислоцированности пород. Их разделяют крупные несогласия и длительные перерывы. Каждый из комплексов отвечает конкретному этапу геологического развития территории, но какому именно, каким отрезком геологического времени его следует ограничить, – ответы на эти вопросы иногда не выдерживают никакой критики.

Комплекс архея вскрыт скважинами на севере Западного Предкавказья (Ростовский выступ) и в Азовском море (скважина Неизвестная-285, интервал глубин 902–1150 м), т. е. не на Скифской плите, а на южном крае Восточно-Европейской платформы. Преобладающие породы комплекса –

граниты, плагиограниты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гранодиорито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты. В кровле разреза развита мощная каолининовая кора выветривания, достигающая в мощности десятков метров.

Следующий комплекс вскрыт на множестве площадей бурения Западного Предкавказья и Азовского моря (скважины Электроразведочная-1, Неизвестная-286, Октябрьская-245, Бейсугская-201, интервалы глубин соответственно 668–1650 м, 919–1000 м, 1127–1344 м, 1430–1631 м). Исходно являвшиеся вулканогенно-терригенными породы комплекса сильно метаморфизованы и превращены в основном в разнообразные сланцы – кварц-гранат-мусковитовые, кварц-серицит-рутиловые, мусковит-кварцевые, альбит-мусковитовые, кварц-серицитовые, кремнисто-хлорит-серицитовые, кварц-мусковит-хлоритовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-серицит-карбонатные, эпидот-альбит-амфиболовые, биотит-альбит-амфиболовые, филлиты и др. Имеются также алевриты, песчаники, гравелиты, кварцевые порфиры, порфириты, прослои графитизированного вещества. Породы подвергались воздействию разных факторов метаморфизма, в том числе и связанных с внедрением интрузий. Углы падения пород составляют 45-70°, но иногда они поставлены на голову. На Ростовском выступе породы комплекса плащеобразно облекают кристаллическое ядро. Максимальная мощность комплекса, видимо, многокилометровая. Стратиграфическая принадлежность пород устанавливалась только на основании палинологических данных и определений абсолютного возраста. С учётом степени метаморфизма пород комплекс делят на подкомплексы, привязываемые к стратиграфической шкале по-разному, но преимущественно – к верхнему протерозою (нижний) и нижнему–среднему палеозою (верхний). Чтобы проверить, насколько такая точка зрения соответствует истине, в распоряжении геолога имеется ещё одно средство – его собственная интуиция. Имея

многолетний опыт практической работы на докембрии и палеозое Украинского щита, Донбасса, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Танну-Ола и Яблонового хребтов, описав не одну тысячу коренных обнажений, задокументировав не одну тысячу погонных метров открытых и закрытых горных выработок и пересмотров не одну тысячу ящиков керна, мы не можем поверить в принадлежность хотя бы даже и части рассматриваемого комплекса к палеозою. Довольно сильно метаморфизованные породы комплекса, лишённые каких-либо остатков фауны, правильнее, на наш взгляд, полностью помещать в протерозой. Ведь резкий скачок и степени метаморфизма пород, и их охарактеризованности окаменелостями – это отличительная особенность именно рубежа докембрий–фанерозой, а не какого-либо другого рубежа внутри фанерозоя. Наблюдая изо дня в день в течение десятилетий тысячи музейных образцов, отобранных из разрезов большинства континентов земного шара, мы имели возможность убедиться в том, что эта закономерность выдерживается повсеместно. Подчеркнём, что метод определений абсолютного возраста в настоящее время не признаётся надёжным, а палеозойские споровые и пыльцевые зёрна могли вмываться в более древние породы поверхностной водой.

Одновременно, возможно, придётся пересматривать и стратиграфический диапазон формирования множества интрузий, участвующих в строении домеловых толщ Западного Предкавказья и Азовского моря. Магматические тела представлены гранитами, гранодиоритами, грейзенированными пегматоидными гранитами, кварцевыми диоритами, в Азовском море – диоритами и гранодиоритами (скважины Стрелковая-20, интервал глубин 1957–2023 м; Сигнальная-208, интервал глубин 826–872 м).

Ну а имеется ли в Западном Предкавказье и Азовском море достоверно установленный палеозой? Ответить на этот вопрос утвердительно и однозначно пока не представляется возможным.

Весьма вероятно, что палеозойскими

являются немые пестроцветы, тела которых сохранились в виде располагающихся разрозненно останцов. В Азовском море их нет, а в Западном Предкавказье они известны на многих площадях бурения – Южно-Леушковская, Ленинодарская, Щербиновская, Ясенская и др. Для этих тел, имеющих небольшую мощность и считающихся одновозрастными, разные авторы находили разное место в стратиграфической шкале: докембрий–палеозой, девон, верхний карбон–пермь, верхняя пермь–нижний триас, пермо–триас. Наибольшее внимание в литературе уделено изолированному телу комплекса пестроцветов Ясенской площади бурения. В разрезе скважины Ясенская-1 (интервал глубин 2235–2500 м) описаны довольно сильно метаморфизованные пестроцветные конгломераты с кварцевой галькой и углами падения 30–50°. По литологической характеристике они обнаруживают большое сходство с урлешской свитой кембрия Северного Кавказа. Мы считаем возможным провести параллель между пестроцветами Ясенской площади бурения и урлешской свитой, а не более молодыми стратиграфическими подразделениями. В дальнейшем это наше предположение подлежит проверке и, если оно окажется верным, то подошва комплекса пестроцветов будет соответствовать подошве складчатого фундамента Скифской плиты.

Наиболее молодой комплекс складчатого фундамента Скифской плиты по своему значению в истории формирования этой тектонической структуры ключевой. По нему имеется много сведений, которые были получены по результатам обширного бурения в северной части Западного Предкавказья и Азовском море. Господствующие породы комплекса – аргиллиты (называемые также углесто-глинистыми сланцами). В виде отдельных прослоев присутствуют алевролиты, песчаники (в основном сливные, т. е. песчанико-кварциты, и аркозовые), редко конгломераты, известняки и мергели, а также кварцевые порфиры, порфириты, кератофиры, туфы, туффиты и прочие

туфогенные породы. Отмечаются стяжения сидерита и доломита. Породы сильно дислоцированы – наблюдаются их частая перемятость, многочисленные зеркала скольжения и углы падения от 5 до 90°.

Ни одна из скважин не была добурена до подошвы комплекса и поэтому его приподошвенные и подстилающие породы неизвестны. Неполная мощность комплекса в разрезе скважины Приморско-Ахтарская-1 (глубиной 5005 м, восточное побережье Азовского моря) равняется 2671 м. Предполагают, что общая мощность комплекса в наиболее полных разрезах очень велика и превышает 4000 м.

Принадлежность отложений комплекса к стратиграфическому интервалу средний триас–нижняя юра обоснована определениями криноидей, двустворок и фораминифер, в том числе по Бейсугской и Западно-Бейсугской площадям бурения Азовского моря. В некоторых случаях отложения отнесены к этому же стратиграфическому подразделению без подтверждения палеонтологическими данными, а лишь с учётом их литологических особенностей (например, на площадях бурения Обручева, Небольшая и Морская первая в Азовском море). Самый нижний уровень находок остатков фауны в разрезе скважины Приморско-Ахтарская-1 проходит в интервале глубин отбора керна 4629–4635 м.

От Западного Предкавказья и Азовского моря комплекс среднего триаса–нижней юры протягивается далеко на запад – в Крым (где его именуют таврической серией) и северо-западную часть шельфа Чёрного моря (скважины: Десантная-1, интервал глубин 2600–3125 м и Фланговая-2, интервал глубин 3250–3300 м).

Корреляция комплекса среднего триаса–нижней юры с одновозрастными отложениями Восточного Предкавказья, Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья не проведена.

На севере Западного Предкавказья и в Азовском море комплекс среднего триаса–нижней юры выходит под подошву своеобразного комплекса континентальных отложений локального распространения

(скважины Крыловская-35, Бейсугская-50, Западно-Бейсугская-2 и -205, интервалы глубин соответственно 2834–3232 м, 1945–1987 м, 1300–1390 м, 1150–1190 м). Комплекс залегает горизонтально, сложен известковыми глинами, переслаивающимися с песчаниками, часто грубозернистыми, с примесью гравия, обильно насыщенными обрывками углефицированной и оторфованной древесины. Характерно преобладание светлой, часто почти белой, окраски у песчаников, в связи с чем комплекс описан в литературе под названием «сахаровидные» песчаники. Остатков фауны в отложениях не встречено. По косвенным признакам комплекс под вопросом включён в стратиграфический интервал, охватывающий плинсбас и тоар (верхняя часть нижней юры).

Поверхность раздела двух комплексов – более древнего (средний триас–нижняя юра) и более молодого (верхняя часть нижней юры), – отвечающая резкому угловому несогласию, по-видимому, ограничивает складчатый фундамент Скифской плиты сверху. Второй из комплексов (т. е. верхняя часть нижней юры), стратиграфическую позицию которого ещё предстоит уточнить, является, очевидно, основанием платформенного чехла Скифской плиты.

Рассмотренный комплекс верхней части нижней юры мы отождествляем с олейниковской свитой (тоар?) разрезов скважин Лаганская-1 (интервал глубин 2387–2432 м) и Морская-1 (интервал глубин 1832–1876 м) Каспийского моря.

Вернёмся к комплексу среднего триаса–нижней юры Западного Предкавказья и Азовского моря. Длительное время никаких палеонтологических остатков в его отложениях не находили и считали их карбоном. Единственным основанием для такого заключения служила якобы наблюдавшаяся литологическая одинаковость отложений с теми отложениями разреза скважины Песчанокопская опорная, в которых были встречены плохой сохранности фораминиферы, определённые Н.А.

Редичкиным как турне–нижневизейские (нижний карбон, интервал глубин 2561–2565 м). Комплекс среднего триаса–нижней юры Западного Предкавказья и Азовского моря попал во множество публикаций (полностью или частично) как каменноугольный. По результатам сопоставлений одних только литологических характеристик исследуемых отложений и отложений разреза Песчанокопской опорной скважины устанавливали карбон даже в Крыму.

В некоторых публикациях комплекс среднего триаса–нижней юры, возможно, и сейчас фигурирует как каменноугольный. Например, непонятно, какой карбон имеет в виду И.И. Греков, когда говорит о его присутствии в зоне границы Ростовского выступа и Азово-Кубанской впадины Скифской плиты. Не тот ли карбон, который перестал им быть, так как перенесён в средний триас–нижнюю юру? Возникают вопросы и к Г.И. Лебедеву, рисующему картину перспектив нефтегазоносности карбона Предкавказья. По причине недостаточно убедительного обоснования остаётся под сомнением выделение карбона и в разрезах многих скважин Восточного Предкавказья и Прикаспия, включая скважину Ипатовская опорная.

Из сказанного следует, что на одну скважину – Песчанокопская опорная – «легла ответственность» за весь карбон огромной территории. В этих обстоятельствах было бы не лишним проверить, абсолютно ли достоверен карбон разреза самой этой скважины. Ведь критерии его выделения производят впечатление зыбких. Информация о наличии карбона в разрезах скважин Челбасская-25 и Староминская-50 позже была опровергнута: каменноугольные фораминиферы находились в керне из этих скважин внутри известняковых галек, заключённых в триасовую породу, т. е. они переотложены.

Таким образом, досреднеюрская стратиграфия юго-востока Европы на сегодняшний день изучена слишком поверхностно, чтобы можно было надеяться

на эффективное ведение дальнейших поисково-разведочных работ.

Новое направление геологии – тектоностратиграфия – сможет успешно развиваться только на базе качественной традиционной стратиграфии.

РОЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Усманов А.И., Кустарникова А.А.

Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева Академии наук РУз Ташкент (ahusm@mail.ru)

В фанерозойской геологической истории Западного Тянь-Шаня мантийный магматизм фиксируется трижды. Наиболее раннее его проявление относится к позднему протерозою (R) и связано со спрединг-субдукционными процессами, обозначившими акваторию Туркестанского палеоокеана породами офиолитовой ассоциации. В раннем палеозое этот мантийный магматизм сменяется внутрикоровым во вновь образованной океанической литосферной плите в виде базальт-андезит-плагиориолитового ряда формаций сопровождавшихся характерными для них золотосодержащими колчеданными месторождениями. Все магматиты возрастного периода (R-S) объединены в первый цикл магматизма, характеризующегося низкощелочными магмами натриевого профиля щелочности, который наблюдается также в регионально-метаморфических и метасоматических (околорудных) процессах связанных с этим циклом.

Второе внедрение мантийной магмы датируется поздним девоном, когда формировался карбонатный чехол квазиplatformы (D-C¹₂), в который внедрилась пикритовая магма в ассоциации с базальтами нормального ряда в виде туфов и межпластовых гипабиссальных тел, сопровождавшихся рудными концентрациями железа и титана. С этой мантийной «инъекции» в Западном Тянь-Шане начинается второй цикл активизации магматизма, который сначала проявился как внутриплитный, то есть трапповый, а потом (C²₂) как коровый. Ультраосновная и основная магма внедрилась в глубинный разлом субширотного простирания, прослеженный на территории Узбекистана более чем на тысячу километров и по

предложению акад.И.Х.Хамрабаева носит название Трансазиатского.

Заключительные импульсы траппового (квазиplatformенного) магматизма (C₁-C₂¹) были преимущественно субщелочными и проявились в виде вулканической вулcano-интрузивной и интрузивной фаций основного, среднего и кислого состава, кали-натриевого или калиевого профиля щелочности. В это время меняется простирание тектонических структур с меридионального и субширотного на преимущественно северо-западное. Кроме того появляются кольцевые вулканогенные и вулcano-интрузивные структуры. Широко развиты дайковые пояса, в которых преобладают лампрофиры. Среди последних наиболее основные представители - лампроиты алмазоносны, со средними и кислыми дайками, а также малыми интрузиями того же состава ассоциируются крупные комплексные месторождения золота, вольфрама, меди. Со второй половины каменноугольного периода до конца палеозоя магматизм в Южном Тянь-Шане становится верхнекоровым, так как представлен в основном гранитоидными плутонами известково-щелочного ряда натриево-калиевого профиля щелочности, а также редкими интрузивами повышенной щелочности натриевого и калиевого профиля.

В Среднем Тянь-Шане гранитоидный магматизм ограничивается средним карбоном, после которого до конца палеозоя проявлялся, так называемый, «субсеквентный» магматизм, характеризовавшийся неоднократным и одновременным проявлением нормальных и субщелочных магм преимущественно среднего состава, которые постепенно раскислялись во-время. Продукты этого магматизма слагают позднепалеозойский

Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс.

И, наконец, в начале мезозоя на территории Западного Тянь-Шаня, представлявшего молодую платформу, в третий раз внедрилась мантийная магма. На этот раз – это были продукты преимущественно ультраосновной магмы щелочной серии – дайки щелочных пикритов, щелочных лампрофиров, карбонатитов и др. Дайки фиксируются в разломах разных простираний, но чаще всего в северо-восточных. При этом часть их локализуется и в зоне Трансазиатского линеамента – в Нуратинском и Букантауском его сегментах, свидетельствуя о долговечности

функционирования данной тектонической структуры, возрастные рамки которой охватывают период времени от позднего протерозоя (спрединг Туркестанского палеоокеана) до мезозоя (молодая платформа), то есть более 600 млн. лет. За это время произошло изменение мантийных магм от низкощелочного – субщелочного до щелочного состава, которое составляет эволюционный мантийный мегацикл, состоящий из трех циклов, каждый из них характеризуется различным составом мантийных магм и их воздействием на прорываемую земную кору, которое определяется мощностью, а главное составом последней.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ТИХОГО ОКЕАНА: КОРРЕЛЯЦИЯ СТРУКТУРНО- ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Уткин В.П.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
(stakhor@jandex.ru.)*

Восточно-Азиатский пояс (ВАП) и Тихоокеанские пояса (ТП) (вулканические цепи Магеллана, Лайн-Гамбье, Маршала-Гилберта и др.), простираясь на тысячи км соответственно на СВ и СЗ, относятся к классу диагональных линейментов Земли. Привлекает внимание генеральная синхронность их формирования (мел-кайнозой). Важно установить структурно-динамические условия развития магматизма ВАП и ТП. Проблема решалась на сопоставлении, прежде всего, наиболее хорошо изученного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАП), крупного сегмента ВАП, с Магеллановыми горами (МГ) [2, 3, 4].

ВАП сформирован в мелу-кайнозое вдоль окраины Азии в условиях сдвигового геодинамического режима Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны, пересекающей разновозрастные (архей-мезозой) протоструктуры континентальной коры [1]. В косом эрозионном срезе структур Сихотэ-Алиня, погружающихся на В-СВ (рис. 1), в строении ВСАП выделяется два уровня [2]: нижний плутоногенный и верхний вулканогенный. Нижний представлен уплощенными телами гранитоидов ($Rb/Sr: 128 \pm 16 - 98 \pm 15$ млн. лет), размещенными, преимущественно, под и в низах (берриас-валанжин) раннемелового комплекса терригенных осадков (мощность достигает 12 км), сосредотачиваясь, как и рудная минерализация, в антиклинальных структурах (рис. 1). Позднемеловой-палеоценовый вулканический чехол (с запада срезан эрозией) несогласно перекрывает складчатое основание. Последовательное формирование нижнего

и верхнего уровней магматизма ВСАП происходило в следующей структурно-динамической обстановке [2].

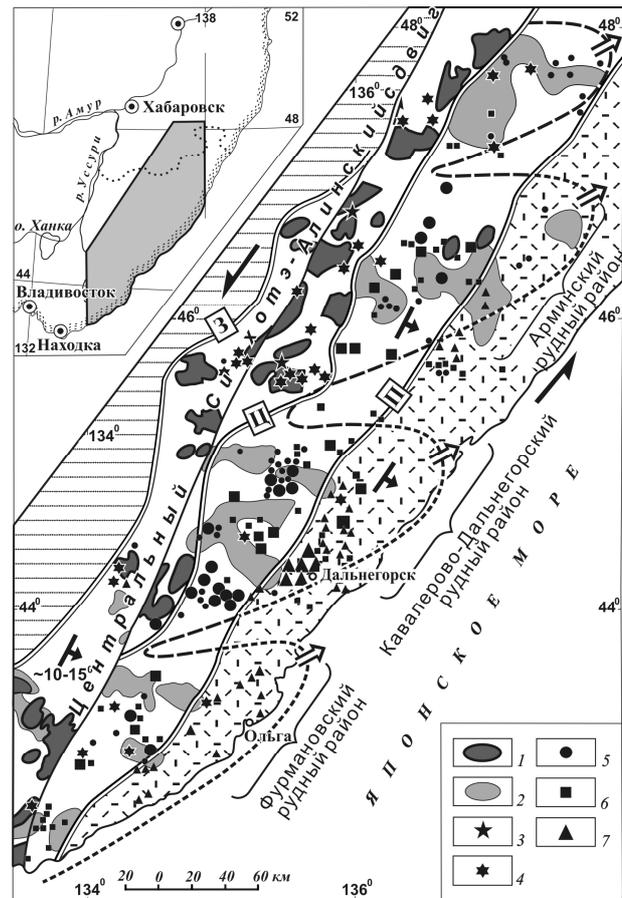


Рис. 1. Эшелонированные антиклинали (парагенезы левых сдвигов Сихотэ-Алиня), контролируемые альб-сеноманский интрузивный магматизм и рудную минерализацию (косой эрозионный срез) [2]. 1-2 – гранитоиды, вскрытые эрозией (1) и криптогранитоиды (2); 3-7 – рудные месторождения с вертикальной (в плане – с запада на восток) вещественно-температурной зональностью минеральных ассоциаций от вольфрамитовых (3) через касситеритовые (4-6) к относительно низкотемпературным свинцово-цинковым (7).

Левосдвиговая система заложилась в раннем мезозое и в условиях субмеридионального сжатия континентальной коры прерывисто-

непрерывно развивалась до кайнозоя. В раннем мелу активные сдвиги перекрывались комплексом терригенных осадков с развитием конседиментационной складчатости, косая ориентировка которой к левым сдвигам указывает на ее формирование как структурных парагенезов. Нижнемеловой комплекс, еще не рассеянный сдвигами, выполнял роль экрана для поступающих по глубинным разломам (сдвигам) магмогенерирующих флюидов с образованием магматических криптоочагов, прежде всего, в пределах антиклиналей, которые в условиях латерального сжатия были наиболее благоприятными структурами развития декомпрессионных камер. К позднему мелу сдвиги рассекали раннемеловой складчатый комплекс и вскрыли не раскристаллизованные остаточные магматические очаги, что привело к обильному вулканизму с формированием вулканического чехла. Главными магмоподводящими каналами служили сосдвиговые структуры растяжения широтного и северо-западного простирания диагонально пересекающие складчатые структуры основания вулканитов. Наиболее крупные – вулcano-тектонические структуры растяжения (ВТСР) компенсированы преимущественно кислыми вулканитами, субинтрузивами и контролируют многочисленные вулканические постройки, широкий возрастной диапазон которых указывает на многократное приоткрывание структур растяжения в течение сеноман-палеоцена. З-СЗ ориентировка ВТСР, ограниченных с флангов сдвигами, как и доминирующее С-СЗ простирание, косое по отношению к сдвигам, дайковмещающих структур растяжения, свидетельствуют о их раскрытии в условиях левосторонней активизации сдвигов. Развитие ВТСР между плутоническим уровнем магматизма и вулканическим чехлом подтверждает их связующую роль как основных магмоподводящих каналов. В этих

условиях от магматических очагов продвигалась рудоносная газово-жидкая фаза, последовательно сбрасывая рудные ассоциации в зависимости от РТ-условий разных уровней коры, что обусловило формирование вертикальной вещественно-температурной зональности (рис. 1).

МГ сформированы в мел-кайнозойский период и представлены

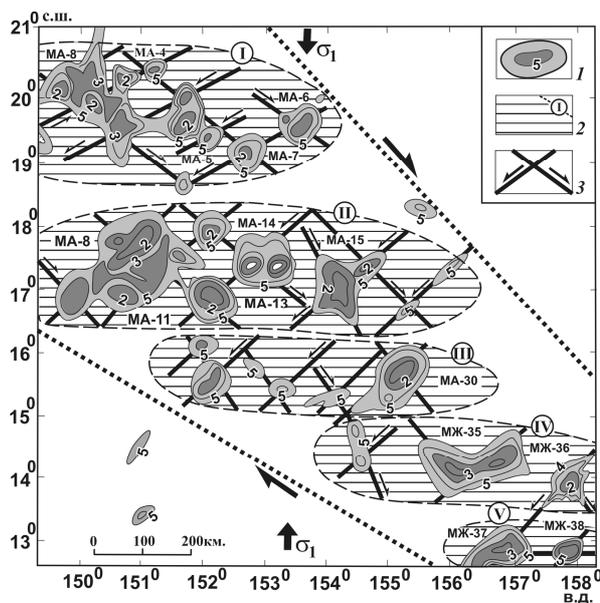


Рис. 2. Эшелонированные брахиантиклинали Магеллановых гор (парагенезы правых сдвигов нижней литосферы), контролирующие мел-кайнозойские вулканические постройки (гайоты) [3]. 1-2 – гайоты (1), сформированные в пределах брахиантиклиналей абиссальной плиты (2); 3 – диагональные соскладчатые правые и левые сдвиги.

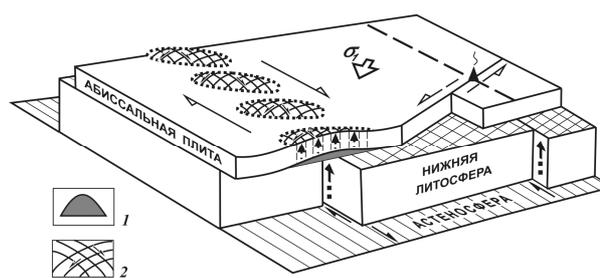


Рис. 3. Геодинамическая модель формирования вулканических поясов в условиях активизации сдвигов нижней литосферы [3]. 1-2 – генерация магматических очагов (1) под брахиантиклиналями (2).

вулканическими сооружениями (гайотами), возвышающимися над абиссалью до 5000 м (рис. 2). Наиболее компактные группировки гайотов образуют широтные ареалы, кулисно-эшелонированное расположение которых

с равным шагом (около 250 км) отвечает положению складок, сформированных над правыми сдвигами нижней литосферы [3]. Протоантиклинальное строение этих структур устанавливается реконструкционным подъемом гайотов, погруженных ныне на глубины 1,5-2,5 км вместе с океанической корой, на уровни формирования их эрозионных срезов. Кроме того расчеты показывают: если весь объем мантийных продуктов, которыми сложены вулканические постройки, реконструктивно вернуть на место их генерации под океаническую кору, то она поднимется на 1,5-2 км с образованием широтных сводовых поднятий. Опускание сводов вместе с усеченными абразией вулканическими постройками, по-видимому, произошло в результате значительного опустошения подсводовых магматических очагов в процессе вулканизма с последующим давлением огромных масс вулканических гор. В линейных сводовых поднятиях наиболее крупные гайоты размещены вдоль их осей (рис. 2), указывая на развитие главных магматических очагов в ядрах этих антиформ, что согласуется с доминирующей концентрацией криптоочагов магматизма в ядрах антиформ ВСАП (рис. 1). Детальный

анализ [4] структурно-динамических условий развития гайотов Грамберга, Альба, Федорова указал на их развитие над структурами растяжения – структурными парагенезами СЗ и СВ соответственно правых и левых сдвигов, рассекающими своды (рис. 2) в полном соответствии с ориентировкой известных в структурной геологии систем диагональных соскладчатых сдвигов.

Процессы структурирования и магматизма МГ происходили в следующей последовательности [3]. Плитобазальтовый комплекс перекрывал нижнюю литосферу, по-видимому, уже рассеченную сдвигами (рис. 3). Мелкайнозойская активизация транзитных СЗ правых сдвигов нижней литосферы привела к срыву абиссальной плиты и формированию над сдвигами кулисно-эшелонированных брахиантиклиналей с декомпрессионными криптокамерами, благоприятными для локализации глубинных магм, флюидов с развитием магматических очагов (рис. 3). Рассекшие брахиантиклинали соскладчатые сдвиги, сопровождаясь структурами растяжения, вскрыли магматические очаги, что обусловило формирование вулканических сооружений.

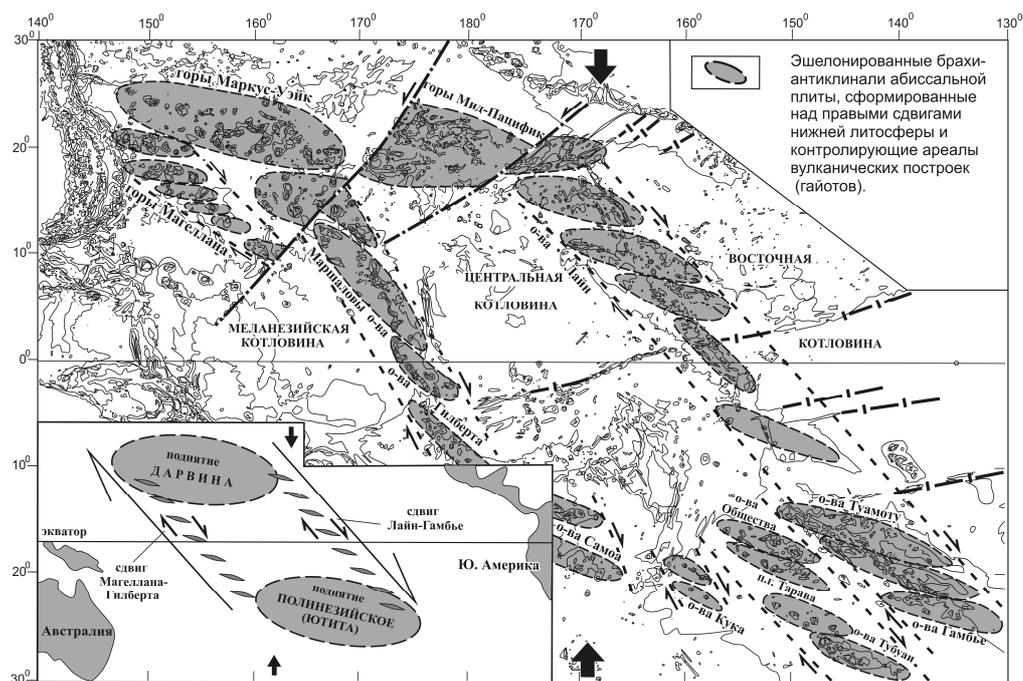


Рис. 4. Контроль вулканических поясов Тихого океана правыми сдвигами нижней литосферы [3].

Корреляция процессов структурирования и магматизма, синхронно сформировавшихся МГ и ВСАП, указывает на отсутствие принципиальных различий между структурно-динамическими условиями их развития. Индивидуальные особенности их строения и состава магм обусловлены не геодинамическими причинами, а структурно-вещественными особенностями континентальной и океанической литосфер.

Анализ размещения ареалов максимального сосредоточения вулканических построек в пределах простирающихся на тысячи км линейных вулканических поясов Тихого океана показал [3], что они также образуют эшелонированные структуры (рис. 4), идентичные эшелонам магмоконтролирующих сдвиговых антиформ МГ (рис. 2). Полное сходство

инфраструктур, как и генеральная синхронность их развития, позволяет рассматривать формирование всей системы интраокеанических поясов СЗ простирающихся над правыми сдвигами океанической литосферы. Эти сдвиги по ориентировке и кинематике идентичны зонам правых сдвигов западной окраины Сев. Америки и юго-западной окраины Евразии (рис. 5). Совокупность транзитных систем СЗ правых и СВ левых сдвигов подтверждает наличие планетарной сети диагональных сдвигов, рассекающих не только континентальную, как считалось, но и океаническую литосферы, сформировавшихся в условиях меридионального глобального сжатия, видимо, обусловленного центробежными силами Земли. Изменение степени активности сдвиговых систем, возможно, зависит от изменения скорости вращения планеты и их удаленности от полюсов.

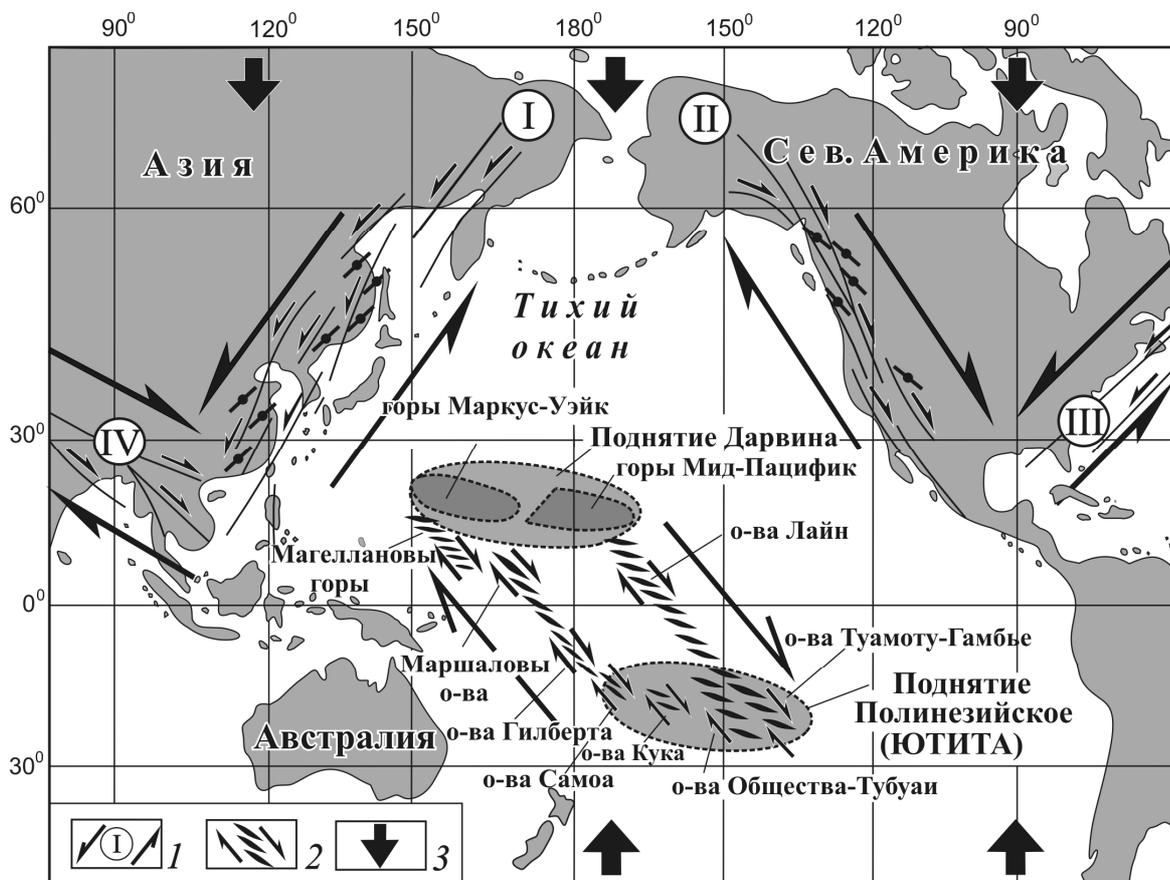


Рис. 5. Сдвиговые зоны континентальных окраин и океанической литосферы [3]. 1-2 – окраинно-континентальные (1) и океанические (2) сдвиговые зоны; 3 – направление ротационных напряжений сжатия литосферы северного и южного полушарий.

Генетическими аналогами широтных антиформ МГ, по-видимому, являются субширотные мегасводы, входящие в поднятие Дарвина, на которых размещены горы Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик (рис. 4, 5), а также субширотное Полинезийское поднятие, состоящее из эшелонированных магмоконтролирующих антиформ (о-ва Туамоту, Гамбье, Общества, Тубуаи и др.). Учитывая значительные размеры и аномальное строение коры, есть основание предполагать, что формирование поднятий Дарвина и Полинезийского обусловлено воздыманием океанической литосферы в целом. В условиях меридионального сжатия литосферы под Полинезийским сводом продолжает развиваться декомпрессия, что приводит к магматической активизации астеносферы с формированием, так называемой Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИГА), которая, по мнению некоторых исследователей, существует около 120 млн. лет. В подобных условиях, преимущественно в меловой период, вероятно, формировались и горы на субширотных мегасводах Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик.

Поднятия Дарвина и Полинезийское размещены на одних и тех же широтах (рис. 4 (врезка), 5), располагаясь в поясах, так называемых критических параллелей ($20-50^{\circ}$ с.ш. и ю.ш.), областей максимального тангенциального перемещения подкоровых масс в условиях неравномерного вращения Земли, активно воздействующих на тектонику литосферы. С этими критическими параллелями многие исследователи (начиная с С.А.Гумбольдта) связывают формирование широтных складчатых поясов северного и южного полушарий. Возможно, сводовые поднятия Дарвина и Полинезийское отражают своеобразную складчатость океанической литосферы. Вместе с тем можно предположить, что поднятия являются следствием

фронтального скучивания литосферы, медленно смещающейся под воздействием центробежных сил в направлении экватора. Северные и южные меридиональные напряжения, «встретившись» вблизи экватора, реализовались формированием Экваториальной сдвиговой зоны (сдвиги Лайн-Гамбье, Магеллан-Гилберта), ориентированной под углом 45° по отношению к встречным направлениям сжатия литосферы Северной и Южной Пацифики (рис. 5).

Литература

1. В.П. Уткин. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН. 1979, т. 240, № 2, с. 400-403.
2. В.П. Уткин. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // ДАН. 2005, т. 4, № 5, с. 659-663.
3. В.П. Уткин. Роль сдвигов океанической литосферы в формировании вулканических поясов Тихого океана // ДАН. 2006, т. 408, № 5, с. 650-655.
4. В.П. Уткин, А.И. Ханчук, Е.В. Михайлик, Л.Б. Хершберг. Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006, т. 25, № 2, с. 3-14.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПОСЛЕДСТВИЯ ОТХОДОВ УГОЛЬНОЙ ШАХТЫ САНГРУД

Фазлави Али, Маджид Мохсени

В данной работе, в начале, приведена экологическая экспертиза по региону Сангруд, как водораздел реки Шахруд ведущая к озеру плотины Манджила. Тогда, путем наблюдения за накопленными отходами и изучения долины и созданные водоразделы на них, были исследованы вопросы эрозии отходов и их транспортировки, от места добычи до региона. Определялась их доля загрязнений на поверхностные и поводковые воды и изучалось заполнение нижних территорий реки. После забора пробы отходов был проведен элементный анализ в результате которого были определены содержание угля и количество возобновляемого угля. (Хранилища отходов туннелей 1;2;3; и 5; которые по сравнению с другими хранилищами туннелей, более широкие и эрозированные, были в эксплуатации дольше, в настоящий момент предполагается масса отходов 1 мил. тонн).

По результатам проведенного анализа образцов, стало известно, что отходы имеют около 16.7% чистого угля и 83.3% углесодержащих аргиллитов. Из указанных величин по гранулированию отходов, в целом можно утилизировать только 10.7% из углей находящихся в отходах и 6 % из 16.7% имеют мелкозерные гранулы, данную массу экономически не выгодно утилизировать и остаются в отходах.

В конце для ликвидации загрязнения окружающей среды, предлагается максимально утилизировать угли отходов а также контролировать хранения отходов содержащих не утилизируемых углей после утилизации. Условия выполнения подробно рассмотрены в отдельном исследовании.

ВЕЛИЧИНЫ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В НЕКОТОРЫЕ ПЕРИОДЫ ПАЛЕОЗОЯ (НА МАТЕРИАЛАХ ПО ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ)

Файницкий С. Б.

*Саратовский Государственный Университет имени Н.Г.Чернышевского, Саратов, Россия
(neft-gaz.prognoz@bk.ru)*

Кунин Н.Я и Кучерук Е.В. [1], на основе обобщения результатов отечественных и зарубежных исследований по вопросу эвстатических колебаний уровня Мирового океана, отмечают, что, по мнению большинства специалистов, максимальные суммарные его изменения в течение фанерозоя составили 850 метров: максимальный подъем уровня до 500м (по отношению к современному уровню) и максимальное понижение, также к современному уровню океана, на 350м. Свое отношение к этим выводам Кунин Н.Я и Кучерук Е.В. [1] выразили на стр.82 своей работы: «Материалы различных исследователей получены на разной методической основе, а итоговые зависимости во многом противоречивы. Поэтому использование дедуктивного подхода представляется совершенно неприемлемым». Автор данной публикации разделяет это мнение, поскольку прекрасно знает всю неопределенность выводов, построенных на опосредованных данных сейсмостратиграфии.

Для того, чтобы можно было оценить достоверность ниже приведенных результатов по оценке величин колебаний уровня Мирового океана, целесообразно предварить их кратким описанием методических принципов получения этих результатов.

На основе сейсмостратиграфических исследований, как правило, четко фиксируется, что в пределах платформ любое стратиграфическое подразделение отделяется от предыдущего перерывом морского осадконакопления. Это означает, что на платформе устанавливаются континентальные условия, для которых характерна густая речная сеть. Реки, как правило, стекают в океаны, уровень воды в

которых и определяет уровень их конечного базиса эрозии. Если на основе сейсмопалеогеоморфологического (СПГ) метода [3] определить значения необходимых параметров крупной палеореки, в том числе и значения перепада высот конечных точек ее профиля равновесия, то это позволит определить величины падения уровня Мирового океана в интересующий нас отрезок геологического времени.

В данной работе изложены результаты определения значений эвстатических колебаний уровня Мирового океана в некоторые интервалы палеозоя на основе изучения эрозионных форм палеорельефа по территории Прикаспийской впадины.

На рис. 1 приведен сейсмо-геологический профиль через восточный сектор борта Прикаспийской впадины. Хорошо видно, что нижнепермские (сакмаро-артинские) молассовые отложения с угловым несогласием срезают нижележащие каменноугольные разновозрастные комплексы до верейских, включительно. Высота восточного сектора бортового уступа по подошве нижнепермских отложений составляет 2350м: от минус 1850м до минус 4150м в районе скв. 17 Мортук, а по подошве кунгурских отложений высота борта составляет 1830 метров. Поскольку в районе кромки борта каменноугольные отложения гжельского возраста представлены карбонатами, то можно с уверенностью утверждать, что перед отложением нижнепермских осадков уровень моря был гипсометрически выше поверхности каменноугольных отложений.

Стратиграфический перерыв с угловым несогласием на границе пермского и каменноугольного комплексов пород означает, что перед

отложением нижнепермских осадков уровень моря понизился, как минимум, на 2350м. Но если это так, то сопоставимый результат, из-за глобальности процесса, мы обязаны получить и по другим секторам бортовой зоны Прикаспийской впадины.

На рис. 2 приведен сейсмо-геологический разрез через юго-западный (Астраханский) сектор борта Прикаспийской впадины. Астраханский свод проявляется по карбонатным отложениям башкирского возраста и более древним комплексам пород. Его южный склон заканчивается в районе скв. 4 Высоковской. Нижнепермские (ассельско-артинские) отложения, так же как и на восточном борту, представлены песчано-глинистыми комплексами пород, а отложения кунгурского возраста – непластичными галопеллитами. По данным бурения каждый последующий комплекс пород во временном интервале от среднекаменноугольного до позднепермского перекрывает предыдущий с угловым и стратиграфическим несогласием.

Астраханский свод детально изучен густой сетью поисково-разведочных и эксплуатационных скважин. Это позволяет с уверенностью утверждать, что в московское и последующие времена никаких тектонических перестроек не было. Следовательно, морфология поверхностей породно-слоевых комплексов московского и более молодого возраста не обусловлена тектоническими процессами.

Поскольку в составе рассматриваемого комплекса пород отсутствуют не только биогермные карбонаты, но и карбонаты вообще, то вновь можно с уверенностью утверждать, что расчлененность рельефа разновозрастных поверхностей анализируемых отложений не обусловлены седиментационными постройками типа рифов. В этом случае гора закартированная между двух моноклинальных поверхностей: C_{1S} и J_2 , между скважинами №4 Высоковской и №16 Ю.-Астраханской по кровлям

отложений московского, позднекаменноугольного и ассельского возрастов, высотой даже по низкому северному склону, соответственно, 630, 960 и 1560 метров, имеет эрозионный генезис. В этом случае следует вывод, что отрицательные формы рельефа, расположенные с обеих сторон этой горы, тоже имеют эрозионный генезис. Другими словами: это палеореки верейско-мелекесского и ассельско-кунгурского возрастов с высотой северных бортов, соответственно, 1520 и 1170 метров и южных бортов: 3716 и 3090 метров. Последние два значения можно только опосредованно использовать для анализа колебаний уровня Мирового океана. Это объясняется тем, что все рассмотренные отложения, за исключением кунгурских, являются молассовыми отложениями, по которым не удастся определить положение уровня моря.

Между скважинами №4 Высоковской и №4 Ю.-Астраханской закартированы еще две палеоречные долины предпозднепермского и предпозднеогенового возраста глубиной 700 и 220 метров, соответственно. Указанные значения даже близко не соответствуют величине понижения эвстатического уровня океана в обозначенные времена. Она (величина) характеризуется существенно большим значением. Указанные числа отражают всего лишь значения местных базисов эрозии.

Высота астраханского сектора борта Прикаспийской впадины по подошве пермских образований и подошве отложений кунгурского возраста составляют 2820 и 2670 метров, соответственно. Уместно напомнить, что по подошве пермских отложений на восточном секторе борта Прикаспийской впадины была получена сопоставимая величина – 2350м.

Материалы аналогичного анализа по выяснению величины колебания эвстатического уровня Мирового океана по территории саратовского сектора борта вновь показали сопоставимые результаты. Так по подошве песчано-глинистой толщи

верейско-мелекесского возраста максимальное значение высоты предмелекесского палеоборта, определяемое по разнице в значениях мощности анализируемой песчано-глинистой толщи в пределах саратовского сектора борта, составляет около 1500 метров. Максимальное значение высоты нижнепермского бортового уступа по подошве соленосной толщи в пределах саратовского сектора бортовой зоны отмечено по Милорадовскому пересечению, где оно составляет 2660 метров.

Если полученные результаты верны, то они позволяют сформулировать следующие выводы.

1. В башкирско-раннепермский отрезок времени выявлены: предмелекесский, предпозднекаменноугольный, преддассельский, предсакмарский, предраннеартинский, предпозднеартинский и предкунгурский этапы значительных (минимум до 2200 – 2800 метров) падений эвстатического уровня Мирового океана.

2. Если предположить, что глубина океанов в палеозое была примерно такой же, как сейчас, то при падении его уровня на три километра, на большей части его территории глубина не будет превышать три километра. В этой ситуации единый океанический бассейн распадется по срединным океаническим хребтам на отдельные бассейны глубиной в основном не превышающей три километра. Столь радикальные изменения характеристик бассейна неизбежно обусловит внутрибиоты бескомпромиссную борьбу как межвидовую, так и внутривидовую, что естественно повлечет за собой не только резкие изменения типоморфных характеристик представителей оставшихся видов, но и, возможно, появление новых видов морских организмов. Последующая трансгрессия сформирует поверхность,

которую стратиграфы примут за подошву нового стратиграфического подразделения.

Другими словами: километровые колебания уровня Мирового океана могут, по-видимому, являться одной из основных причин резких изменений в короткий промежуток времени типоморфных характеристик всех видов морской фауны. Это обуславливает уверенное определение стратиграфических границ.

3. Разновозрастные палеозойские бортовые уступы Прикаспийской впадины являются самыми протяженными (порядка 3200 км) и самыми рельефными (высота бортов превышает 2000 и даже 3000 метров), структурными элементами Русской плиты, которые образовались не в результате тектонических блоковых движений, а, в основном, в результате процессов эрозии [2, 4].

Литература

1. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сеймостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. - Серия «Месторождения горючих полезных ископаемых», том 13, М., 1984.
2. Файницкий С.Б. Новые взгляды на геологическую модель и историю формирования Прикаспийской впадины. - Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской платформы. Международная научная конференция: Тезисы докладов. – Саратов, 1998. С.31.
3. Файницкий С.Б. Основные положения сеймопалеогеоморфологического анализа и его возможности при поисках месторождений углеводородов - «Недра Поволжья и Прикаспия», НВНИИГТ, Вып.21, январь 2000.
4. Файницкий С.Б. Эрозионно-седиментационная модель палеозойского осадконакопления в Прикаспийской впадине. - Тезисы докладов VI-ой международной научно-практической конференции: Геомодель Часть-2. . М., из-во: МГУ, 2004. С. 106-107. (ISBN 978-5-88942-086-6) С.62-64.

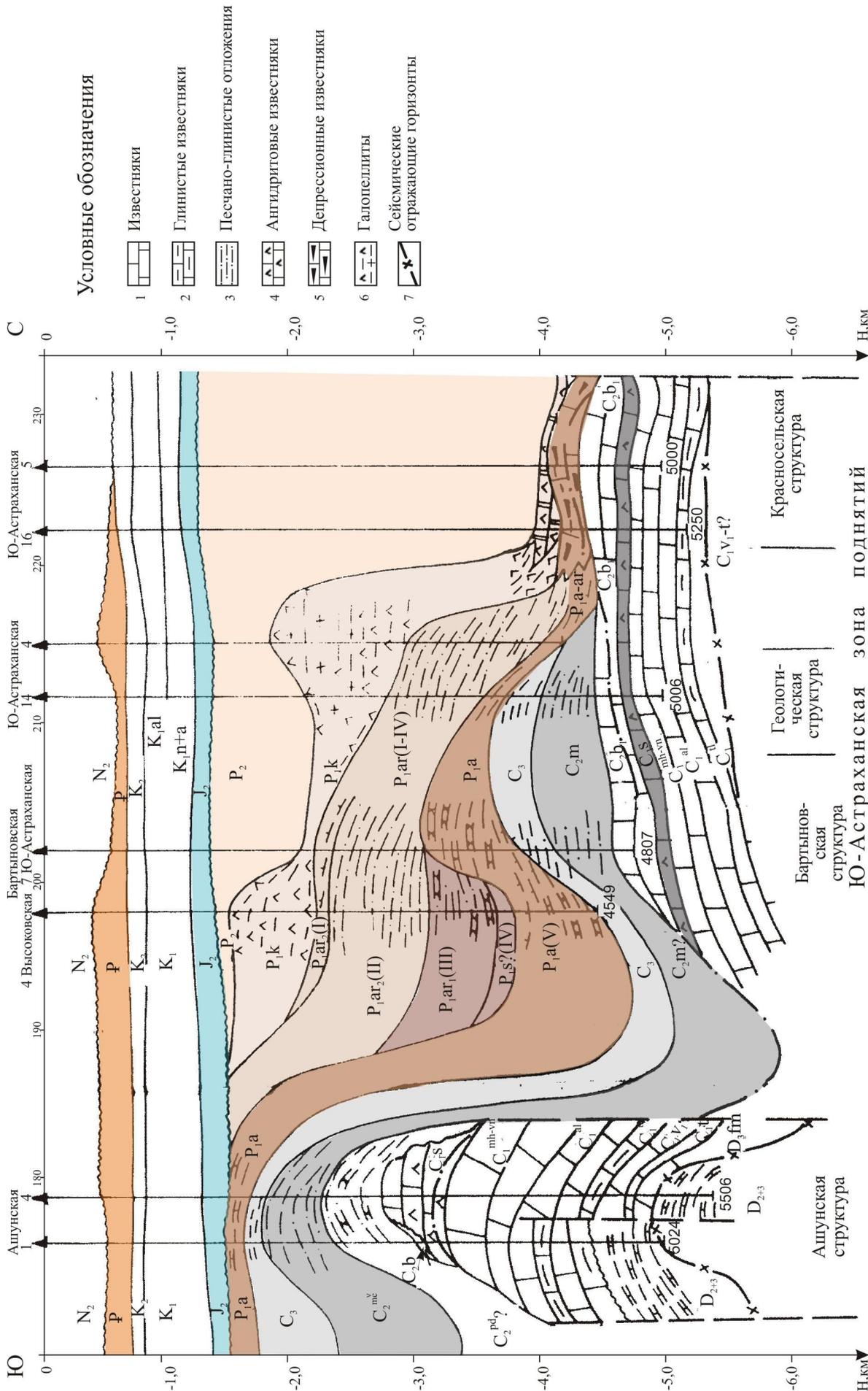


Рис.2. Геолого-геофизический разрез через юго-западный сектор бортовой зоны Прикаспийской впадины. (по Файнищому С.Б. и Левиной В.И.)

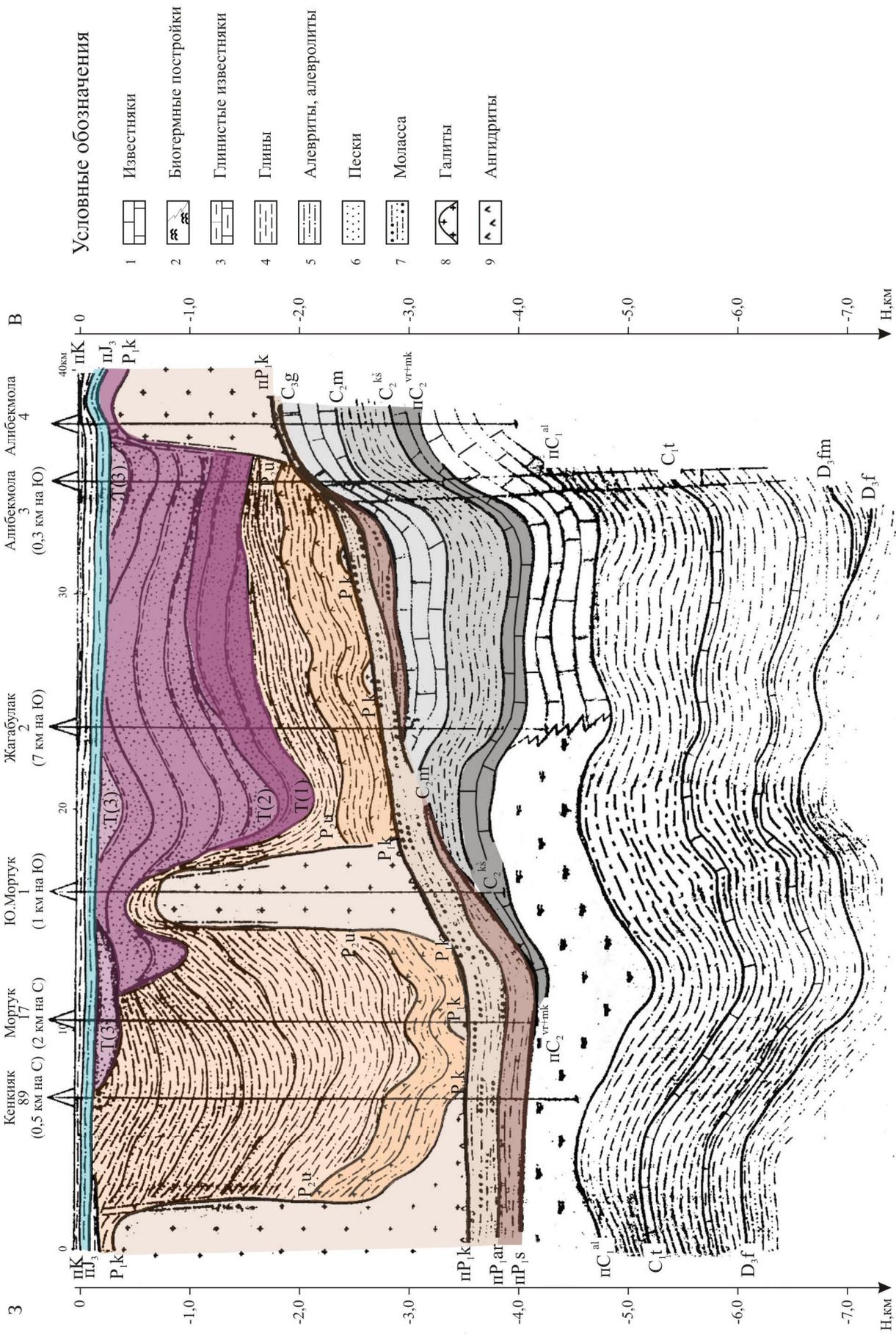


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез через восточный сектор бортовой зоны Прикаспийской впадины. (по Пахомову И.Б.)

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТ-ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: ОБЪЕКТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Федотова А.А.^{а,б}, Некрасов Г.Е.^а, Хаин Е.В.^а, Разумовский А.А.^а, Орлова А.В.^{а,в}

^а Геологический институт РАН, Москва, Россия (fedotova@ginras.ru)

^б Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^в Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Метаморфизм высоких температур – умеренных и высоких давлений, в отличие от высокобарического метаморфизма, не является индикатором определенной геодинамической обстановки. Однако, согласно нашим данным, образование гранулитов в ассоциации с дифференцированными ультрамафит-мафитовыми сериями можно рассматривать как показатель проявления определенных процессов на окраинах современных океанских бассейнов и их древних аналогов.

Для определения происхождения и геодинамических условий формирования гранулитовых комплексов, необходимо решение вопроса о механизмах обеспечения тепла, необходимого для метаморфизма высоких температур. Этот вопрос считается во многом неясным; рассматриваются следующие условия: глубинные части океанских плато; задуговые области островодужных систем; глубинные части подобных Тибетскому орогенным плато [1 и др.]. Нами будут рассмотрены объекты, на примере которых может быть предложен еще один механизм обеспечения условий для гранулитового метаморфизма.

Породы ультрамафит-мафит-гранулитовой ассоциации хребта Пекульней (Чукотка) входят в состав Восточно-Пекульнейского аллохтона, элемента покровной структуры района. [2]. Ультрамафит-мафитовая плутоническая часть ассоциации представлена породами двух серий: магнезиальной (от дунитов до пироксенитов) и магнезиально-глиноземистой (от оливин-шпинелевых и гранат-шпинелевых пироксенитов до гранат-содержащих клинопироксен-паргаситовых габбро). Гранулиты представлены гранат-амфибол-двупироксеновыми кристаллическими

сланцами и гранат-клинопироксеновыми гнейсами. Температуры и давления, рассчитанные для основных гранулитов по согласованным геотермометрам и геобарометрам составляют 850-750°C и 12 кбар [2]. Sm-Nd изохронными определениями возраст метаморфизма гранат-клинопироксеновых гнейсов оценивается в 246±68 млн лет ($\epsilon\text{Nd}(T)=-6$), клинопироксен-паргаситовых габбро – около 290 млн лет ($\epsilon\text{Nd}(T)$ от +6 до +7) [2, 3]. В строении комплекса, занимающего автохтонное положение, участвуют чарнокитоиды, залегающие в виде пластовых тел в кристаллических сланцах и парагнейсах низких ступеней гранулитовой фации. Близкий к расслоенным породам интервал возрастов и значений ϵNd получен для чарнокитоидов автохтонной части структуры хребта Пекульней, что говорит о возможном существовании первоначально единой дифференцированной серии, возникшей за счет фракционирования мантийных расплавов [3]. Образование этой серии и близких по возрасту гранулитов в данном регионе связано с условиями локального растяжения, возникшими на фоне роста аккреционного пояса [2, 3].

Породы эндробит-чарнокит-гранулитовой ассоциации запада Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) [4] участвуют в строении сложнодислоцированной Кичерской зоны, для которой характерно широкое развитие ультрамафит-мафитовых комплексов. Кичерская зона граничит на западе и северо-западе с позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами Байкало-Патомского пояса, к контакту приурочена мощная зона тектонизированных пород. Основные гранулиты рассматриваемого района

чередуются с пластовыми телами лейкократовых двупироксеновых кристаллосланцев, эндербитов, чарнокитов и образованных по ним гнейсов. Гранулиты образованы в условиях высоких температур и умеренных давлений (около 8 кбар) [5]. Оценки возраста эндербитов из четырех точек, полученные U-Pb методом по цирконам магматического происхождения, находятся в интервале 605-620 млн лет [6, 7], $\epsilon\text{Nd}(T)$ от +3 до +5. Гранулиты совмещены с менее глубинным троктолит-пироксенит-габбровым комплексом, вся структуры запечатана гранитоидами субвулканического комплекса с возрастом 591 ± 3 млн лет [7].

Гранулиты хребта Дариби (Западная Монголия) обнажаются в ассоциации с гнейсами в автохтоне покровно-складчатой структуры Дариб-Шишхид-Гарганской зоны [8, 9] обдукции неопротерозойских – раннепалеозойских офиолитов и островодужных комплексов на край Центрально-Монгольского микроконтинента. Массивы гранитоидов, а также габброиды дарибского интрузивного комплекса располагаются на границе автохтона и аллохтона, прорывая нижние части офиолитовых аллохтонов. Гнейсы автохтона интродированы дунит-верлит-клинопироксенитовыми плутонами с роговообманковыми габброидами в краевых частях. Плагиограниты офиолитовой ассоциации, согласно U-Pb данным по цирконам, кристаллизовались около 570 млн лет назад [9, 10]. Равновесный парагенезис гранулитов (гранат, клинопироксен, плагиоклаз) формировался при температуре 700-750°C и давлении 6–7 кбар [10]. Возраст метаморфогенного циркона из этих пород оценивается в 510 ± 4 млн лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = 10$ [10]. Оценка возраста амфиболового габбро дарибского интрузивного комплекса составляет 457 ± 40 млн лет (Sm-Nd минеральная изохрона), $\epsilon\text{Nd} = +9$ [9]. По характеру распределения R3Э, уровню их концентрации и значению ϵNd эта порода близка к континентальным железистым базитам, имеющим смешанный мантийно-нижнекоревой источник и претерпевшим значительную степень

дифференциации [9]. Изотопно-геохронологические, геохимические и геологические данные свидетельствуют, что внедрение массивов дарибского интрузивного комплекса происходило в зрелую континентальную кору, на которую был обдуцирован пакет тектонических пластин.

На примере строения и истории развития трех объектов можно видеть, что гранулитовый метаморфизм проявился в условиях локального растяжения, происходившего на активной аккреционной или аккреционно-обдукционной (в случае присутствия микроконтинента в структуре активной окраины) стадии развития подвижного пояса. В этих ситуациях широко распространены разновозрастные гранулитам и более поздние ультрамафит-мафитовые интрузии разных уровней глубинности. Мы полагаем, что механизмом образования гранулитов и ассоциирующих ультрамафит-мафитовых комплексов на активных континентальных окраинах является деляминация субдуцируемой литосферной плиты, ведущая к образованию астеносферных окон [11 и др.]. Данный механизм обеспечивает одновременно источник тепла, поступление мантийных магм и дифференцированные тектонические движения, ведущие к совмещению на одном уровне гранулитов и интрузий различных уровней глубинности. В этой ситуации возможно быстрое выведение гранулитов в условия верхних уровней коры. Таким образом, можно видеть, что образование гранулитов может происходить не только в глубинных частях океанских или орогенных плато и в задуговых областях островодужных систем, но и в условиях роста аккреционных или аккреционно-обдукционных систем активных континентальных окраин.

Литература

1. Brown M. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint through Earth history // When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Ed by K. C. Condie and V. Pease. Geological Society of America Special Paper. Vol. 440, 2008, P. 97-128.

2. Некрасов Г.Е. Комплексы зоны раздела корамантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С. 237-267.
3. Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб. 2007, С. 231-235
4. Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф. О гранулитах в нюрндукуанской серии Северного Прибайкалья // Докл. АН СССР, 1989, Т. 307, № 1, С. 195-201.
5. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М: ГЕОС. 1999. 163 с.
6. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства. Докл. АН. 2000, Т. 371, № 5, С. 652-654.
7. Федотова А.А., Аносова М.О., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Орлова А.В. Этапы геологического развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010, С. 136-138.
8. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research, 2003. V. 122, P 329-358.
9. Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Доклады РАН, 1995, Т. 341, № 6, С. 791-796.
10. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника 2002, № 2, С. 80-92.
11. Хаин Е.В. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов Геотектоника 1989, N 5, С. 38-51

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ**Фельдман В.И.**

*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Геологический факультет,
Москва (feldman@geol.msu.ru)*

Вторая половина XX столетия ознаменовалась отказом от гипотезы «огненно-жидкого» состояния Земли согласно гипотезе Канта – Лапласа. В соответствии с гипотезой О.Ю.Шмидта образование планеты рассматривается как результат аккреции холодных космических тел. Существуют разные варианты дальнейшего развития Земли, отличающиеся механизмами разогрева и дифференциации Земли [17, 18, 19]. После завершения аккреции (к рубежу 4.6 – 4.5 млрд лет Земля достигла 99 % радиуса и 95 % массы) начался разогрев планеты за счёт «гигантской метеоритной бомбардировки» (по аналогии с Луной), распада радиоактивных элементов, приливного воздействия Луны и других факторов. Максимум «гигантской метеоритной бомбардировки» [11, 19, 20 и др.] пришёлся на интервал 4.5 – 3.9 млрд лет. В это время верхняя часть Земли на глубину до 700 – 1000 км могла быть расплавлена с образованием, так называемого, магматического океана [8, 30 и др.]. Кристаллизация этого океана должна была привести к образованию кислой (тоналит-плагиогранитной) коры.

За этим отрезком жизни Земли (4.5 – 3.9 млрд лет) в последнее время закрепилось название гадейской эпохи. Геолого-петрографическое изучение пород с изотопными возрастами 3.9 – 3.8 млрд лет показало, что к этому времени на Земле уже существовали атмосфера и гидросфера, были запущены главнейшие механизмы выветривания, переноса и отложения продуктов разрушения магматических пород, их осадочной дифференциации. И среди древнейших метаморфических образований постоянно отмечаются разнообразные метапелиты и метапсаммиты, метакarbonаты и метасилициты [10]. Примерами таких толщ могут служить серия Исуа и гнейсы

Амитсок в Гренландии, имеющие возраст 3.8 млрд лет [9], парагнейсы Баварии с возрастом 3.843 млрд лет [34], славгородская свита аульской серии на Украине с возрастом 3.91 млрд лет [5] и другие толщи нижнего архея. Подобные факты делают весьма маловероятным существование в гадее магматического океана и заставляют искать более простых геологических объяснений древнейшим этапам истории Земли.

По современным представлениям [7] нет причин говорить о «гигантской метеоритной бомбардировке», тем более в приложении к отрезку времени 4.5 – 3.9 млрд лет. При общем возрасте Солнечной системы 4.6 млрд лет и длительности заключительных стадий формирования Земли около 100 млн лет максимальная интенсивность аккреции, когда удары планетезималей приносили энергию в количестве примерно 3.9×10^{31} эрг/год) имела место около 50 млн лет с начала аккреции. Затем она быстро упала (до 0.2×10^{23} эрг/год) к 220 млн лет. После 60 млн лет нагрев поверхности Земли ударами падает ниже нагрева за счёт солнечных лучей уже к 100 млн лет. При этом «примитивная кора в отличие от современной не представляла собой некую оболочку определённой мощности», поскольку «падение тел разных размеров приводило к непрерывному перемешиванию...» её [7]. Толщина слоя перемешивания также быстро падала по мере затухания аккреции: от 0.05 радиуса Земли на отметке 25 млн лет до 28 км (120 млн лет) и всего около 1 км на 220 млн лет. Таким образом, процесс аккреции прекратился задолго до конца гадея. Однако, рассматривая физико-механическую сторону аккреции (массы планетезималей, их скорости, энергии столкновения и т.д.) астрофизика

оставляет в стороне судьбу вещества сталкивающихся космических тел.

В 1965 г. советский планетолог и геохимик К.П.Флоренский предложил гипотезу, которая позднее получила название «гипотезы ударно-испарительной дифференциации Земли на стадии аккреции» [16]. Суть этой гипотезы заключалась в том, что при столкновении планетезималей с растущей планетой происходит не только дробление, но и частичное плавление и испарение их вещества. Известно, что уже при скоростях соударения 1 – 2 км/с начинается потеря воды и газов; при 5 км/с (то есть уже при 10 % массы растущей Земли) происходит частичное плавление и испарение вещества соударяющихся тел. Поэтому 90 % массы Земли уже в процессе аккреции должны были приобрести состав, отличный от состава планетезималей. Образующийся при соударениях планетезималей пар частично рассеивался в пространстве, а частично притягивался растущей планетой, конденсируясь на её поверхности в расплав и (или) твёрдое вещество, частично образуя атмосферу и гидросферу. При этом естественно с возрастом массы планеты менялся состав теряемых ею газов (в пользу концентрации на поверхности или над планетой всё более лёгкого вещества).

Экспериментально процесс испарения вещества при соударениях детально изучается с 80^х годов прошлого века О.И.Яковлевым, М.В.Герасимовым, Л.М.Мухиным, Ю.П.Диковым и др. [3, 21, 22, 27 и др.]. Эксперименты по испарению вещества при ударе показали, что конденсат пара 1) резко отличается по содержанию главных элементов от пород мишени, 2) его состав характеризуется более высокой окисленностью элементов переменной валентности, 3) при разлёте пара отмечается сдвиг изотопных равновесий. Причиной этих явлений является селективный характер испарения: при ударах по мишени основного – ультраосновного состава пар обогащается преимущественно кремнезёмом и щелочами, другие компоненты переходят в него в меньшей степени. Благодаря этому

конденсат пара при импактном испарении базальта имеет гранитный состав. Кроме того, конденсат обогащается характерными для гранитоидных расплавов элементами-примесями – редкими землями, ураном, торием, рубидием, цирконием и др. Особо следует подчеркнуть обогащение конденсата цирконием. Улетучивание этого тугоплавкого элемента из мишени связано, с тем, что помимо ионов и оксидных группировок в паре присутствуют кластеры, отвечающие по составу фрагментам кристаллических решёток слагающих мишень минералов [4]. Применение при изучении конденсата рентгеноэлектронной спектроскопии позволило выяснить, что происходит окисление элементов переменной валентности. Так самородное и сульфидное железо углистого хондрита мишени в конденсате пара переходит в двухвалентный оксид; нульвалентная и сульфидная сера превращается в сульфатную; у кремния появляются типичные для гранитоидов высоко насыщенные связи. Отмечено разделение изотопов магния – более лёгкие ²⁴Mg и ²⁵Mg обогащают переднюю зону ударной волны, тогда как ²⁶Mg обогащает её тыльную часть. При этом разница в величине ²⁴Mg/²⁶Mg достигает примерно 200%! [21, 27].

Таким образом, ударный метаморфизм вещества растущей планеты (пород мишени и ударников) должен был приводить а) к формированию кислых горных пород из первоначально основных и ультраосновных планетезималей, б) к возникновению у растущей планеты газовой (а затем и водной) оболочки. При этом и газовая и водная оболочки должны были находиться в динамическом равновесии с породами поверхности планеты.

Одновременно с ударным метаморфизмом развивались и другие процессы – гравитационного уплотнения и разогрева планеты, дегазации её глубинных частей, радиоактивного разогрева и т.д. Все они участвовали в преобразовании растущей Земли. Так, по-

видимому можно говорить о трёх процессах, формировавших атмосферу: 1) аккреции тел кометного состава, состоящих из льдов с небольшой примесью твёрдого вещества и при соударениях почти полностью превращавшихся в пар; 2) выделении эндогенных газов под действием нарастающего гравитационного сжатия; 3) образования импактного пара, продуцируемого при соударениях планетезималей с поверхностью растущей планеты. Наряду с этим на атмосферу оказывали воздействие и деструктивные процессы – прежде всего диссипация лёгких компонентов, а также срывы атмосферы в момент ударов планетезималей, когда скорость выброса вещества могла достигать первых десятков км/с. Поэтому образование атмосферы и гидросферы Земли следует считать результатом одновременного развития при взаимодействии процессов на всём протяжении аккреции планеты. С этой точки зрения, вряд ли оправданы попытки описать возникновение гидросферы и атмосферы за счёт какого-либо одного процесса, хотя такими попытками полны статьи XX века.

В настоящее время на нашей планете выявлено около 300 импактных структур, имеющих диаметры от 0.01 до 335 км и возраст от 2.5 млрд лет до современных образований. Изучение продуктов ударного метаморфизма в этих структурах подтверждает результаты лабораторных экспериментов. Например в Попигае (Анабарский щит, диаметр астроблемы 100 км, возраст 35.7 ± 0.2 млн лет) С.А.Вишневым найдены расплавленные импактиты с высокими содержаниями кремнезёма (70 – 77 % SiO_2) и щелочей (до 5 – 7 и более процентов в сумме при резком преобладании калия), что выше, чем в породах мишени астроблемы, в том числе в метариолитах Анабарского щита [1, 2]. Резкое повышение количества кислорода (нарастающее на 5 порядков в интервале 1500 – 3000°C) было выявлено во флюиде астроблем Янисъярви, Кара и Эльгыгытгын [12], а также при

экспериментальном изучении ударного метаморфизма в сферических сходящихся ударных волнах [14, 15]. Это было подтверждено при исследовании спектров ЭПР импактных стёкол, при котором выяснилось, что в наиболее высокотемпературных и быстро закалённых стёклах (тектитах) зародыши ликвидусных фаз представлены гематитом и структурными группами Fe^{3+}O_4 и Mn^{2+}O_6 , которые при понижении температуры и дегазации расплава сменяются магнетитом, якобитом и другими фазами [6].

Особенно важным было бы изучение поведения изотопов при ударном метаморфизме. Однако систематические исследования в этом направлении отсутствуют. В качестве исключения можно отметить лишь данные по астроблеме Хоутон (Канада, диаметр 23.0 км, возраст 22.4 ± 1.4 млн лет [32]). Для пород мишени этой астроблемы, имеющих возраст около 1700 млн лет и претерпевших ударный метаморфизм при нагрузках 28, 40 и до 60 ГПа, был определён возраст рубидий – стронциевым методом [24, 25]. Для первого образца (ударная нагрузка 28 ГПа) изохронный возраст по биотиту, полевым шпатам и породе в целом соответствует Гудзонской орогении (1683 ± 36 млн лет). При нагрузке в 60 ГПа зафиксировано резкое искажение возраста по биотиту – 3600 млн лет; возрасты по породе и полевошпатовому стеклу составили 1646 ± 66 млн лет, а по пористому полевошпатовому стеклу 1629 ± 245 млн лет(!). Уран – свинцовые и свинец – свинцовые возрасты для монацита из этого же образца составили 126, 1552 и 1910 млн лет [24]. Всё это свидетельствует, что «при высоком ударном метаморфизме Rb – Sr изотопная система выводится из равновесия» [25]. Эти преобразования хорошо согласуются с особенностями кристаллохимического контроля, определяющего порядок и интенсивность миграции химических компонентов при ударах, установленные при лабораторных экспериментах [13].

До начала 80-х годов прошлого века вещественные данные о земной коре гадея отсутствовали. Однако уже в 1983 году появилось сообщение [26] о находке в кварцитах горы Нарриер, имеющих возраст не древнее 3.3 млрд лет (Западная Австралия, кратон Йилгарн), цирконов с возрастными в пределах 4.09 – 4.19 млрд лет. Позднее были найдены кристаллы циркона с возрастными 4140 ± 3 – 4276 ± 12 млн лет [31] и даже 4404 ± 4 млн лет [33]. А к 2003 г. было выявлено 135 цирконов с возрастными в интервале 4.1 – 4.2 млрд лет и 42 древнее 4.2 млрд лет (в том числе 3 древнее 4.35 млрд лет [26].

Цирконы с возрастными более 4.0 млрд лет нередко содержат включения зёрен кварца, калиевого полевого шпата, фосфатов и сульфидов [26, 33], что указывает на их кристаллизацию из насыщенной SiO₂ магмы. Для них характерны примеси Hf, La, Ce, Yb, Y, Pb, U (до 450 ppm), Th (до 1224 ppm), указывающие на магматическое гранитоидное (а не на метаморфическое) происхождение [23]. Они более чем в 60 раз богаче La, Ce, Pr и Nd по сравнению с цирконами из пород Луны и базанитовых диатрем на Земле; в них отмечается положительная Ce и отрицательная Eu аномалии [33]. Положительная Ce аномалия свидетельствует о росте циркона при высоком потенциале кислорода, когда церий окисляется до Ce⁺⁴ и замещает Zr⁺⁴. Такие условия характеризуют высокоокисленные породы земной коры в отличие от первичных (например, метеоритных) обстановок [29]. Важным признаком условий кристаллизации древнейших цирконов является изотопия кислорода: δ¹⁸O в пределах 7.4 – 5.0 ‰ «указывает на магматическую ассимиляцию или плавление... осадочных или гидротермально изменённых пород» [23, 33].

Заключение. В 1965 г. К.П.Флоренский, рассмотрев имевшийся в планетологии и геологии материал об условиях аккреции Земли, предложил новую гипотезу для описания этого процесса – гипотезу ударно-испарительной дифференциации Земли на

стадии аккреции. К настоящему времени накоплен обширный материал, подтверждающий правильность идеи К.П.Флоренского, и можно считать доказанным ударно-испарительный механизм дифференциации Земли на стадии аккреции.

Литература

1. Вишневецкий С.А., Пospelова Л.Н. Импактный анатексис на примере ударно метаморфизованных гнейсов Попигайской астроблемы // Космическое вещество и Земля. Новосибирск, Наука, 1986, с. 117 – 131.
2. Вишневецкий С.А., Попов Н.В. Возможная модель образования древнейших высококалийных кислых пород // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 58 – 62.
3. Герасимов М.В., Мухин Л.М., Диков Ю.П. и др. Механизмы ранней дифференциации Земли // Вестник АН СССР, 1985, № 9, с. 10 – 25.
4. Диков Ю.П., Герасимов М.В., Яковлев О.И. Аномальное испарение труднолетучих элементов из эвдиалита, циркона и ортита // Геохимия, 1992, № 2, с. 291 – 296.
5. Журавлёв Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. и др. Sm – Nd возраст реликтов фундамента гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья // Доклады АН СССР, 1987, т. 294, № 5, с. 1203 – 1208.
6. Минеева Р.М., Бершов Л.В., Марфуни А.С. и др. Структурные формы железа и марганца в тектитах и импаکتитах по данным ЭПР // Минералогический журнал, 1984, т. 6, № 2, с. 30 – 35.
7. Печерникова Г.В., Витязев А.В. Импақты и эволюция ранней Земли // Катастрофические воздействия космических тел. Институт динамики геосфер РАН. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005, с.251 – 265.
8. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. – М.: Недра, 1982, 293 с.
9. Розен О.М. Литогенез на ранней Земле // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука, 1984, в. 9
10. Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В. и др. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны,

- эволюция терригенных отложений // Труды Геологического института РАН – М.: Научный мир, 2006, вып. 569, 400 с.
- Kol 11. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора. Её состав и эволюция. – М.: Мир, 1988, 384 с.
12. Фельдман В.И. Петрология импактитов //– М.: Издательство МГУ, 1990, 299 с.
13. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Закономерности подвижности породообразующих элементов при ударном метаморфизме (по результатам экспериментов) // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 1.
14. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Ударный метаморфизм некоторых породообразующих минералов (экспериментальные и природные данные) // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с.576 – 6
15. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Высокобарические полиморфные модификации некоторых минералов в импактитах: геологические наблюдения и экспериментальные данные // Петрология, 2007, т. 15, № 3, с.227 – 242.
16. Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли // Геохимия, 1965, № 8, с. 909 – 917.
17. Хаин В.Е. Эволюция геологических обстановок в истории Земли. // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М., Наука, 1993, с. 29 – 38.
18. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). – М.: Наука, 1994, 190 с.
19. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный мир, 2003, 348 с.
20. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника Докембрий // – М.: Недра, 1988, 382 с.
21. Яковлев О.И., Файнберг В.С., Пилюгин Н.Н и др. Фракционирование изотопов при газодинамическом разлёте как возможная причина изотопных аномалий в САИ // XXI Всесоюзная метеоритная конференция, г. Миасс, 24 – 26 апреля 1990 г. Тезисы докладов, ГЕОХИ АН СССР, Москва, 1990, с.
22. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно-испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия, 2000, № 10, с. 1027 – 1045.
23. Savosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. Magmatic $\delta^{18}\text{O}$ in 4400 – 3900 Ma detrital zircons: A record of the alteration and recycling of crust in the Early Archean // EPSL, 2005, v. 235, N 3 – 4, p. 663 – 681.
24. Deutsch A., Teufel S., Metzler-Ferling A. Isotope Systematics in Crystalline Clasts of Shock Stage I – III from the Polymict Breccia of Houghton Crater, Canada // LPSC XVIII Abstr., 1987, p. 239 – 240.
25. Deutsch A. Isotope Systematics in Shocked Material from the Houghton Impact Crater (Canada) // Naturwissenschaften, 1988, bd. 75, s.
26. Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D. et al. Ion microprobe identification of 4.100 – 4.200 Myr-old terrestrial zircons // Nature, 1983, v. 304, N 5927, p. 616 – 618.
27. Gerasimov M.V., Ivanov B.A., Yacovlev O.I et al. Physics and chemistry of impact // Earth, Moon and Planets, 1998, v. 80, p. 209 – 259.
28. Harrison T.M., Mojzsis S.J. and Project MtREE. The mission to really early Earth: A progress report // Lithos, 2004, Supplement to v. 73, N 1—2, Abstr. A135.29. Ireland T.R., Wlotzka F. The oldest zircons in the Solar system // EPSL, 1992, v. 109, N 1 – 2, p. 1 – 10.
30. Koeberl C. Impact Processes on the Early Earth // Elements, 2006, v. 2, № 4, p. 211 – 216.
31. Nelson D.R., Robinson B.W., Myers J.S. Complex geological histories extending for > 4.0 Ga deciphered from xenocryst zircon microstructures // EPSL, 2000, v. 181, N 1 –2, p. 89 – 102.
32. Omar G, Johnson K.R., Hickey L.J. et al. Fission-Track dating of Houghton astrobleme and included biota, Devon Island, Canada // Science, 1987, v. 237, p. 1603 – 1602.
33. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A et al. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, v. 65, N 22, p. 4215 – 4229.
34. Windley B.F. The evolving continents. – Chichester.: John Wiley & Sons, 1999, 526 p.

**ПУЛЬСЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППАХ
НОРИЛЬСКОЙ И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИЙ****Фетисова А.М.^а, Павлов В.Э.^б, Веселовский Р.В.^{а,б}, Латышев А.В.^{а,б}**^а Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва^б Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва (ramzesu@ya.ru)

На настоящее время не существует никаких оснований полагать, что формирование мощных лавовых толщ Сибирских траппов происходило равномерно. Напротив, результаты последних исследований траппов Декана [3] указывают на то, что извержения больших объёмов лав происходили вспышками в течение коротких промежутков времени, в результате так называемых пульсов магматической активности. Под магматическими пульсами подразумеваются кратковременные всплески вулканической активности (и отвечающие им серии лавовых покровов), разделённые относительно более длительными “спокойными” интервалами времени (периоды затишья). Согласно современным оценкам [3] продолжительность пульсов магматической активности может составлять от десятков до первых тысяч лет, однако столь краткие интервалы времени не могут быть выявлены современными изотопными методами датирования. Выделение в мощных лавовых толщах сибирских траппов стратиграфических интервалов, отвечающих пульсам магматической активности, позволит на новом количественном уровне оценить скорость и интенсивность формирования лавовых серий, что играет важную роль для понимания степени воздействия траппового магматизма на окружающую среду и выяснения его связи с крупнейшей биосферной катастрофой в конце палеозойской эры.

Для выделения пульсов магматической активности в наиболее

полных разрезах пермо-триасовых траппов севера Сибирской платформы и получения временных ограничений на объём и длительность вулканических извержений, нами были использованы результаты обработки палеомагнитных коллекций, содержащих более 2000 образцов, отобранных в 2008-2009 гг. вдоль долины р.Котуй из ряда обнажений арыджангской свиты и значительной части ончукакской свиты коготокской серии (рис. 1). Полевые и лабораторные исследования, обработка и интерпретация результатов выполнялись по стандартной методике [1], общепринятой при проведении магнитостратиграфических исследований, с учётом методических и аппаратных достижений последнего времени.

При детальном магнитостратиграфическом исследовании мощных лавовых толщ имеется возможность получить ряд палеомагнитных ограничений на продолжительность и интенсивность их образования. Первое ограничение, основанное на анализе вековых вариаций геомагнитного поля [3], связано с выделением дирекционных групп (магматических пульсов) и индивидуальных направлений (единичных потоков). В результате становится возможным определение количества вспышек вулканизма, в течение которых сформировался исследуемый трапповый разрез. Согласно современным оценкам [2], стратиграфический интервал разреза, отвечающий одному вулканическому пульсу, формируется в течение 300-400 лет или меньше, а каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10-100 лет. Второе ограничение базируется

на сравнении виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для определённых стратиграфических интервалов, с палеомагнитным полюсом для данного тектонического блока: их статистически значимое различие даёт основание полагать, что длительность формирования рассматриваемого стратиграфического интервала меньше 100 тыс. лет. Третье и четвёртое палеомагнитное ограничения применимы в том случае, если в

исследуемом разрезе можно выделить интервалы, соответствующие геомагнитной инверсии или геомагнитному экскурсу. Поскольку длительность инверсий и экскурсов, согласно существующим оценкам [7], обычно не превышает соответственно 5-10 тыс. лет и 2-3 тыс. лет, следовательно, продолжительность формирования соответствующих интервалов разреза также не превышает этих значений.

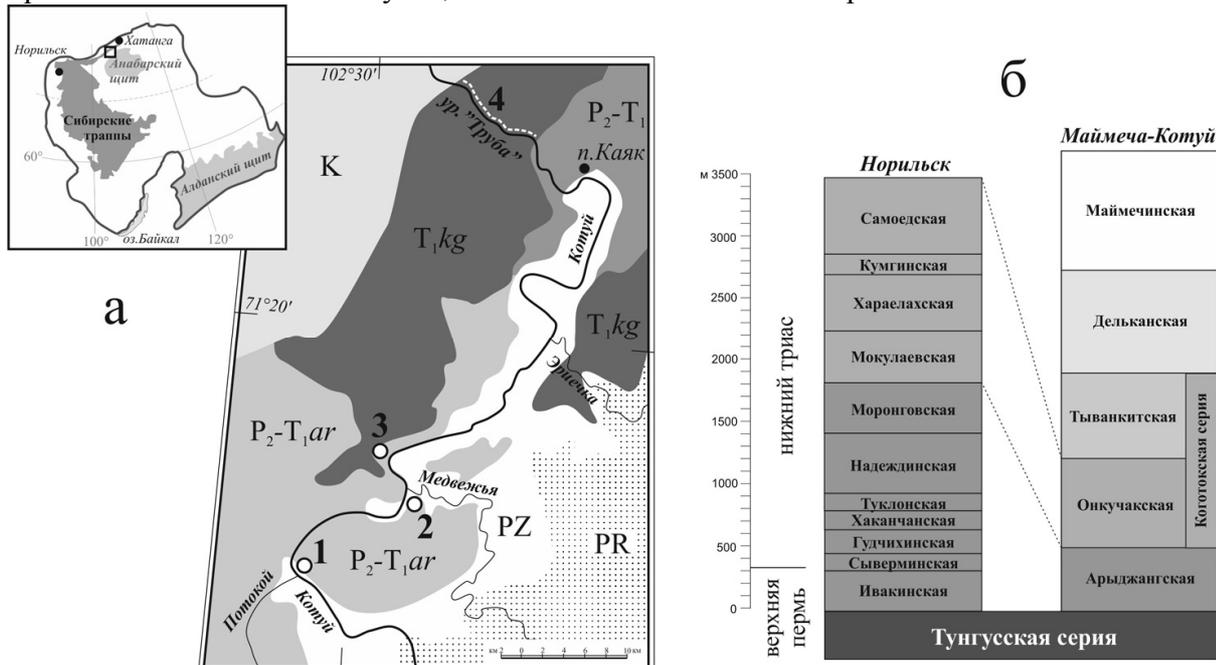


Рис.1. а) - Географическое положение изученных разрезов и геологическая схема района работ; б) - стратиграфия и корреляция траппов Маймеча-Котуйского и Норильского регионов по [4], с упрощениями. Чёрным квадратом на рис. 1а показано географическое положение района работ. На рис. 1б чёрными кружками и цифрами 1, 2, 3 показано положение изученных обнажений арыджанской свиты, белым пунктиром цифрой 4 – положение изученной серии обнажений онкучакской свиты (урочище “Труба”). Т₁kg – коготокская серия, P₂-T₁ar – арынджанская свита. PR, PZ, P₂-T₁ и К – протерозойские, палеозойские, верхнепермские-раннетриасовые и меловые отложения соответственно

Выполненный анализ показал, что в котуйском разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 17 индивидуальных направлений (рис. 2). Число потоков, по которым получены дирекционные группы, составляет от 2 до 10, а стратиграфические интервалы, отвечающие наиболее крупным вулканическим пульсам, имеют мощность от 50 до 60 метров. Полученные результаты позволяют утверждать, что непосредственно вулканическая деятельность во время накопления котуйского разреза (без периодов покоя) в сумме длилась порядка 7-8 тыс. лет. При

этом суммарное время формирования котуйского разреза, возможно, составляло несколько меньше 10-100 тыс. лет.

Та же методика была применена нами для анализа магнитостратиграфических данных, полученных для норильского траппового разреза и представленных в работе [5]. Показано, что в норильском разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 9 индивидуальных направлений (рис. 2), причём два наиболее крупных вулканических пульса привели к образованию мощных (более 100 м) серий

лавовых потоков, включающих в себя 8 и 12 потоков. Применение палеомагнитных ограничений позволило установить, что хотя отдельные интервалы норильского разреза образовались достаточно быстро (от 2 до 10 тыс. лет), общая

продолжительность формирования норильского разреза составляла более 10-100 тыс. лет. При этом сама вулканическая деятельность суммарно длилась (без учета периодов покоя) не более 7-8 тыс. лет.

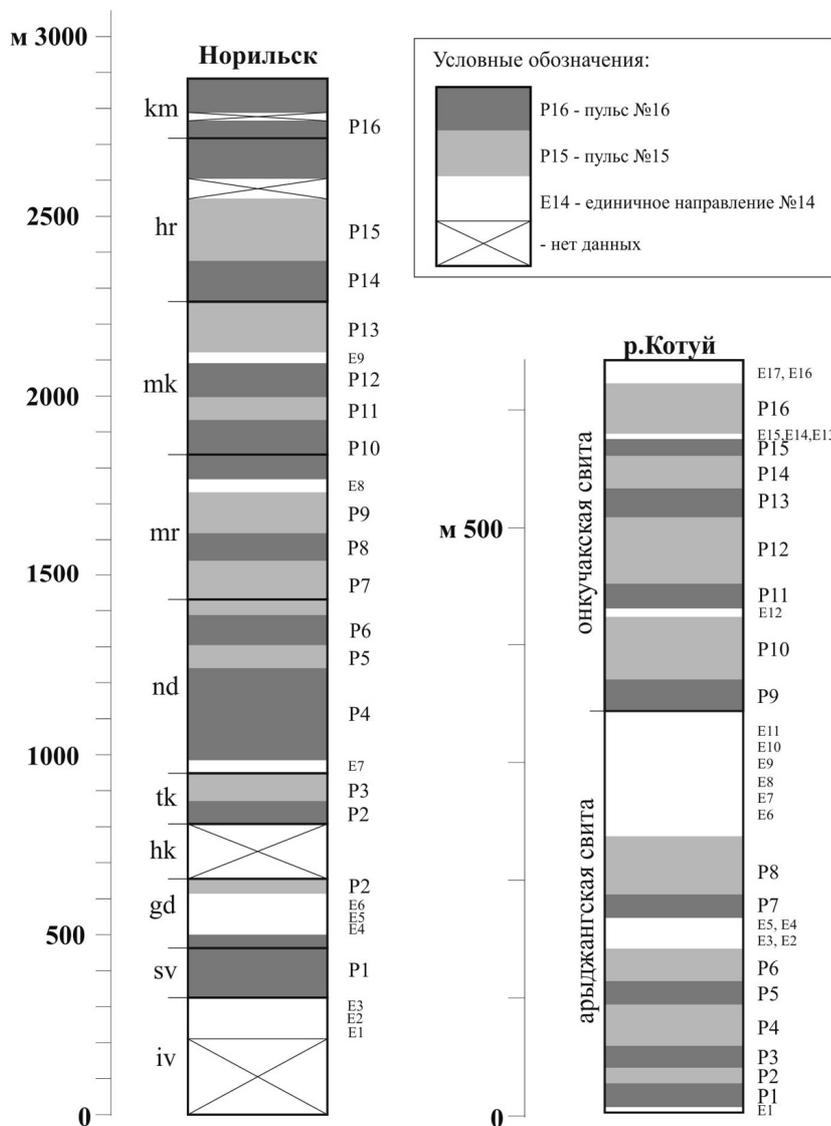


Рис. 2. Схема выделенных пульсов магматической активности в траптовых разрезах Норильского(а) (по данным [4]) и Котуйского(б) районов. На схеме (а) мощность пульсов условная, на схеме (б) мощности пульсов согласно масштабу. Сокращённые наименования свит Норильского района: iv - ивакинская, sv - сыверминская, gd - гудчихинская, hk - хақанчанская, tk - туклонская, nd - надеждинская, mr - моронговская, mk - мокулаевская, hr - хараелахская, km - кумгинская

Для получения дополнительных доводов в пользу выбора той или иной схемы стратиграфической корреляции траптовых разрезов Норильской и Маймеча-Котуйской провинций [4], мы провели сравнение полученных средних виртуальных геомагнитных полюсов для норильского и котуйского траптовых разрезов. Отсутствие статистически значимого различия этих полюсов говорит о том, что имеющиеся данные не дают

оснований считать эти разрезы разновозрастными. Этот вывод крайне важен не только для уверенной корреляции траптовых разрезов удалённых районов, но и в первую очередь для правильной оценки объёмов эффузивного трапдового магматизма на Сибирской платформе.

Проведённые детальные магнитостратиграфические исследования

также имеют серьёзное значение для понимания эволюции геомагнитного поля, которую мы можем восстановить, сравнивая полученные значения его основных характеристик в прошлом (амплитуда вековых вариаций, палеонапряжённость) с их современными (в геологическом масштабе времени) значениями. Выполненное нами сравнение значений величин амплитуды вековых вариаций, полученных для котуйского и норильского разрезов, с таковыми для последних 5 млн. лет [6, 8], свидетельствует о том, что величина вековых вариаций на рубеже перми и триаса была близка к величине вариаций геомагнитного поля позднего кайнозоя.

Литература

1. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
2. Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gerard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V., Thordarson T. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section // *J. Geophys. Res.* 2009. 114. B06103, doi:10.1029/2008JB005644.
3. Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
4. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Tectonophysics*. 2004. V. 379. P. 211-226.
5. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 218. P. 197-213.
6. McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 131(2). P. 240-252.
7. Merrill R., McFadden P., McElhinny M. *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. San Diego. 1996. 531 p.
8. Tauxe L., Kent D.V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? // *Timescales of the paleomagnetic field*, ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. Vol. 145. P. 101-116.

**ИДЕИ В.Е. ХАИНА О СТРУКТУРНОЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА****Филатова Н.И.***Геологический институт РАН, Москва (filatova@ilran.ru)*

В.Е. Хаин приступил к разработке комплексной тектоно-геодинамической и прогнозно-оценочной (на углеводороды) фундаментальной проблемы Арктики в начале 2003 г., предвидя ее важность и актуальность в научно-теоретическом, практическом и геополитическом аспектах. Эти, руководимые В.Е. Хаиным исследования, осуществлялись в рамках НИР ГИН'а РАН, задач Международного полярного года, Программ Президиума РАН и ОНЗ РАН, а также проектов РФФИ с привлечением сотрудников ГИН РАН, включая молодых ученых, принимавших участие в Научной школе академика. Методической основой проводимых В.Е. Хаиным исследований явился синтез геолого-геофизической информации (включая данные гравита- и магнитометрических съемок и сейсмопрофилирования), материалы структурно-тектонических, петрологических и изотопно-геохронологических работ, результаты бурения и донного опробования, а также авторские материалы полевых работ по территории Северо-Востока РФ. Ссылки на использованные первоисточники приведены в публикациях [1-11].

При решении указанной проблемы В.Е. Хаиным в качестве первостепенных были сформулированы следующие задачи: I – расшифровка ансамбля тектонических структур ложа современного Северного Ледовитого океана (СЛО) с определением их возрастной и генетической принадлежности; выяснение масштабов распространения в Арктике коры континентального типа; II – детализация строения шельфов Восточно-Арктических морей и выяснение их связи с тектоникой прилегающей части Евразии (в рамках составления Тектонической карты Восточной Арктики м-ба 1:2500000); III – реконструкция геодинамических режимов

формирования структур Арктики с выявлением последовательности возникновения океанических бассейнов и континентов в предыстории СЛО; IV – выделение и характеристика мезозойской Арктической магматической провинции как индикатора активности одноименного мантийного плюма и выяснение его роли в формировании бассейнов СЛО; раскрытие связей Арктического плюма с глобальными суперплюмами. Именно в таком порядке ниже перечислены основные результаты научных исследований В.Е. Хаина, которые нашли отражение в публикациях [1-11].

I. Ансамбль тектонических структур циркумполярного региона, сформировавшийся к началу образования современного СЛО, включает (рисунок) эпигренвильский кратон Арктида, периферические части докембрийских кратонов Лаврентия, Балтика и Сибирский, которые спаяны орогеническими поясами (следами бывших замкнувшихся океанов) четырех возрастных градаций: конца позднего неопротерозоя (тиманиды-байкалиды), середины палеозоя (каледониды), рубежа перми-триаса (герциниды), а также конца раннего мела (поздние киммериды).

Эпигренвильский кратон Арктида занимает центральную часть Арктики от арх. Свальбард на западе до Аляски на востоке. Нередко выделяющиеся здесь в качестве самостоятельных докембрийские миникратоны (Свальбардский, Баренцевский и др.) являются позднее обособившимся блоками этого кратона. Арктида включает два главных разделенных несогласием структурных этажа: архейско-мезопротерозойский кристаллический фундамент (в составе фрагментов архейско-палеопротерозойского суперконтинента Колумбия и гренвильских орогенных

поясов) и неопротерозойский-нижнепалеозойский чехол.

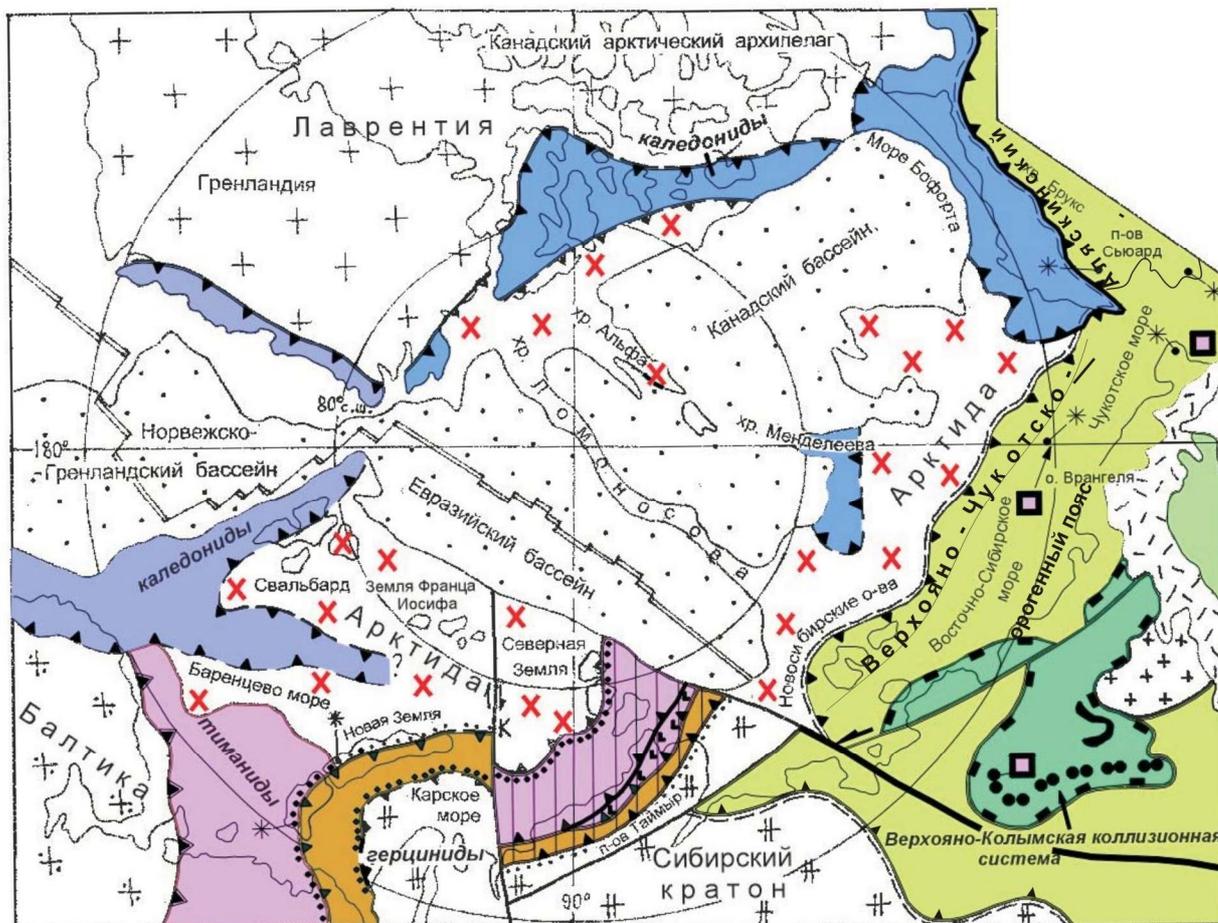


Рисунок. Тектоническая схема Арктики. Линейными знаками показаны зоны спрединга, свдвиги и надвиги различного возраста. Остальные пояснения в тексте и в [9].

Кристаллический фундамент фрагментарно обнаружен на севере

Канады, в архипелагах Свальбард, Новая Земля, Северная Земля и на п-ове Таймыр. Терригенно-карбонный чехол Арктиды вскрывается на перечисленных выше территориях, а также на Новосибирских о-вах, о. Врангеля, п-ове Чукотский и Северной Аляске. Комплексы **тиманид-байкалид**, включающие неопротерозойские океанические и островодужные базит-ультрабазитовые и плагиогранитные породы, распространены в Тимано-Полярноуральском регионе, на арх. Новая Земля, п-ове Таймыр, о. Врангеля, п-ове Сьюард и хр. Брукс и в совокупности составляют (фрагментарный ныне) Тимано-Аляскинский байкальский орогенный пояс. Байкальскому орогену соответствуют синколлизионные гранитоиды возраста около 550 млн. лет. **Каледонский орогенный пояс** с

противоположной (по отношению к байкалидам) стороны обрамляет кратон Арктида (рисунок), отделяя его от кратона Лаврентия. Он состоит из двух разновозрастных сегментов – западного скандского (силурийского) и восточного элсмирского (девонского) и образован нижнепалеозойскими океаническими и островодужными магматическими и терригенными породами. В сутуре скандских каледонид, наряду с породами океана Япетус, участвует реликт субдукционного слэба с геофизическими параметрами, свойственными эклогитам. К элсмирским каледонидам относятся офиолитовый аллохтон Пирия, океанические породы зоны Хейзен, франклинский глубоководный вулканогенно-сланцевый комплекс. Восточной Арктики и арх. Де Лонга. **Герцинский орогенный пояс** в циркумполярном регионе представлен

двумя, смещенными по сдвигу сегментами – Новоземельским и Таймырским, в совокупности составляющими окончание Уральских герцинид. Новоземельский сегмент составляют два вергентных на запад аллохтона, сложенных кембрийско-нижнепермскими терригенными и кремнистыми породами различной степени глубинности и предполагаемыми (на востоке) офиолитами, которые продолжают в герцинидах Урала. Ag-Ag определения синколлизонных гранитоидов (256 и 244 млн. лет) против более ранних K-Ag (240-196 млн. лет) [8 и ссылки там] и пермский возраст молассы обосновывают отнесение структуры Новой Земли к герцинидам. **Среднемеловой (позднекиммерийский) Верхояно-Чукотско-Аляскинский орогенный пояс** имеет дивергентное симметричное строение. Его внутреннее ядро составляет Верхояно-Колымская-Кобук коллизонная покровно-надвиговая система (рисунок), ограниченная сутурой, нарушенной сдвигами на сегменты: Колымской Петли, Южно-Аньюйский, Чукотский, Кобук. С внешней стороны к ней примыкают две складчато-надвиговые системы: Верхоянская (деформированный край Сибирского кратона) и Новосибирско-Чукотско-Бруксовская (деформированный край кратона Арктида). Перед фронтом надвигов обеих систем симметрично располагаются краевые прогибы – Приверхоянский и Колвилл-Восточно-Чукотский.

Геофизические материалы и состав донных проб указывают на широкое развитие разновозрастной континентальной коры в современной Арктике: она слагает шельфы полярных морей, поднятие Чукотское-Нортвинд, хребты Ломоносова, Менделеева и Альфа. **Северный Ледовитый океан**, кроме эпиконтинентальных шельфовых морей, включает ряд океанических (и субокеанических) бассейнов юрско-кайнозойского возраста. Показано, что традиционно выделяющийся Американо-Азиатский бассейн не является единым структурным элементом СЛО, а состоит из разновозрастных, различно

ориентированных бассейнов, отличающихся также типом коры. Возраст Канадского бассейна – наиболее раннего в СЛО – юра-средний мел, тогда как возраст ортогонально ориентированной к нему системы бассейнов Макарова-Подводников конец мела-палеоген; еще более молодым является Евразийский бассейн СЛО.

II. Синтез новейшей информации показал тесную структурную связь шельфов Восточно-Арктических морей и Северной Евразии, которая продемонстрирована на составленной в 2004-2009 г.г. в ГИН'е РАН "Тектонической карте Восточной Арктики" м-ба 1:2500000 (гл. редактор В.Е. Хаин) [11]. В пределы этих шельфов распространяются структуры среднемелового орогенного пояса (и его краевого прогиба), к которым с севера примыкает кратон Арктида с фрагментами байкалид и каледонид. Шельфы пересечены потенциально нефтегазоносными мел-кайнозойскими грабенами [7, 8], возникшими в связи с формированием СЛО.

III. При реконструкции геодинамики структур Арктики встает проблема: возник ли СЛО унаследованно по отношению к древним бассейнам или он развивался вне зависимости от них. Сложность реконструкции докембрийских-палеозойских океанов состоит в том, что до рубежа среднего-позднего палеозоя они развивались совсем не в арктических широтах, куда фрагменты их структур были перемещены позднее в ходе плит-тектонических движений. Орогенические пояса Арктики являются индикаторами древних океанических бассейнов мезопротерозойского (гренвильского), позднепротерозойского (байкальского), палеозойского (каледонского и герцинского), среднепалеозойского-позднеюрского (позднекиммерийского) возрастов; океанические бассейны современного СЛО начали формироваться в поздней юре. Образование всех этих океанов индуцировано несколькими импульсами нижнемантийного апвеллинга

(отраженного в соответствующем магматизме).

Мезопротерозойский океан возник при распаде палеопротерозойского суперконтинента Пангея I (или Колумбия), оформившегося к 1.9-1.7 млрд. лет. Закрытие океана и формирование суперконтинента Родиния сопровождалось оформлением гренвильского и свеконорвежского орогенических поясов в интервале 1.2-0.9 млрд. лет.

Позднепротерозойский океан образовался при деструкции Родинии под воздействием нижнемантийного суперплюма. Около 850 млн. лет назад континентальный рифтогенез трансформировался в океанический спрединг. Одна из субмеридиональных ветвей этого океана протягивалась, по-видимому, между Арктидой, Лаврентией и Сибирью, уходя на юг (древние координаты) между Амазонией и Балтикой. Замыкание океана сопровождалось гранулит-амфиболитовым метаморфизмом и выплавками гранитоидов с минимальным возрастом 612-570 млн. лет. Этот байкальский орогенез протекал в обстановке компенсационной компрессии при раскрытии **каледонского океана Япетус**. Океан Япетус меридионально простирался от 30° ю.ш. (древние координаты) на север, между кратонами Лаврентия и Балтика, размещавшимися в приэкваториальных широтах. Одна из ветвей океана отделяла Арктиду от Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага, а другая простиралась между Арктидой и Сибирью. Еще одно ответвление океана Япетус, возможно, соединявшееся с Палеопацификом, реконструируется к востоку (современные координаты) от Сибирского кратона, где происходили излияния связанных с зоной спрединга деплетированных и слабообогатенных базальтоидов, а также щелочных базальтов внутриокеанических поднятий и шло накопление кремнисто-глинистых отложений. Каледонский океан замкнулся в две фазы – предсреднедевонскую скандскую и шире проявленную в Арктике

позднедевонскую элсмирскую. Возникший при этом эпикаледонский континент Лавруссия объединил кратоны Лаврентия, Арктида, Сибирский и Балтика. В карбоне все эти кратоны и спаявшие их орогенические пояса достигли современных широт, а их красноцветные (с эвапоритами) шельфовые комплексы сменились сероцветными. **Герцинский океанический бассейн** арктического региона (в составе Новоземельского и Таймырского сегментов) представлял окончание Уральского океана. Замыкание этого океана (как и всего Палеоазиатского в целом) поэтапно завершилось к концу перми с формированием эпигерцинской Пангеи II. Спрединг в **палеозойском-позднеюрском Алазейско-Южно-Анюйском-Ангаючамском океане**, распространившемся в Лавразию как залив Пацифика, продолжался до поздней юры включительно. Его замыкание обусловлено компрессией, возникшей в связи с раскрытием бассейнов СЛО.

Позднеюрские-кайнозойские субокеанические и океанические бассейны Северного Ледовитого океана возникли при воздействии на циркумполярный сегмент Пангеи II Арктического плюма. Среднемезозойский этап рифтогенеза в этом сегменте Пангеи завершился спредингом (вероятно, рассеянным) в пределах Канадского бассейна. Этот бассейн – первый "малый океан" СЛО – представляет крайнее северное окончание Атлантического океана и синхронен начальным спрединговым зонам Центральной Атлантики. Предполагаемая (по магнито- и гравиметрическим данным) ось палеоспрединга Канадского бассейна ограничивалась системой хребтов Альфа-Менделеева, которые (вместе с хр. Ломоносова) входили в мезозое в Евразию и составляли континентальное обрамление Канадского бассейна. Континентальный блок хр. Ломоносова был отчленен от континента уже в кайнозое при раскрытии Евразийского бассейна СЛО.

В целом возникновение каждого из разновозрастных океанов в предыстории СЛО определялось комплексом

глобальных геодинамических факторов, принципиально менявшихся во времени, вследствие чего от этапа к этапу менялись позиция и конфигурация вновь раскрывавшихся океанов. Возникший при распаде Пангеи II Северный Ледовитый океан (составивший единую систему с Атлантикой) не имеет ни генетической, ни пространственной непосредственной связи с более древними океанами.

IV. Особую задачу представляла идентификация Арктического плюма, игравшего в СЛО важную структурообразующую роль. Он выражен обширной Арктической магматической провинцией (АМП), которую слагают юрско-меловые базальтоиды и породы бимодальной ассоциации, установленные на континентальных шельфах СЛО, в хребтах Ломоносова, Альфа, Менделеева, Нортвинд. Возраст пород АМП составляет 189-95 млн. лет при пике накопления в диапазоне 144-115 млн. лет. Изотопно-геохимический состав пород АМП аналогичен магматизму нижнемантийного апвеллинга. Это дает возможность предположить действие в мезозое в высоких широтах Арктического плюма, проекцией которого на поверхности и является АМП. Продуктивность плюма, судя по динамике накопления магматических пород, возрастала от ранней юры к среднему мелу, достигнув максимума в конце апта, что соответствовало, вероятно, приближению к поверхности широкой части "головы" плюма. Арктический плюм индуцировал континентальный рифтогенез Арктики и последующее раскрытие бассейнов СЛО. Канадский бассейн в совокупности с северной Атлантикой наметили общий линейный тренд будущей системы мезозойско-кайнозойских спрединговых хребтов, нарушивших Пангею II. Сегментное раскрытие Атлантического океана обычно связывается с эпизодичностью проявления Африкано-Атлантического суперплюма. В систему этого, дискретно во времени и пространстве действующего суперплюма, входил, по-видимому, и Арктический плюм.

В мезозое активность двух суперплюмов – Тихоокеанского и Африкано-Атлантического – обусловила диссимметрию Земли как на литосферном, так и на более глубоких уровнях. Наряду с общим их свойством – связью с процессами на границе ядро-мантия, эти суперплюмы различались мощностью нижнемантийного апвеллинга, что, в конечном счете, сказалось на скорости наращивания океанической коры и характере границ океанов. Высокая скорость спрединга в Тихом океане сопровождалась интенсивным процессом субдукции по его периферии. Менее продуктивному Африкано-Атлантическому суперплюму (и значительно меньшему объему магматизма) соответствовал медленный и ультрамедленный спрединг Атлантического океана и пассивный характер его границ с континентальными плитами. Такой же пассивный тип границ свойственен и Канадскому бассейну, что является одним из доказательств генетической его связи с Атлантическим океаном.

Научный архив В.Е. Хаина содержит еще немало дополнительных материалов по Арктическому региону, которые ожидают своего опубликования. Архив, в частности, включает данные по особенностям строения отдельных орогенических поясов, а также разработки глобальных палеогеодинамических реконструкций, демонстрирующих поэтапное формирование структур, составляющих ныне тектонический облик Арктики.

Литература

1. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Тектоника Восточной Арктики. Геотектоника, 2007, № 3, С.3-29.
2. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики. Докл. РАН, 2007, Т. 415, № 4, С. 518-523.

3. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит. Геотектоника, 2008, № 4, С. 18-48.
4. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Суперплюмовые эпизоды Восточно-Арктического- Азиатского региона и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли. Докл. РАН, 2008, Т. 420, № 2, С. 208-212.
5. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом. Геотектоника, 2009, № 6, С. 24-51.
6. Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики. Докл. РАН, 2009, Т. 428, № 2, С. 220-224.
7. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009, Т. 50, № 4, С. 443-460.
8. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука 2009. 227 с.
9. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Кратон Арктида и неопротерозойские- мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. Геотектоника, 2010, № 3, С. 3-29.
10. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Океанические бассейны в предистории Северного Ледовитого океана. Докл. РАН, 2010, Т. 432, № 6, С. 1-5.
11. В.Е. Хаин (главный редактор). Тектоническая карта Восточной Арктики и прилегающей Евразии. М-б 1:2500000. 2 листа. Авторы: В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, И.Д. Полякова, В.Д. Чехович. М.: ГИН РАН, Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010.

ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ШЕЛЬФОВ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, Москва (filatova@ilran.ru)

Данное сообщение является результатом изучения одного из аспектов фундаментальной научной проблемы Арктики, комплексно разрабатывавшейся в 2003-2009 г.г. в ГИН РАН под руководством и при непосредственном участии В.Е. Хаина вплоть до последних дней его жизни; в связи с этим основным автором представленного материала следует, естественно, считать В.Е. Хаина, что следует из [1-10]. Методической основой работ явился синтез материалов мультидисциплинарных исследований (наземных, аэро- и морских), проведенных многими учеными на территории Арктики и Северной Евразии, а также оригинальных авторских данных, полученных в ходе полевых работ на Северо-Востоке РФ. Наиболее полный список использованных публикаций (которые здесь, из-за краткости сообщения, привести не представляется возможным) помещен в [7].

Обобщение геолого-геофизической информации по тектоническим структурам шельфов Восточно-Арктических морей преследовало цель представить строение Арктического региона в целостном виде (а не в виде нередко выделявшейся здесь мозаики разрозненных террейнов) и воссоздать этапность его развития. В.Е. Хаин полагал несомненной связь структур Циркумполярного региона (и прежде всего, шельфов морей) со структурами прилегающей территории Евразии. Выяснение характера такой связи, а также геодинамических условий образования всей совокупности структур В.Е. Хаин поставил в качестве главной задачи перед сотрудниками своей группы в ГИН РАН. Результаты этого направления работ представлены на Тектонической карте Восточной Арктики м-ба 1:2500000 [10], а

для Циркумполярного региона в целом в [3, 7, 8 и др.].

Шельфы Восточно-Арктических (Восточно-Сибирского и Чукотского) морей образованы разновозрастной континентальной корой. Этот же тип коры распространен (полностью или фрагментарно) в хребтах Ломоносова, Менделеева и Альфа, в виде перемычек соединяющих шельфы указанных морей с континентальными шельфами Гренландии и Канады. Блоки утоненной континентальной коры, по данным сейсмопрофилирования, предполагаются также в бассейнах Подводников и Канадском, входящих в состав современного Северного Ледовитого океана. Этапность тектонического развития шельфов полярных морей (таблица) установлена на основе расшифровки закономерностей пространственного размещения тектонических единиц и состава образующих их вещественных комплексов, выявления временных уровней формирования поверхностей структурного несогласия, олистостромо-молассовых отложений и зон синколлизии метаморфизма, выяснения разновозрастных проявлений магматизма различных генетических типов.

Шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей образованы континентальной корой познепалеозойской Пангеи II. Наибольшую площадь в ее пределах здесь занимает эпигренвильский кратон Арктида. Этот кратон, расчлененный в ходе многочисленных эпизодов фанерозойского тектогенеза на блоки и пластины, в Восточной Арктике простирается от Новосибирских о-вов и арх. Де Лонга через о. Врангеля, поднятия Менделеева, Чукотское и Нортвинд на

Таблица. **ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО-КАЙНОЗОЙСКОГО (PR₂-Kz) РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО-СЕВЕРО-ЕВРАЗИАТСКОГО РЕГИОНА**

PR₂		Гренвильский орогенез: образование суперконтинента Родиния	
PR₃		Распад суперконтинента Родиния. Обособление эпигренвильского континента Арктида от кратонов Балтика и Сибирский неопротерозойским (Тимано-Аляскинским) океаническим бассейном	
1.			
2.			
3.		Байкальский орогенез: закрытие неопротерозойского океана вследствие компрессии из-за раскрытия "арктической" ветви океана Япетус	
Є-С₁		Континент Арктида отделен от континента Лаврентия ветвью океана Япетус; последний замыкался в ходе двух фаз орогенеза:	
D₁₋₂		Скандская фаза каледонского орогенеза.	} Франклинский комплекс
D₃/С₁		Элсмирская фаза каледонского орогенеза.	
		Образование эпикаледонского континента Лавруссия (Еврамерика), включавшего Арктиду.	
D₃-С₁		Континентальный рифтогенез (плюмовый механизм) эпикаледонской плиты (терригенно-вулканогенная группа Эндикот), продолжившийся локально в образовании океанических бассейнов.	
Pz₃		Образование суперконтинента Пангея II. В пределах ее Восточно-Арктического сектора (в составе фрагментов Арктиды, байкальских и каледонских орогенных поясов) – шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление (нижний элсмирский комплекс). Образование Алазейско-Южно-Анюйский-Ангаючам океана (залива Пацифика), включавшего островные дуги, окраинные моря и микроконтиненты.	
Pz₃-Kz		Деструкция Пангеи в связи с импульсами нижнемантийного плюма.	
P₂-T-J₁		Рифтогенез, растяжение и погружение Циркумполярного региона Пангеи, эпиконтинентальный морской бассейн Арктики (верхний элсмирский комплекс).	
J₂-K₁		Образование Арктической магматической провинции под воздействием одноименного нижнемантийного плюма.	
J₃-K₁		Начало образования глубоководных (океанических-субокеанических) бассейнов современного Северного Ледовитого океана, включая Канадский.	
K₁/K₂		Среднемеловой (позднекимммерийский или брукский) орогенез: закрытие залива Пацифика, гранито-гнейсовый купольный тектогенез и синнадвиговые осадочные бассейны с нижним бруксовским комплексом.	
K₂-Kz		Раскрытие субокеанического бассейна Макарова-Подводников. Постколлизийные сдвигово-раздвиговые осадочные бассейны на шельфе Арктических морей с верхним бруксовским комплексом.	
Kz		Раскрытие Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана	

территорию Чукотского п-ова и Северной Аляски. На всей этой площади широко распространен неопротерозойский-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол Арктиды. Выходы кристаллического фундамента предполагаются пока лишь на Чукотке. Среди блоков Арктиды в пределах шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей размещаются тектонизированные фрагменты байкальского и каледонского орогенных поясов. Неопротерозойские океанические комплексы байкалит датированы М.К. Косьюко на о. Врангеля; еще ранее они были выявлены на Чукотке и Аляске. Кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонид (в интервале ордовик-девон) обнаружены на шельфе Чукотского моря к северу от Аляски и на своде Барроу. Каледонские структуры предполагаются также в пределах арх. Де Лонга.

Мезозойский тектогенез предопределил структурную зональность шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Континентальная кора палеозойской Пангеи II северных, краевых частей этих шельфов осталась слабо дислоцированной (здесь появились лишь структуры, обусловленные континентальным рифтогенезом и магматическим диапиризмом).

В противоположность этому, палеозойские-раннемезозойские породы южной, примыкающей к Евразии, части шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей были в мезозое интенсивно дислоцированы с образованием Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговой системы, которая составляет северо-восточную периферическую часть среднемелового (киммерийского) Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Эта система имеет северо-восточную ориентировку и представляет дислоцированный в ходе киммерийского орогенеза Циркумполярный сектор позднепалеозойского суперконтинента Пангея. Структуры Новосибирско-Чукотско-Бруксовской системы распространяются из пределов шельфов

полярных морей на смежную территорию Евразии вплоть до южного ограничения в виде сегментированной – Колымской Петли-Южно-Аньюской-Чукотской-Кобук – коллизионной сутуры, обрамляющей внутреннюю коллизионную систему Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Все породы Новосибирско-Чукотско-Бруксовской системы (включая докембрийский фундамент) образуют вергентные в северных румбах пластины и чешуйчато-надвиговые структуры (в сочетании с юрско-меловыми зонами амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма и гранито-гнейсовыми куполами); в этих структурах локально размещаются аллохтоны палеозойских-нижнемезозойских океанических и островодужных комплексов, перемещенных сюда из пределов южнее расположенной коллизионной системы, возникшей на месте закрывшегося в среднем мелу океанического залива Пацифика (бассейна Алазейско-Южно-Аньюского-Ангаючам). Северным ограничением среднемеловой складчато-надвиговой системы, слагающей шельфы Восточно-Арктических морей, является протяженный фронтальный надвиг северной вергентности, который поперечными сдвигами расчленен на ряд сегментов (с запада на восток: Новосибирский, Врангелевский, Геральда, Лисберна, Брукса). К этому надвигу, составляющему форленд всего Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса в целом, с севера примыкает система позднеюрских-меловых синорогенных краевых бассейнов, протягивающаяся на шельфах от Новосибирских о-вов до подножий хр. Брукс включительно. Фронтальный надвиг киммерийского орогена вскрывается лишь на Аляске и на некоторых островах, а на остальных шельфах прослеживается в виде ограничения извилистой четковидной положительной гравитационной аномалии, а кроме того, выявлен в ряде сейсмопрофилей.

Формирование шельфов полярных морей началось в конце палеозоя, когда

герцинский суперконтинент Пангея под действием нижнемантийного апвеллинга (пермские траппы) локально испытал деструкцию, утонение континентальной коры и рифтогенез. В Восточной Арктике на этом этапе (см. таблицу) возникли эпиконтинентальные морские бассейны с верхнеэлсмирским терригенным наполнением. В триасе и юре на фоне нарастающей активности континентального рифтогенеза происходило увеличение площади шельфовых бассейнов, позиция и конфигурация которых несколько менялись во времени. Заполнявшие их терригенные отложения (глинистые сланцы и турбидиты верхнеэлсмирского комплекса и его аналогов) свидетельствуют об увеличении глубинности бассейнов. Формирование мезозойских эпиконтинентальных бассейнов (как следствие продолжавшейся деструкции Циркумполярного сектора Пангеи) протекало на фоне неоднократных новых импульсов нижнемантийного апвеллинга. Одному из них отвечает юрско-среднемеловой Арктический плюм, отразившийся в формировании обширной одноименной магматической провинции. Арктический плюм стал причиной наиболее интенсивного рифтогенеза и возникновения в пределах Циркумполярного сегмента Пангеи первого Канадского океанического бассейна современного Северного Ледовитого океана.

В целом структуры шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей в среднем мезозое развивались при диаметрально противоположных, меняющихся по площади режимах: растяжения в северной части, примыкающей к формирующимся океаническим бассейнам Арктики, и сжатия на их южных участках, граничащих с замыкавшимся Алазейско-Южно-Аньюйским-Ангаючам океаническим заливом Пацифика. Прослеживается компенсационная взаимосвязь двух этих режимов: раскрытие Канадского бассейна явилось причиной коллизионных событий в океаническом заливе Пацифика и образования Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса. Это сочетание различных геодинамических

обстановок привело к формированию в среднем мезозое структурной зональности на шельфах Восточно-Арктических морей. В северной их части по периферии Канадской котловины возникли ассоциирующие с ней грабены. Южные участки шельфов (смыкающиеся с континентальной Евразией) были вовлечены в среднемеловой орогенез, в ходе которого образования Пангеи II были дислоцированы в форме складчато-надвиговых структур (дополнявшихся синнадвиговыми бассейнами), составивших Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую систему среднемелового орогена.

Кардинально меняется геодинамический режим на шельфах Восточно-Сибирского и Чукотского морей в позднем мелу. С этого времени здесь формируются раздвиговые и синдвиговые (типа пулл-апарт) бассейны, отражающие обстановку растяжения в связи с дальнейшим раскрытием океанических бассейнов Северного Ледовитого океана.

Литература

1. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Тектоника Восточной Арктики. Геотектоника 2007, № 3, С.3-29.
2. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики. Докл. РАН, 2007, Т. 415, № 4, С. 518-523.
3. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит. Геотектоника 2008, № 4, С. 18-48.
4. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Суперплюмовые эпизоды Восточно-Арктического-Азиатского региона и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли. Докл. РАН, 2008, Т. 420, № 2, С. 208-212.
5. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом. Геотектоника 2009, № 6, С. 24-51.
6. Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной

- Арктики. Докл. РАН, 2009, Т. 428, № 2, С. 220-224.
7. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 2009. 227 с.
8. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. Геотектоника 2010, № 3, С. 3-29.

9. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Океанические бассейны в предыстории Северного Ледовитого океана. Докл. РАН, 2010, Т. 432, № 6, С. 1-5.
10. В.Е. Хаин (главный редактор). Тектоническая карта Восточной Арктики и прилегающей Евразии. М-б 1:2500000. 2 листа. Авторы: В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, И.Д. Полякова, В.Д. Чехович. М.: ГИН РАН, Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГАЗОВО-ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ИЛИЙСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ

Вапник Е.^а, Казакова Ю.И.^б, Сокол Э.В.^в, Фишман И.Л.^г

^а Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль

^б Геофизическая обсерватория «Каскелен» Национального ядерного центра РК

^в Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

^г ТОО «КазЗарубежГеология», Алматы, Казахстан

(fil_35@mail.ru)

Илийский осадочный бассейн (ИОБ) – это, по существу, крупная межгорная впадина в составе Тянь-Шаня. Она протягивается в широтном направлении на 400 км при ширине от 60 до 120 км (рис. 1) между хребтами Кендыктас, Заилийский Алатау и хр. Кетмень (на юге) и Жонгарским Алатау (на севере). Эти хребты сложены преимущественно каменноугольными и пермскими существенно вулканогенными

комплексами, которые по данным бурения в фундаменте впадины погружены на глубину до 3000 м и более. Бассейн состоит из двух прогибов – Алматинского (на западе) и Жаркентского (на востоке). В качестве автономного бассейн рассматривается с олигоцена, когда поднявшийся хребет Боро-Хоро отделил Жаркентский прогиб от Жонгарского бассейна, в составе которого он ранее развивался.

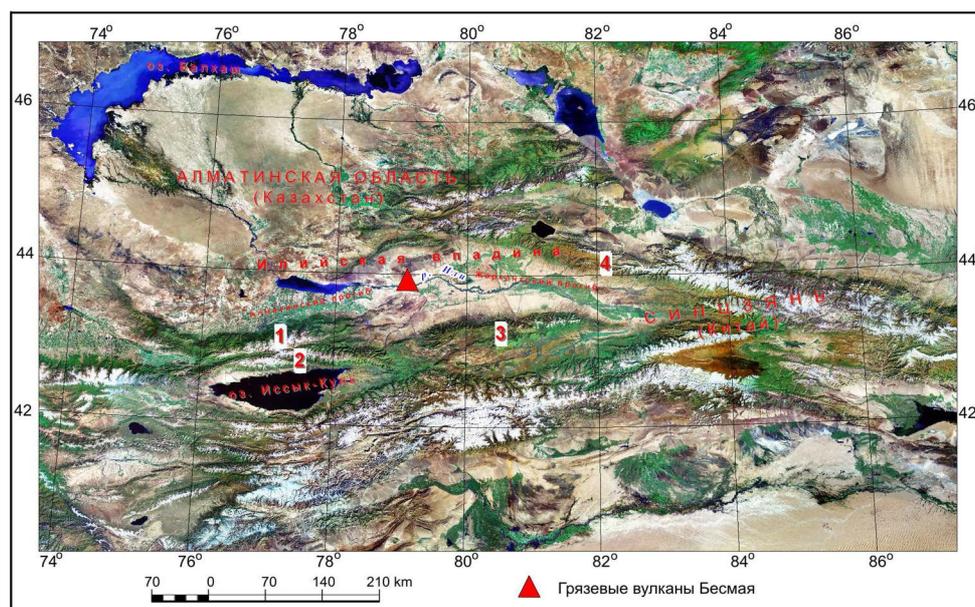


Рис. 1. Положение Илийского осадочного бассейна и грязевулканической постройки Бесмая среди хребтов Тянь-Шаня. Хребты: 1 - Заилийский Алатау, 2 - Кунгей Алатау, 3 – Кетмень, 4 – Боро-Хоро.

В осевой части впадины, в пустынной зоне правобережья р. Или на поверхности неогеновой песчано-глинистой толщи обнаружены многочисленные кольцевые и дуговые линеаменты диаметром до 2 км. Вероятнее всего, они связаны с грязево-газовыми вулканическими структурами, поскольку по периферии одной из них располагаются многочисленные малые

грязевулканические постройки. Многие из этих невысоких (до 1-2 м) плосковершинных конусов увенчаны развалами черных шлаковых глыб, которые первоначально рассматривались как продукты глубинного магматизма. Первое описание этих позднекайнозойских вулканов [1], располагающихся на территории Государственного природного

национального парка Алтын-Эмель, вблизи кордона Бесмая, привлекло внимание специалистов различных стран. Совместная экспедиция авторов настоящей статьи позволила собрать новые факты и с иных позиций обосновать генетическую модель необычного вулканического проявления. В частности, было установлено вещественно-морфологическое сходство структур Бесмая с хорошо изученными проявлениями грязево-газового вулканизма (Тамань, Мертвое море, Иран и др. [2-4]). Доказано, что шлаки в подобных образованиях – это продукты плавления окружающих пород в пламени метановых факелов.

Основным структурообразующим элементом грязевулканической постройки Бесмая является неглубокая (0,5-2 м) кольцевая депрессия диаметром около 1 км, ограниченная дугами, четко выделяющимися на местности и на материалах дистанционного зондирования. В юго-западном обрамлении депрессии располагаются три компактных поля позднекайнозойских грязевулканических построек (рис.2): Главное поле, такыры «Носатик» и «Рыбка». Все они (как сопровождающиеся шлаками, так и без них) – ассоциируются с такырами, которые, очевидно, представляют ареалы разливов наиболее жидкой извергнутой песчано-глинистой массы. Главное поле – это область сближенных небольших удлинённых такырных площадок, ориентированных большей частью радиально по отношению к кольцевой депрессии. Здесь, на площади 500x150 м было обнаружено 19 разновозрастных шлаковых конусов – бокка – и одна целиком уничтоженная постройка, на месте которой сохранился только развал шлаковых глыб. С ними соседствуют 11 грифонов и бесшлаковых грязевулканических построек, сложенных тонкоотмученным илистым материалом (преимущественно хлоритово-мусковитового состава) с примесью микрозернистого полевошпат-кварцевого песка, кальцита и доломита. Этот материал не консолидирован, гомогенизирован и не

несет следов обжига или плавления. Наибольшая из этих построек представляет собой ассиметричный конус (20x7 м в горизонтальном сечении) высотой менее 1 м с очень пологими (угол наклона – первые градусы) склонами. Конус сложен свежими илами и полностью лишен растительности. Все это в комплексе указывает на истечения илистого материала в самом недалеком прошлом. Общая конфигурация Главного поля, также как клавишное расположение составляющих его линейных элементов (такырных площадок, одни из которых приподняты, другие – опущены) контролируется двумя параллельными разломами (Аз. пр. ~30°), которые удалены один от другого на расстояние 180 м. В этом же направлении ориентированы цепочки деревьев туранги (пустынный вид тополя). Это указывает на то, что подъем грунтовых вод также контролируется зонами разрывных нарушений.

Шлаковые постройки Главной площади в различной степени эродированы. Морфологически они варьируют от очень пологих куполов (угол наклона склона 10-15°) до плосковершинных конусов со «срезанной» макушкой. На вершинах единичных грязево-вулканических конусов Главного поля среди развалов шлаков наблюдаются участки, обогащенные щебнем красных предположительно пермских вулканитов. Реликты некоторых полностью разрушенных конусов фиксируются изометричными (не более 2-5 м в диаметре) скоплениями обломков таких вулканических пород.

Два других поля – это одиночные такыры «Носатик» и «Рыбка». Достаточно большой такыр «Рыбка» (200 x 60 м) включает 2 шлаковых конуса (рис. 3), а наиболее крупный «Носатик» (360 x 100 м) – только один. Такыр «Рыбка» в отличие от двух других полей ориентирован в субширотном направлении. На юге к нему примыкают две параллельные линии произрастания туранги, вытянутые вдоль дугообразного разлома (вероятной кольцевой границы одной из депрессий).

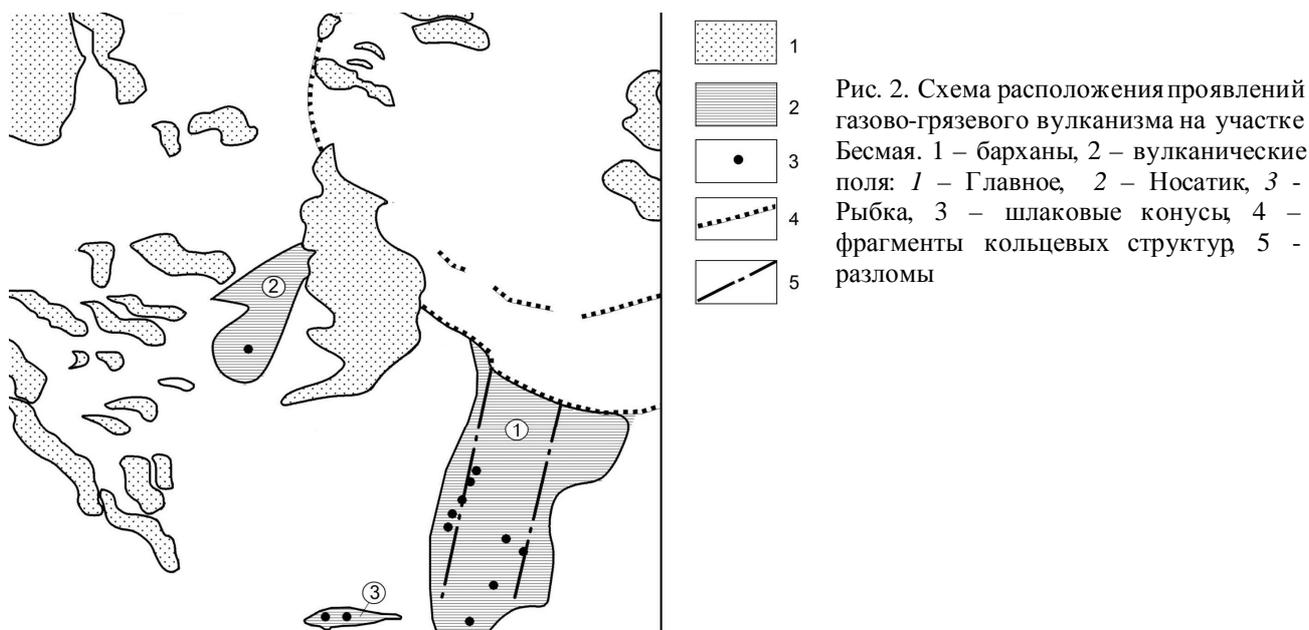


Рис. 2. Схема расположения проявлений газовой-грязевой вулканизма на участке Бесмая. 1 – барханы, 2 – вулканические поля: 1 – Главное, 2 – Носатик, 3 – Рыбка, 3 – шлаковые конусы, 4 – фрагменты кольцевых структур 5 – разломы

Шлаковые конусы всех полей имеют в целом одинаковый облик, но нередко различны по сохранности, что свидетельствует об их разновозрастности. Внешний диаметр наиболее сохраненных построек обычно не превышает 15 метров. Диаметр верхней площадки изменяется от 3 м до 8 м, а высота конусов обычно не более 80 см, но изредка достигает 2 м. Во

многих случаях шлаки образуют невысокий вал по периметру постройки – зона наиболее активного плавления осадков. Вертикальная мощность зоны термического воздействия не превышает 20-30 см. Непосредственно под ней находятся незатронутые обжигом карбонатно-пелитовые осадки.

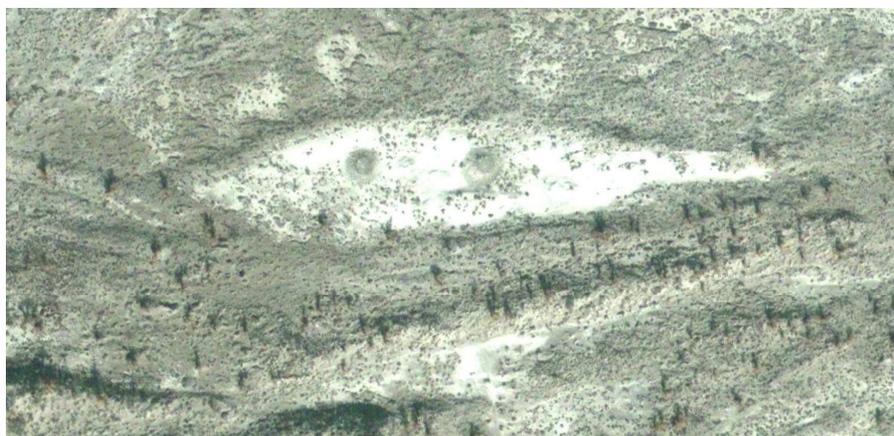


Рис. 3. Такыр «Рыбка» с двумя шлаковыми конусами. К югу такыра – фрагменты дуговых разломов с цепочками деревьев

Горение метана, судя по характеру плавления пород, было приповерхностным. Можно предположить, что распространению пламени на глубину препятствовала вода, стоявшая прямо под конусом, возможно, в виде пульпы. Об этом, в частности, свидетельствует широкое распространение кластогенных пород песчано-алевритовой размерности, сцементированных кальцитом, которые

интерпретируются как осадок (отстой) мелководных грязевых луж.

Обилие угольной сажи в крупных кавернах шлаковых глыб, а также сосуществующие с частицами элементарного углерода микроиндивиды самородного железа, интерметаллидов системы Fe-Ni-Cr и самородного Si (диагностика выполнена методом СЭМ) указывают на дефицит кислорода и

избыток топлива в зоне высоких температур.

Шлаки, возникшие в результате плавления сопочных илов в пламени мощных метановых струй или мелких факелов, горевших в многочисленных трещинах на своде конуса, гетерогенны по цвету и текстуре. Преобладают темно-зеленые, почти черные породы, внешне очень похожие на обычные вулканические шлаки. Их высокая пористость (размеры от первых миллиметров до 10 см) свидетельствует о значительной газонасыщенности расплава. Однако эпизодически встречаются и массивные породы. Обычны многочисленные структуры течения маловязких силикатных расплавов – «сосульки», мелкие «озерца», заполненные закаленной породой, гофрированные микропотоки. Для стекол характерны тонкие флюидальные структуры.

В шлифах отмечается разнообразие по окраске стекла. Часто границы между разными по цвету участками (зелеными различных оттенков, бесцветными и, очень редко, бурыми) резкие – свидетельство неравновесности состава, характерном для кратких процессов плавления и быстрого застывания. Породообразующие минералы представлены диопсидом и волластонитом. Обнаружены также единичные индивиды псевдоволластонита и плагиоклаза. Преобладают сноповидные, звездчатые и сферолитоподобные агрегаты диопсида. Размер индивидов 1х0,03-0,05 мм. Характерны футлярные индивиды, разнообразные скелетные формы кристаллов и кристаллитов, погруженных в стекловатый матрикс с отчетливой флюидальностью (рис. 4). Рудные минералы (пирротин, значительно реже – самородное железо) образуют идеальные микросферы, что указывает на их ликвационную природу.

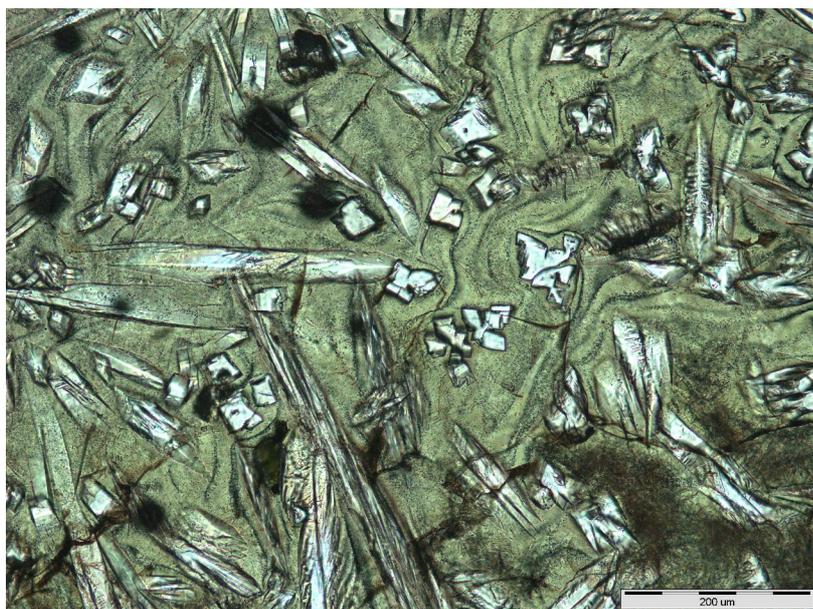


Рис. 4. Обтекание стеклом игольчатых кристаллов диопсида (без анализатора)

Химический состав шлаков не имеет аналогов среди магматических пород. Их уникальность определяет чрезвычайно низкое содержание железа (2-2,5 мас. % Fe_2O_3) в сочетании с аномально высокой щелочностью (2-4 мас. % K_2O – в породах и стеклах; 5-10 мас. % Na_2O – в породах, и до 25-30 мас. % Na_2O – в локальных участках стекла). Отличительной особенностью этих пород также являются

высокие содержания сульфатной серы (определена как SO_3) и хлора (до 3 мас. % в стеклах). Эти особенности являются следствием плавления совместно с карбонатно-пелитовым протолитом обильных высолов, характерных для этого района с пустынным климатом. В составе изученных проб солей преобладают сульфаты и карбонаты натрия, обилен галит, возможно присутствие боратов.

Каждый из этих компонентов обладает флюсующими свойствами, вследствие чего резко понижал температуру плавления осадочного протолита и вязкость пирогенных расплавов.

Изложенные структурно-вещественные признаки характеризуют структуру Бесмая как новое крупное поле развития грязевых вулканов ориентировочно плейстоцен-голоценового возраста, извергавших маловязкую обводненную пульпу. Струи углеводородных газов (в первую очередь метана) периодически воспламенялись при выходе в атмосферу. На наличие в недалеком прошлом многочисленных факелов горения указывают локальные очаги плавления пульпы, в пределах которых распространены шлаки необычного химического состава, получившие название бесмаитов [1] Источником флюидизированного песчано-глинистого материала, очевидно, служила верхнеолигоцен-миоценовая толща, слагающая верхний этаж ИОБ. Здесь преобладают глины, песчаники, гипсы, мергели и песчанистые глины. Что же касается генерации газа, то его гипотетический источник трудно найти в палеозойских колонках прилегающих к ИОБ блоков, которые почти полностью сложены вулканическими толщами. Известно только, что в процессе извержений в некоторых случаях на поверхность были вынесены обломки пород, среди которых преобладают вулканиты предположительно пермского возраста.

На примере трех полей грязевулканического района Бесмая (Главное поле, «Носатик» и «Рыбка») нетрудно заметить, что количество шлаковых центров находится в обратном соотношении с интенсивностью извержений глины. Можно предположить, что очаги горения и плавления чаще всего возникали в тех случаях, когда газовые

струи быстро достигали поверхности в проницаемых зонах (Главное поле с его развитой трещинной тектоникой включает 19 шлаковых очагов). При встрече с эффективной крышкой преобладали извержения глины (такры «Рыбка» – два фокуса горения и «Носатик» – один фокус).

О формирующихся резервуарах газа можно косвенным образом судить по неглубокой депрессии (кальдере), к которой с юга примыкают шлаковые конусы. Анализ данных дистанционного зондирования показал, что окружности, аналогичные главной депрессии постройки Бесмая, дешифрируются на достаточно широкой площади в особенности к западу от охарактеризованного участка, куда они прослеживаются на расстояние около 30 км. Позднекайнозойский возраст этих образований указывает на продолжающееся развитие бассейна, включая процессы газогенерации и перераспределения легких углеводородов.

Литература

1. Казакова Ю.И., Каменский А.С., Фишман И.Л. Базальтовые коматииты и грязевый вулканизм в Илийской межгорной впадине // Геология и охрана недр. 2007. № 4. С. 41-47.
2. Е.Ф. Шнюков, Э.В.Сокол, Е.Н. Нигматулина, С.А. Коржова, И.Н. Гусаков. «Огненное извержение» грязевого вулкана Карабетова гора, 2000 г.: сценарий события, продукты извержения, минералогия и петрография плавленых пород // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 2009, № 4, с. 77-94.
3. McLintock, W. F. P. (1932). On the metamorphism produced by the combustion of hydrocarbons in the Tertiary sediments of south-west Persia. *Mineralogical Magazine* **23**, 207-227.
4. Sokol E., Novikov I., Zateeva S., Vapnik Ye., Shagam R., Kozmenko O. Combustion metamorphism in Nabi Musa dome: New implications for a mud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area // Basin Research, 2010, v.22, №6, p. 414-438.

ТИПИЗАЦИЯ ВЗАИМОТНОШЕНИЙ КСЕНОЛИТОВ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ С БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ 2001-2003 ГОДОВ В УЛКАНА ЭТНА (ИТАЛИЯ)

Фомин И.С., Плечов П.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (fomin@web.ru)

В 2001-2003 годах на Этне произошла серия извержений на южном и северо-восточном склонах вулкана. Продукты извержения представлены в основном лавами щелочных базальтов с вкрапленниками оливина, пироксена и плагиоклаза. Основным их отличием от продуктов иных лет является большое количество ксенолитов. Среди ксенолитов наиболее распространены включения кварцаренитов – анхимономинеральных кварцевых песчаников (напр. [1]), что даёт возможность проследить процесс ассимиляции на простой, «модельной» системе. Нами не были найдены какие-либо свидетельства о полиморфной модификации кремнезёма во время взаимодействия с магмой, потому мы называем кристаллическую фазу кварцем по её настоящему состоянию.

Кварцевые ксенолиты состоят из средне- и хорошоокатанных зёрен в среднем размером в первые десятые доли миллиметра. Размеры их весьма различны и колеблются от отдельных песчинок в магматическом матриксе до ксенолитов размером в первые дециметры. Хорошо устанавливается как макроскопическими, так и микроскопическими методами разная степень из взаимодействия с расплавом. Это позволяет установить весь спектр взаимодействия с расплавом.

На основе микроскопического изучения выделены следующие типы границ ксенолитов:

- Непосредственный контакт, когда кварцевые зёрна обволакиваются основной массой вмещающей породы.
- Контакт с пироксеновой каймой прерывистого типа. В таком случае на поверхности зёрен кварца, выдающихся из ксенолита в породу, образуется пироксеновая кайма. В случае малой её мощности (10-20 микрон) зёрна пироксена

непосредственно примыкают к зёрнам кварца, однако при достижении ею 30 и более микрон кварц отделяется от каймы слоем расплава. При этом в промежутках между зёрнами кварца образуются «карманы», заполненные высококремнёвым стеклом и основной массой вмещающей породы. По краям «мешков» также развивается пироксеновая кайма (рис. 1).

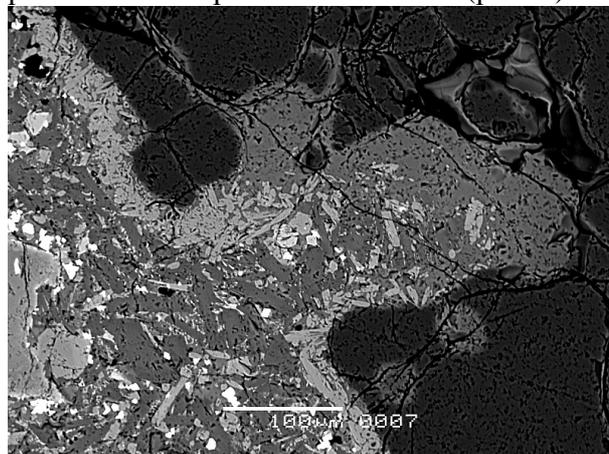


Рис. 1. Пироксеновая кайма с карманами на границе ксенолита (фото в отражённых электронах).

- Сплошная пироксеновая кайма, обычно за ней в ксенолите находится значительный слой расплава.
- Также иногда наблюдаются «колечки» из мелкозернистого агрегата пироксена только с расплавом внутри.

Замечено также, что в более мелких ксенолитах доля стекла больше; в более крупных видно уменьшение доли расплава от центра к границе. Установлено, что вокруг отдельных песчинок находится расплав фонолитового состава (K_2O+Na_2O 15-16 мас.%, $SiO_2=54$ мас.%, $Al_2O_3=10-13$ мас.%, $FeO=5-7$ мас.%), в центре крупных кварцевых ксенолитов стекло уже риолитовое (K_2O+Na_2O 4-6 мас.%, SiO_2 70-85 мас.%, Al_2O_3 8-13 мас.%, FeO 1-4 мас.%). Профили по составу стекла показывают непрерывный ряд от риолитов через трахидациты до трахиандезитов. Стекло в основной массе базальтов имеет

фонотефритовый состав, при этом стекло на удалении от ксенолитов и вблизи них не отличается значительно по составу. Номенклатура приведена по [2].

На основании этого нами установлена последовательность процесса ассимиляции.

Постоянно происходит прогрев ксенолита, ведущий к его плавлению. На основании очень высоких содержаний щелочей в каймке стекла вокруг отдельных зёрен, можно предположить экстракцию щелочей в кислый расплав (образуются трахитовые расплавы). Это приводит к химическому растворению кварца вместо его плавления, что позволяет объяснить, почему в кварцевых ксенолитах присутствует стекло, несмотря на то, что температура базальтов (1100-1150°C, по [1]) меньше температуры плавления.

Параллельно с этим идёт процесс дробления ксенолитов, который приводит в соприкосновение с базальтовой магмой «свежего» материала ксенолита. Практически сразу после начала контакта кварца с расплавом начинается рост пироксеновой каймы, на что указывает примыкание зёрен пироксена к кварцу без прослоя стекла. Идёт дальнейшее растворения вещества ксенолита. Рост пироксеновой каймы, как мы предполагаем, идёт в две стороны: внутрь ксенолита и во вмещающую породу (это видно на рис.3, отдельные зёрна пироксена появляются в стекле со стороны ксенолита и срастаются по мере роста в единый агрегат, тут же хорошо видна гетерогенность стекла внутри ксенолита, светлое во внутренней зоне ксенолита, а тёмное, с примесью базальтового расплава – во внешней). Таким образом, ксенолит самоизолируется от вмещающей породы. Обнаруженные нами «колечки» пироксена со стеклом интерпретируются как конечная стадия растворения отдельных кварцевых песчинок – кремнезём уже не образует самостоятельной кристаллической фазы (см. рис. 2).

В настоящей работе приведена систематизация реакционных взаимоотношений между ксенолитами кварцевых песчаников с вмещающим

базальтовым матриксом. Установлено, что влияние их на химический состав пород пренебрежимо мало, что связано с «самоизоляцией» этих ксенолитов пироксеновыми каймами.

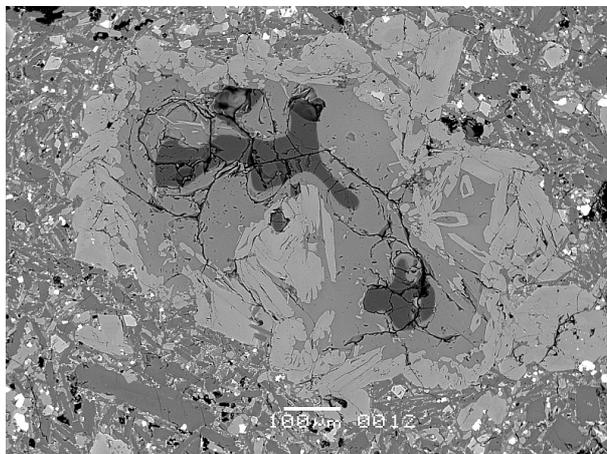


Рис. 2. Остатки кварцевой песчинки в тефритовом стекле. Видна пироксеновая кайма.

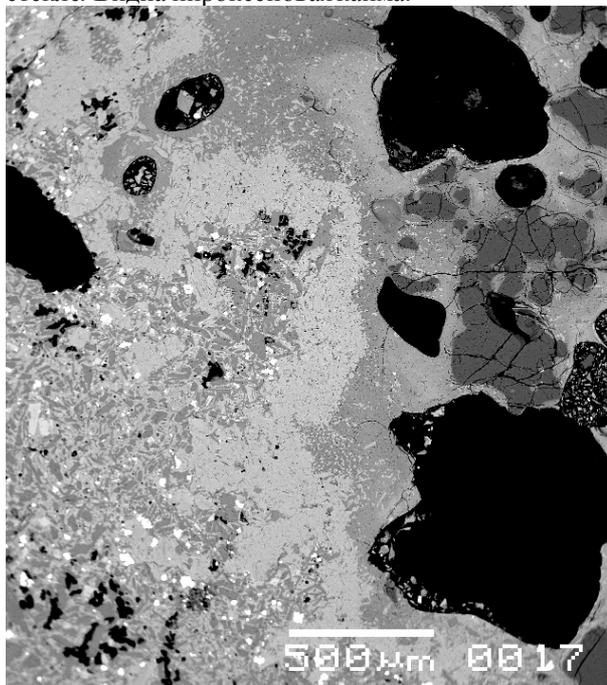


Рис. 3. Мощная пироксеновая кайма на границе с ксенолитом

Литература

1. Viccaro M., Ferlito C., Cristofolini R. Complex evolution processes in the upper feeding system of Mt. Etna (Italy) as revealed by the geochemistry of recent lavas // *Periodico di mineralogia*, 2008, том 77, №3, С.31-42.
2. Le Bas M.J., Streckeisen, A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*, 1991, том 148, С.825-833.

СПЕЦИФИКА ПРОЦЕССОВ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА НА УГЛЕРОДИСТОМ ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ В ПОЛЯРНЫХ РЕДОКС-УСЛОВИЯХ СРЕДЫ

Фомичев В.И.

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева НАН РК, Алматы (ignkis@mail.ru)

Вариация устойчивости, миграционной способности и специфики осаждения комплексных ионов металлов и их элементарных форм в гидротермальной системе функционально зависит от термодинамического состояния воды, предопределяющей существование в природных системах трех её областей, отличных по характеру проявления редокс-процессов [2–5]:

I (центральная) область термодинамической устойчивости воды, ограниченная полуреакциями её окисления $2\text{H}_2\text{O} + 4\text{e}^- \leftrightarrow \text{O}_{2(\text{г})} + 4\text{H}^+_{(\text{водн})}$ и восстановления $\text{H}_2\text{O} + \text{e}^- \leftrightarrow \frac{1}{2}\text{H}_{2(\text{г})} + \text{OH}^-_{(\text{водн})}$. В ней идет самопроизвольное восстановление кислорода воздуха до аниона O^{2-} с формированием H_2O и синхронным окислением восстановленных форм элементов и их ионов редокс-полуреакций с потенциалами менее положительными, чем кислородного электрода. Например, молекулярный кислород окисляет катион Cu^+ до Cu^{2+} с образованием воды: $\text{O}_{2(\text{г})} + 4\text{Cu}^+ + 4\text{H}^+ \leftrightarrow 4\text{Cu}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O}$, ЭДС = $E^\circ_{\text{H}_2\text{O}/\text{O}_2} - E^\circ_{\text{Cu}^{2+}/\text{Cu}^+} = 1.229 - 0,152 = +1,077 \text{ В} \gg 0$ (реакция идет слева направо). Для области свойственно возможное реагирование окисленных и восстановленных форм элементов, их ионов и комплексов различных редокс-полуреакций с существенно отличными потенциалами.

II (верхняя) резкоокислительная область разложения воды с выделением молекулярного кислорода. Находящиеся в ней ионы, комплексы и соединения элементов окисленных форм полуреакций с редокс-потенциалом более положительным, чем $E^\circ_{\text{H}_2\text{O}/\text{O}_2}$, термодинамически неустойчивы и должны самопроизвольно восстанавливаться с синхронной диссолюцией H_2O и образованием O_2 . Так, катион Co^{3+} , редокс-потенциал которого равен 1,95 В, окисляет

ион O^{2-} воды с формированием O_2 , а сам восстанавливается до двухвалентного состояния: $\text{Co}^{3+} + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Co}^{2+} + \text{O}_2 + \text{H}^+$, ЭДС = $E^\circ_{\text{Co}^{3+}/\text{Co}^{2+}} - E^\circ_{\text{H}_2\text{O}/\text{O}_2} = 1,95 - 1.229 = +0,721 \text{ В} > 0$. Следовательно, вода в резкоокислительной области способна выполнять функцию восстанавливающего агента.

III (нижняя) резковосстановительная область разложения воды под электрохимическим воздействием редокс-полуреакции $\text{H}^+ + \text{e}^- \leftrightarrow \frac{1}{2}\text{H}_2$ или $\text{H}_2\text{O} + \text{e}^- \leftrightarrow \frac{1}{2}\text{H}_{2(\text{г})} + \text{OH}^-_{(\text{водн})}$ (соответственно в кислых и щелочных средах) с находящимися здесь восстановителями. Поэтому восстановительные формы редокс-полуреакций с потенциалами более отрицательными, чем потенциал водородного электрода в водных растворах термодинамически неустойчивы и процессы в них должны самопроизвольно протекать в сторону получения более окисленных веществ с синхронным разложением H_2O и выделением из неё газообразного водорода. Тем самым, вода в резковосстановительной области является активным окисляющим агентом. Например, её ион H^+ , как окислитель, способен перевести металлический хром, в двухвалентное состояние, сам восстанавливаясь до H_2 : $2\text{H}_2\text{O} + \text{Cr}_{(\text{к})} \leftrightarrow \text{Cr}^{2+} + \text{H}_2 + \text{OH}^-$, поскольку величина ЭДС реакции при любых значениях pH положительна ($\text{ЭДС}_{(\text{при } \text{pH}=14)} = E_{\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2} - E^\circ_{\text{Cr}^{2+}/\text{Cr}} = -0,828 - (-0,913) = +0,085 \text{ В}$).

В центральной области термодинамической устойчивости воды в полной мере реализуется наивысшая среди металлов ярко выраженная комплексообразующая способность золота и серебра, легко вступающих во взаимодействие с активными лигандами с формированием прочных миграционно-способных комплексов, закономерно видоизменяющихся в эволюционирующих

редокс-условиях гидротермальных систем [7]. В ней, по данным электрохимического анализа поведения различных форм благородных металлов в эволюционирующих средах, выделяются на диаграммах Eh–pH ряд зон гидротермальной системы состава Au – Ag – H₂O – O₂ – H₂ – Cl – S (при участии ионов брома, йода и аммиака) с полями устойчивости характерных для них комплексов золота и серебра: 1) высокоокислительная ультракислая, в которой устойчивы лишь моно-, ди- и тетрагидрохлоридные комплексы золота AuCl⁺, AuCl₂⁻ и AuCl₄⁻; 2) повышеноокислительная кислотно-умереннощелочная, охватывающая поля стабильности AuBr₄⁻, AgCl⁺, AuJ₂⁻ и ионов серебра Ag⁺; 3) щелочно-умеренноокислительная с участками устойчивости гидросокомплексов золота и серебра Au(OH)₂⁻, AuOH[°], AuO₂⁻, Ag(OH)₂⁻, AgOH[°] и AgO⁻; 4) слабоокислительная нейтрально-щелочная с зоной стабильности частиц AuHS[°], AgCl₂⁻, AgHS[°] и AgBr₄⁻; 5) кислотно-слабоокислительная с полем устойчивости тиосульфатных соединений Au(S₂O₃)₂³⁻, Ag(S₂O₃)₂³⁻, а также бромидов серебра AgBr₄⁻; 6) щелочно-слабоокислительная с зоной стабильности аммиакатов Au и Ag; 7) восстановительная умереннокислотно-щелочная с полями устойчивого развития дигидрохалькогенидных комплексов Au(HS)₂⁻ и Ag(HS)₂⁻, Au(HSe)₂⁻ и Ag(HSe)₂⁻, Au(HTe)₂⁻ и Ag(HTe)₂⁻; 8) высоковосстановительная ультращелочная с локальным участком стабильности сульфидных комплексов AuS⁻ и AgS⁻ [7, 8].

В верхней (резкоокислительной) области разложения воды сосредоточены редокс-полуреакции ионов золота, а также серебра высшей степени окисления и их окислов с более положительными, чем у кислородного электрода потенциалами: Au⁺ + e⁻ ↔ Au (E[°] = +1,83 В); Au³⁺ + 3e⁻ ↔ Au (E[°] = +1,52 В); Ag²⁺ + e⁻ ↔ Ag⁺ (E[°] = +1,98 В); AuO + 2H⁺ + 2e⁻ ↔ Au + H₂O (E[°] = +1,37 В); AuO₃³⁻ + 6H⁺ + 3e⁻ ↔ Au + H₂O (E[°] = +2,33 В); AgO⁻ + 2H⁺ + e⁻ ↔ Ag + H₂O (E[°] = +2,22 В). Поэтому окислители

этих полуреакций, в частности ионы золота, обладая значительно более высокими значениями потенциала, чем E[°]_{H₂O/O₂}, находятся в метастабильном состоянии и самопроизвольно расщепляют воду (под электрохимическим воздействием E_{H₂O/O₂}), окисляя её ион O²⁻ до O₂, а сами восстанавливаются до самородной формы: 4Au⁺ + 2H₂O ↔ 4Au_(к) + O₂ + 4H⁺, ЭДС = E[°]_{Au⁺/Au} – E[°]_{H₂O/O₂} = 1,83 – 1,229 = +0,601 В > 0. Причем, образованное в этих условиях самородное золото отличается наивысшим благородством, поскольку находящимся в системе окислителям с более высоким, чем у него потенциалом термодинамически выгоднее вступить (с более положительным ЭДС) в редокс-реакцию с водой.

В нижней (резковосстановительной) области неустойчивости воды проявлена многочисленная группа редокс-полуреакций становления халькогенидных комплексных соединений золота и серебра с потенциалом каждой из них меньше E[°]_{H⁺/H₂}: AuTe₂ + e⁻ ↔ Au + Te₂²⁻ (E[°] = –0,95 В); Ag₂Te + 2e⁻ ↔ 2Ag + Te₂²⁻ (E[°] = –1,12 В); Ag₂Se + 2e⁻ ↔ 2Ag + Se₂²⁻ (E[°] = –0,93 В); Ag₂S_(т) + 2e⁻ ↔ 2Ag + S₂²⁻ (E[°] = –0,691 В); AuS⁻ + e⁻ ↔ Au + S₂²⁻ (E[°] = –0,47 В); Ag₂Se + 2H⁺ + 2e⁻ ↔ 2Ag + H₂Se (E[°] = –0,38 В); Ag₂Te + 2H⁺ + 2e⁻ ↔ 2Ag + H₂Te (E[°] = –0,68 В). Поэтому восстановленные формы приведенных полуреакций находятся в метастабильном состоянии и процессы в них должны самопроизвольно протекать в сторону окисления самородных Au и Ag с синхронным восстановлением ионов H⁺ воды и выделением из неё газообразного водорода. Но образованные в экстремальных условиях частицы метастабильного золота и серебра, как активные комплексообразователи, термодинамически способны вступить во взаимодействие (при электрохимической поддержке пары H⁺/H₂ разлагающейся воды) с присутствующими энергичными и устойчивыми лигандами халькогенов с образованием стабильных в этих средах комплексных соединений, в том числе природных минеральных форм: 2H⁺ + 2Ag + Se₂²⁻ ↔ Ag₂Se + H_{2(г)} (ЭДС = E[°]_{H⁺/H₂} –

$E^{\circ}_{\text{Ag}_2\text{Se}/\text{Ag}+\text{Se}^{2-}} = 0,00 - (-0,93) = +0,93 \text{ В}$;
 $2\text{H}^+ + 2\text{Au} + 2\text{Te}_2^{2-} \leftrightarrow 2\text{AuTe}_2 + \text{H}_{2(\text{r})}$ ($\Delta\text{ДС} = E^{\circ}_{\text{H}^+/\text{H}_2} - E^{\circ}_{\text{AuTe}_2/\text{Au}} = +0,95 \text{ В}$); $2\text{H}^+ + 2\text{Ag} + \text{Te}^{2-} \leftrightarrow \text{Ag}_2\text{Te} + \text{H}_{2(\text{r})}$ ($\Delta\text{ДС} = E^{\circ}_{\text{H}^+/\text{H}_2} - E^{\circ}_{\text{Ag}_2\text{Te}/\text{Ag}+\text{Te}^{2-}} = 0,00 - (-1,12) = +1,12 \text{ В}$);
 $2\text{H}^+ + 2\text{Ag} + \text{H}_2\text{Te} \leftrightarrow \text{Ag}_2\text{Te} + 2\text{H}_{2(\text{r})}$ ($\Delta\text{ДС} = E^{\circ}_{\text{H}^+/\text{H}_2} - E^{\circ}_{\text{Ag}_2\text{Te}/2\text{Ag}+\text{H}_2\text{Te}} = 0,00 - (-0,68) = +0,68 \text{ В}$). Термодинамически возможен и вариант осаждения частиц нанозолота на гранях и дефектах кристаллической решетки более ранних сульфидов с менее отрицательным потенциалом.

Следовательно, золото (как и его младший собрат по подгруппе – серебро) кардинально изменяет свойства и устойчивость в зависимости от электрохимического состояния воды — от самого инертного, самого благородного металла природы в верхней резкоокислительной области и в повышеноокислительном поле зоны термодинамической стабильности H_2O до неустойчивого элемента в метастабильном состоянии, полностью потерявшего свое благородство и способного сохраниться лишь в виде его халькогенидных комплексных соединений в ультравосстановительной системе нижней зоны аква-разложения [8]. Поэтому игнорирование присущей каждой из областей четкой специфики существенного изменения устойчивости элементов, их комплексов и ионов приводит к серьезным ошибкам в генетических реконструкциях образования рудных месторождений [4].

Разрушение комплексов золота, его осаждение и концентрация происходят на участках резкой смены окислительно-восстановительного потенциала, кислотности-щелочности рудообразующей системы, её температуры и давления, являющихся **геохимическими барьерами** на пути движения гидротермальных растворов [6]. Широкий диапазон вариации редокс-потенциала образования различных комплексов золота — от высокоокислительных для галоидных до сильновосстановительных для гидросульфидных и сульфидных форм и до резковосстановительных для селенидных и теллуридных комплексов

позволяет идентифицировать ряд качественно отличных типов геохимических барьеров с большим разнообразием их подтипов [8,9]. Из них **углеродистый геохимический барьер** играет первостепенную значимость для концентрации золота на месторождениях черносланцевого типа, имея четкую восстановительную специализацию в области термодинамической устойчивости воды. В повышеноокислительных её условиях золото устойчивых в ней хлоридных комплексов при их взаимодействии с органическими соединениями углеродистого барьера восстанавливается до самородного состояния с одновременным окислением углерода: $4\text{AuCl}_4^- + 3\text{C} + 6\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 4\text{Au}_{(\text{к})} + 3\text{CO}_2 + 12\text{H}^+ + 16\text{Cl}^-$; $\Delta\text{ДС} = E^{\circ}_{\text{AuCl}_4/\text{Au}} - E^{\circ}_{\text{C}/\text{CO}_2} = +0,83 \text{ В}$. Именно с ним связано рудоотложение при формировании золото-черносланцевых гигантов Сухой Лог, Мурунтау и др. Процесс концентрации благородного металла на этом барьере интенсифицируется повышением pH раствора, а также, согласно принципа Ле Шателье, дегазацией и удалением образующегося CO_2 под воздействием тектонических напряжений (сейсмовибрации, по Г.Б. Наумову), пульсирующих вдоль зон вязких разломов осевых плоскостей шовной складчатости. Улетучивание при дегазации формирующегося при окислении углерода CO_2 ускоряет реакцию восстановления золота из его хлоридных комплексов и тем самым обуславливает *прямое воздействие тектонических процессов на окислительно-восстановительные реакции рудолокализации*. Причем циклически повторявшееся снижение давления и связанное с ним бурное выделение газов предопределялось непрерывно-прерывистым функционированием долгоживущих вязких разломов и зон кливажирования приосевых плоскостей шовной складчатости на крупных месторождениях. Эти высокопроницаемые зоны приразломного смятия в анизотропной кливажной среде в обстановке пульсирующих (осциллирующих, по Е.И. Паталахи) полей

тектонических напряжений знакопеременного характера (сейсмовибрации, по Г.Б. Наумову) выполняли не только роль структурного контроля, а напрямую инициировали и интенсифицировали как экстракцию золота из вмещающих пород, так и определяли направленность окислительно-восстановительных реакций рудообразования и интенсивность осаждения аурума, обуславливая тем самым прямую взаимосвязь тектонических процессов с рудолокализацией. При этом процесс концентрации золота и серебра существенно усиливается растворением в гидротермах образовавшегося неполярного газа CO_2 , уменьшающего *диэлектрическую проницаемость раствора*, что приводит к значительному уменьшению растворимости благородных металлов и их комплексов и осаждению [1 и др.].

Повышение щелочности гидротерм на барьере более 5-6 рН переводит AuCl_2^- и AuCl^0 при даже слабой их активности за верхний предел термодинамической устойчивости воды в метастабильное состояние. Эти хлоридные комплексы в такой обстановке сами способны разлагать воду с выделением газообразного кислорода с самопроизвольным восстановлением золота и подкислением раствора: $4 \text{AuCl}_2^- + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 4\text{Au}^0 + \text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 8\text{Cl}^-$; ЭДС = $E^\circ_{\text{AuCl}_2^-/\text{Au}^0} - E^\circ_{\text{H}_2\text{O}/\text{O}_2}$ (при $\text{pH}=7$) = $1,154 - 0,814 = +0,34$ В. В этом уравнении виден механизм *самоорганизующегося процесса* возникновения высокоокислительной кислой обстановки системы, выполняющего золотоцентрирующую роль слабавосстановительного барьера вдоль верхней границы электрохимической стабильности H_2O . Этот самофункционирующий (за счет воздействия верхней границы термодинамической устойчивости воды) процесс является главной причиной возникновения уникальной в природе ультракислотно-окислительной гидротермальной системы (с $\text{pH}=1-3$), в которой образуется, в частности, высокопробное золотое оруденение

месторождений алунит-кварцевого типа. Поэтому наибольшей концентрирующей эффективностью углеродистые восстановительные барьеры обладают при совмещении их с щелочными (щелочно-слабовосстановительные) или с термодинамическими (восстановительно-дегазационные) барьерами.

В **резковосстановительной обстановке нижней области** (за нижним пределом термодинамической стабильности воды) **углеродистый геохимический барьер** кардинально изменяет восстановительную специфику функционирования на окислительную. В этой необычной физико-химической обстановке золото и серебро находятся под электрохимическим воздействием разлагающейся воды, поэтому редокс-реакции: $2\text{H}_2\text{O} + 2\text{Au}^0 + \text{Te}_2^{2-} \leftrightarrow \text{AuTe}_2 + \text{H}_{2(\text{r})} + 2(\text{OH})^-$ (ЭДС = $E^\circ_{\text{H}^+/\text{H}_2} - E^\circ_{\text{AuTe}_2/\text{Au}} = -0,95$ В) и им подобные идут слева направо с переводом Au и Ag в метастабильное и даже окисленное состояние с восстановлением ионов водорода H_2O до $\text{H}_{2(\text{r})}$. *В этих условиях энергичными их окислителями могут быть углерод и графит черносланцевых толщ полуреакций восстановления до метана: $\text{C} + 4\text{e}^- + 4\text{H}^+ = \text{CH}_4$ ($E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} = +0,132$ В).* Взаимодействие углеродистого вещества с благородными металлами приводит к их окислению, а при наличии метаустойчивых ионов халькогенов – к осаждению в виде стабильных в резковосстановительных средах теллуридов и селенидов золота и серебра: $2\text{C}_{(\text{т})} + 4\text{Ag}_{(\text{к})} + 4\text{H}^+ + 2\text{Te}_2^{2-} \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{Ag}_2\text{Te}$ (её ЭДС = $E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} - E^\circ_{2\text{Ag}_{(\text{к})} + \text{Te}_2^{2-}/\text{Ag}_2\text{Te}} = +0,132 - (-1,12) = +1,252$ В, приращение свободной энергии Гиббса $\Delta G^\circ = -214620$ кал/моль); $\text{C}_{(\text{т})} + 4\text{Au}_{(\text{к})} + 4\text{H}^+ + 2\text{Te}_2^{2-} \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{AuTe}_2$ (её ЭДС = $E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} - E^\circ_{\text{Au}_{(\text{к})} + 2\text{Te}_2^{2-}/\text{AuTe}_2} = +0,132 - (-0,95) = +1,082$ В, $\Delta G^\circ = -180500$ кал/моль); $4\text{Ag}_{(\text{к})} + \text{C}_{(\text{т})} + 4\text{H}^+ + 2\text{Se}_2^{2-} \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{Ag}_2\text{Se}$ (её ЭДС = $E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} - E^\circ_{2\text{Ag}_{(\text{к})} + \text{Se}_2^{2-}/\text{Ag}_2\text{Se}} = +0,132 - (-0,93) = +1,062$ В, $\Delta G^\circ = -144020$ кал/моль); $\text{C}_{(\text{т})} + 4\text{Ag}_{(\text{к})} + 2\text{H}_2\text{Te} \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{Ag}_2\text{Te}$ (её ЭДС = $E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} - E^\circ_{2\text{Ag}_{(\text{к})} + \text{H}_2\text{Te}/\text{Ag}_2\text{Te}} = +0,132 - (-0,68) = +0,812$

В, $\Delta G^\circ = -71020$ кал/моль); $4\text{Ag}_{(к)} + \text{C}_{(т)} + 4\text{H}^+ + 2\text{S}^{2-} \leftrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{Ag}_2\text{S}$ (e° ЭДС = $E^\circ_{\text{C}+\text{H}^+/\text{CH}_4} - E^\circ_{2\text{Ag}_{(к)} + \text{S}^{2-} / \text{Ag}_2\text{S}} = +0,132 - (-0,691) = +0,723$ В, $\Delta G^\circ = -56000$ кал/моль) – реакции идут слева направо.

Именно в таких супервосстановительных системах нижней зоны разложения воды шло формирование минеральных парагенетических ассоциаций халькогенидов золота и серебра, особенно обильно развитых на золото-теллуридных месторождениях. Среди теллуридов благородных металлов наиболее распространены гессит – Ag_2Te , калаверит – AuTe_2 , монтбрейит – AuTe_3 , креннерит – $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$, сильванит – $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_4$, петцит – Ag_3AuTe_2 , эмпрессит – AgTe , вольтскит – AgBiTe_2 , штютцит – Ag_5Te_3 , а среди селенидов: науманнит – Ag_2Se , а также значительно более редкие фишессерит – Ag_3AuSe_2 , богдановичит – AgBiSe_2 , агвиларит – Ag_4SeS , эвкайрит – AgCuSe . Ещё в большей степени распространены сульфиды серебра: аргентит ($\beta\text{-Ag}_2\text{S}$) и акантит ($\gamma\text{-Ag}_2\text{S}$), значительно более редки итенбогардит – Ag_2AuS_2 и петровскаит – $\text{Au}, \text{Ag}(\text{S}, \text{Se})$.

Таким образом, углеродистый геохимический барьер в окислительных средах области стабильности воды является восстановительным, выполняя функцию восстановления аурума из устойчивых в этих условиях его хлоридных и моногидросульфидных комплексов, а в полярной резковосстановительной обстановке нижней области разложения H_2O кардинально изменяет специализацию на окислительную, осаждая золото и серебро в виде их халькогенидов.

Литература

1. Акинфиев Н.Н., Зотов А.В., Шотт Ж. и др. Исследование растворимости хлораргирита в $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ флюиде при 400°C : эксперимент и термодинамическое описание // Геохимия. 1998, № 11. С.1133 – 1142.
2. Антропов Л.И. Теоретическая электрохимия. М.: Высшая школа, 1984. 519 с.
3. Борин Л.Л., Карелин Ф.И. Термодинамика окислительно-восстановительных процессов в технологии актиноидов. М.: атомиздат, 1977
4. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
5. Латимер В. Окислительное состояние элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: ИЛ, 1954. 398 с.
6. Перельман А.И. Закономерности концентрации рудных элементов на геохимических барьерах // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987, с.141-160.
7. Фомичев В.И. Специфика поведения золота и серебра в редокс-системах за пределами области термодинамической устойчивости воды // Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов. Материалы Международной научно-практической конференции “Сатпаевские чтения”. 16-17 апреля 2009 г. Алматы. 2009. С.379-385.
8. Фомичев В.И. Редокс-условия миграции и концентрации золота в гидротермальных системах – основа моделей золоторудных объектов // Материалы научной конференции, посвященной 100-летию Н.В. Петровской. М., 2010.
9. Фомичев В.И., Жаутиков Т.М. Поведение и формы миграции золота в процессах рудообразования Алматы, 200., 172 с.

О ГЛУБИННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕФТИ И НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Федоров Ю.Н.^а, Иванов К.С.^б, Ерохин Ю.В.^б, Биглов К.Ш.^б

^аООО КогалымНИПИнефть, Тюмень, Россия (FedorovYN@tmn.lukoil.com)

^бИнститут геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия (ivanovks@igg.uran.ru)

Изучение природы нефти - это основополагающий вопрос в геологии, имеющий и фундаментальное научное и практическое значение. Гипотеза глубинного происхождения нефти берет начало с работ Д.И. Менделеева и П. Бертелло и развивалась учеными России, Украины, США и другими [1-13 и др.]. Эта концепция основана на представлениях о том, что образование УВ (углеводородов) происходит в мантийных очагах вследствие неорганического синтеза. Образовавшиеся в мантии Земли УВ по глубинным разломам проникают в земную кору, где и образуют нефтегазовые месторождения. Анализ геологического строения гигантских месторождений УВ показывает, что путями крупномасштабной углеводородной дегазации мантии Земли являются преимущественно окраинные и внутренние рифты литосферных плит и другие зоны глубинных разломов фундамента осадочных бассейнов [2, 4, 5, 8, 10 и др.].

В последнее время в пользу представлений о глубинном происхождении нефти получены новые факты. Система Н-С, которой является природная нефть, метастабильна. При низких давлениях все тяжелые УВ нестабильны по отношению к метану и стехиометрическому количеству водорода. Метан не полимеризуется в тяжелые УВ при низких давлениях и любых температурах. Наоборот, увеличение температуры при низких давлениях увеличило бы скорость разложения тяжелых УВ молекул [11 и др.]. И термодинамические расчеты и эксперименты показали, что для синтеза углеводородных систем сходных по составу с природными необходима температура 700-1800°К и давление 15-80 кбар [6, 11-13 и др.]. Такие условия существуют в верхней

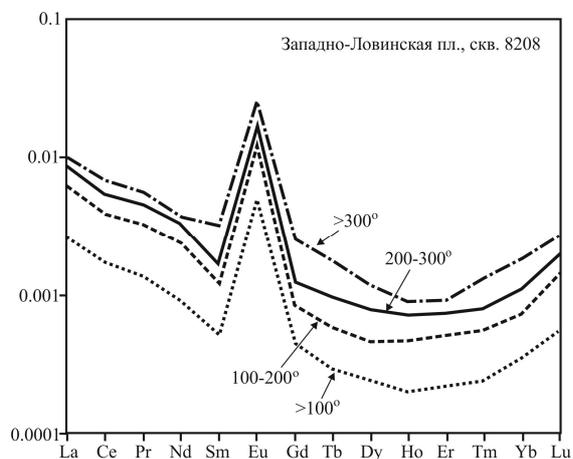
мантии Земли на глубинах 50-240 км. Экспериментальные работы последних лет, проведенные российскими, американскими, западноевропейскими и китайскими учеными [6, 13 и др.] показали возможность abiогенного синтеза углеводородов в глубинных (мантийных) условиях. Полученные результаты свидетельствуют о том, что из неорганических компонентов при высоких давлениях и температурах, сходных с термобарическими условиями верхней мантии Земли, синтезируется смесь углеводородов, сходная по своему составу с природной нефтью. Количество синтезированных тяжелых УВ возрастает при увеличении давления. Таким образом, тяжелые углеводородные молекулы, присутствующие в нефти, являются маркерами высоких давлений ее генерации.

Если нефть образовалась в мантии, сложенной, как известно, преимущественно ультраосновными породами, то логично предположить, что взаимодействие нефти и ультрамафитов должно отразиться на ее микроэлементном составе. Изучение неорганической геохимии нефти Западной Сибири и Татарстана методом ICP-MS (Element 2, группа Ю.Л. Ронкина, ИГГ УрО РАН) показывает, что нефти обладают крайне специфическим микроэлементным составом, не присущим более никаким другим веществам Земли. Главная геохимическая особенность нефти заключается в предельно низких содержаниях большинства микроэлементов, в том числе и РЗЭ (см. табл.). На диаграммах нормированных содержаний РЗЭ, заметной чертой их распределения в нефтях является преобладание легких лантаноидов над средними и тяжелыми ($La/Yb = 16-19$). Важной чертой нефти является ярко выраженная положительная европиевая аномалия, характерная для глубинных образований.

Таблица. Содержание РЗЭ в разных фракциях нефти Западно-Ловинского месторождения (скв. 8208).

г/г	>300°C	200-300°C	100-200°C	>100°C
La	0.002335	0.002074	0.001502	0.000635
Ce	0.004233	0.003368	0.002434	0.001076
Pr	0.000534	0.000432	0.000311	0.000128
Nd	0.001719	0.001541	0.001123	0.000420
Sm	0.000487	0.000246	0.000180	0.000077
Eu	0.001463	0.000951	0.000706	0.000281
Gd	0.000505	0.000246	0.000173	0.000091
Tb	0.000065	0.000035	0.000021	0.000011
Dy	0.000296	0.000194	0.000115	0.000059
Ho	0.000050	0.000040	0.000026	0.000011
Er	0.000149	0.000120	0.000085	0.000036
Tm	0.000033	0.000020	0.000014	0.000006
Yb	0.000300	0.000176	0.000117	0.000057
Lu	0.000068	0.000049	0.000036	0.000014
Sum	0.012236	0.009493	0.006842	0.002903

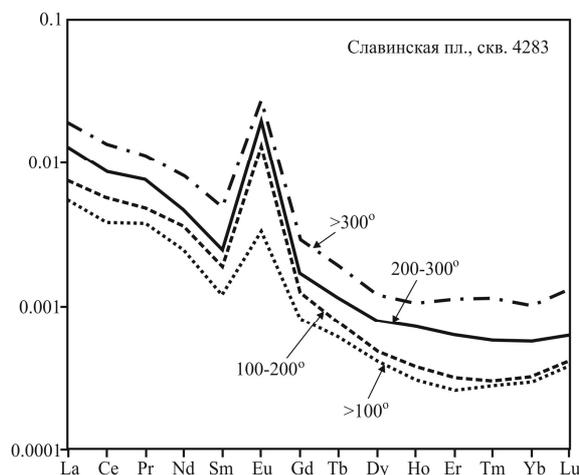
Примечание: масс-спектрометр Element 2

**Рис. 1.** Спектры распределения РЗЭ во фракциях нефти скважины 8208 Западно-Ловинского месторождения.

Эта аномалия сохраняется во всех фракциях нефти (см. рис. 1-2), притом, что содержания РЗЭ в тяжелых фракциях нефти примерно на порядок выше, чем в легких. Содержания в нефтях цезия, рубидия, стронция, циркония и платиноидов вполне сопоставимы с их концентрациями в ультрабазитах. На основании повышенных содержаний Ni, Co, Cr, V и др. также был сделан вывод об «ультрабазитовой» геохимико-металлогенической специализации нефти [7, 1 и др.] и поддержано предположение об её глубинном происхождении.

Нами совместно с учеными Института органического синтеза УрО РАН проведена серия экспериментов по массопереносу органических соединений из образцов

битуминозных аргиллитов баженовской свиты Северо-Покачевского, Южно-Ягунского и Тевлинско-Рускинского месторождений нефти Западной Сибири в синтезированные углеводороды и минерализованные термальные воды. Показано, что присутствие биомаркеров (УВ, сохранивших характерные черты исходных биоорганических соединений) в природных нефтях не является бесспорным доказательством органического происхождения нефти (как это рассматривается сторонниками органической, осадочно-миграционной гипотезы происхождения нефти), а вполне может быть приобретено исходно глубинными углеводородами при миграции через осадочные породы, содержащее органическое вещество [3].

**Рис. 2.** Спектры распределения РЗЭ во фракциях нефти скважины 4283 Славинского месторождения

Несмотря на то, что потенциальные ресурсы углеводородов Западной Сибири всегда оценивались очень высоко, в последнее время и добыча и запасы нефти стали постепенно уменьшаться. В определенной мере это связано и с тем, что традиционные подходы к поискам углеводородов стали, в какой то, мере себя исчерпывать. К тому же появились новые интересные данные о присутствии нефти в доюрском основании Западной Сибири (Рогожниковская площадь и др.) и новые, достаточно весомые доводы в пользу абиогенной природы нефти [2, 13 и др.]. Одними из главных задач должны быть разработки новых методик поисков месторождений УВ. Так, исходя из

глубинного происхождения нефти, весьма важным является картирование разломов фундамента. По сути уже сейчас развиваемые нами представления дают основания отказаться от такого, еще сравнительно недавно казавшегося незыблемым требования, как обязательное наличие «нефтематеринских толщ» в разрезе конкретного района для его промышленной нефтегазоносности. Необходимо также отметить, что из признания неорганической природы нефти никоим образом не следует необходимость и целесообразность поисков ее месторождений в фундаменте Западной Сибири на обширных площадях вне известных нефтеносных районов. Если бы там существовали значимые нефте-подводящие глубинные разломы, то нефть, благодаря ее легкости, должна была проявиться и в чехле. Таким образом, основной вывод совершенно другой: теория неорганической природы нефти обуславливает весьма высокую вероятность многоэтажности залежей в пределах ее месторождений, особенно крупных и суперкрупных. Поэтому первоочередными объектами являются нижние горизонты осадочного чехла и фундамента в пределах нефтеносных полей крупных месторождений. В этой связи можно лишь еще раз призвать директивные органы нашей страны отказаться от совершенно бесполезной (и более того – весьма вредной!) повсеместной практики передачи нефтедобывающим компаниям лицензионных участков с установленными ограничениями по глубине. Логика принятия решений здесь совершенно непонятна – трудно предполагать, что после завершения выработки месторождения нефтяной компанией, на эту уже истощенную территорию придет другая компания и будет заново оформлять и оплачивать лицензию, проводить разведку и т.п. По разным оценкам в связи с ограничениями по глубине теряется до 10% извлекаемых запасов ряда крупных месторождений.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 1 «Фундамен-

тальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа...», при частичной поддержке проектов УрО РАН 09-Т-5-1008, 10-35-09НДР.

Литература

1. *Зубков В.С.* Гипотезы происхождения тяжелых углеводородов и битумов в разновозрастных офиолитах // *Литосфера*, 2009. № 1. С. 70-80.
2. *Иванов К.С., Кучеров В.Г., Федоров Ю.Н.* К вопросу о глубинном происхождении нефти // *Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири*. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 160-173.
3. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Петров Л.А., Шишмаков А.Б.* О природе биомаркеров нефти // *Доклады АН*, 2010. Т. 432. № 2. С. 227-231.
4. *Краюшкин В.А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984. 176 с.
5. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.
6. *Кучеров В.Г., Бенделиани Н.А., Алексеев В.А., Кенней Дж.Ф.* Синтез углеводородов из минералов при давлении до 5 ГПа // *Доклады РАН* 2002. Т. 387. № 6. С. 789-792.
7. *Маракушев А.А. и др.* Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // *Доклады РАН* 2004. Т. 398. № 6. С. 795-799.
8. *Порфирьев В.Б.* Природа нефти, газа и ископаемых углей. Избранные труды. Т. 2. Абиогенная нефть. Киев: Наукова думка, 1987. 216 с.
9. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // *Доклады РАН*, 2007. Т. 414. № 3. С. 385-388.
10. *Шахновский И.М.* Происхождение нефтяных углеводородов М.: Геос, 2001. 72 с.
11. *Chekaliuk E.B., Kenney J.F.* The stability of hydrocarbons in the thermodynamic conditions of the Earth // *Proc. Amer. Phys. Soc.*, 1991, 36, 347.
12. *Giardini A.A., Melton Ch. E., Mitchell R.S.* The nature of the upper 400 km of the Earth and its potential as the source for nonbiogenic petroleum // *Petrol. Geol. J.* 1982. Vol.5, № 2, P.130-137.
13. *Kolesnikov A., Kutcherov V., Goncharov A.* Methane-derived hydrocarbons produced under upper-mantle conditions // *Nature Geosciences*. 2009. V. 2. P. 566-570.

СВЯЗЬ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ГЛОБАЛЬНЫМИ РИТМАМИ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ФАНЕРОЗОЕ

Хаин В.Е., Полякова И.Д.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (borukaeva@yandex.ru)

В фанерозойской истории Земли периодически возникали события океанской аноксии (СОА), с которыми связаны вспышки биопродуктивности планктона, сопровождавшиеся вымиранием групп более высокоорганизованных животных и растений. В такие моменты накапливались обогащенные органическим веществом и сульфидами отложения. Для краткости будем называть их углеродистыми металлоносными породами (УМП).

Некоторые исследователи [1,2,6,8 и др.] отмечали, что образованию горизонтов УМП предшествовали или протекали одновременно с ним вулканические извержения, которые могли заканчиваться формированием крупных магматических провинций. О значительном усилении роли вулканического источника во время накопления углеродистых металлоносных отложений свидетельствуют результаты изотопного анализа серы, молибдена, рубидия, стронция, осмия, неодима в породах и битумоидах [3,6-10].

Заключенная в УМП информация отражает две стороны процесса их возникновения: с одной, через изотопный состав микроэлементов выявляется связь с эндогенной составляющей, а с другой, через состав биомаркеров и некоторые прочие геохимические характеристики устанавливается связь со структурами липидов живого вещества и нефтями. Вполне вероятно, что подводные излияния лав служили спусковым крючком, приведшим в действие механизмы образования СОА и УМП [4].

В фанерозое углеродистые металлоносные отложения появляются многократно и имеют прерывисто-глобальное распространение. Их положение в геохронологической шкале соответствует границам нижнего–среднего кембрия, верхнего кембрия–ордовика, нижнего–верхнего ордовика, ордовика–силура,

силура–девона, концу среднего–верхнего девона (живет, верхний фран и верхний фамен), границам нижнего–среднего карбона, карбона–перми, перми–триаса, верхнему триасу (карний и норий), нижней юре (плинсбах и тоар), верхней юре (кимеридж и титон)–нижнему мелу (берриас и неоком), среднему мелу (апт и альб, сеноман и турон), концу мела, верхнему эоцену–нижнему олигоцену, миоцену [2]. Всего в палеозое, мезозое и кайнозое было установлено шестнадцать ярко проявившихся черносланцевых накоплений и СОА, некоторые из которых проявились двумя-тремя фазами.

Изменения структуры континентов и океанов обусловлены сложным комплексом эндогенных процессов, интенсивность которых получила полуколичественную оценку для подвижных поясов и кратонов [5]. Глобальный анализ распространения вулканитов даёт представление о соответствующих геодинамических обстановках геологического прошлого и тектоническом состоянии литосферы, а также о возможности возникновения некоторых аномальных явлений при её формировании. В числе таковых оказались события океанской аноксии. При этом выявилось, что образовавшиеся во время этих событий УМП на пассивных и активных континентальных окраинах различаются по концентрации $C_{орг}$.

Классические УМП, сформировавшиеся при дефиците кислорода в условиях сероводородного заражения, характеризуются высокими содержаниями планктоногенного органического вещества ($C_{орг}$ в среднем 5 %, в прослоях до 30 %). Эти отложения получили широкое развитие в осадочных бассейнах пассивных континентальных окраин и примыкающих к ним участках собственно континента. “Неклассические” УМП формировались при дефиците кислорода, но не всегда в

условиях сероводородного заражения. Они отличаются более низкими содержаниями $ОВ$ ($C_{орг}$ в среднем около 2.5 %, в прослоях до 10 %) и встречаются в бассейнах тыльных зон окраинных морей активных окраин и заливов трансформных окраин. Иногда в них формируются и классические УМП.

Сравнение распространенности УМП и вулканитов во времени проводилось для подвижных поясов и кратонов.

В подвижных поясах, отражающих эволюцию океанов, наиболее достоверными представляются бальные оценки распространенности вулканитов островодужных систем и краевых вулканоплутонических поясов. К сожалению, данные по толеитовым базальтам, представляющим датированную часть офиолитовых комплексов, не дают основание для отождествления временного диапазона формирования этих базальтов с общим процессом офиолитообразования. Поэтому о времени проявления рифтинга и спрединга в геологическом прошлом по этим данным можно судить весьма условно, и ориентироваться приходится преимущественно на глобальные реконструкции.

На графиках глобальной распространенности вулканизма в подвижных поясах выявлены пики его активности, разделенные спадами подобной деятельности, которая не прекращалась полностью ни в одну из эпох фанерозоя. Большая амплитуда этих колебаний исключает возможность существенных ошибок. В развитии островодужного вулканизма выделяется девять максимумов, а наземного вулканизма окраинно-континентальных поясов семь.

Стратиграфические уровни локализации горизонтов УМП практически совпадают непосредственно с пиками или с верхней частью плеча пиков вулканической активности прежде всего островодужных систем. Эту закономерность в меньшей степени подтверждает деятельность наземных вулканоплутонических поясов. Известно, что оба процесса протекают в обстановке сжатия, а их максимумы

определяют эпохи тектогенеза, которые практически все имеют глобальное значение, проявляясь в разных, часто удаленных друг от друга регионах. То же самое можно сказать об УМП, которые не всегда представлены в классическом виде. При этом количество соответствующих им СОА и количество эпох тектогенеза в фанерозое одинаковое и равно шестнадцати.

На графике офиолитообразования фиксируется шесть пиков, из которых самый крупный и, вероятно, наиболее достоверный соответствует позднеюрско-раннемелому времени, когда активизировались процессы растяжения и проходило масштабное 3-х фазное образование классических УМП.

Для кратонов на основе анализа изменений интенсивности рифтогенеза, траппообразования и щелочного магматизма выявилась безусловная корреляция главных максимумов тектонической и магматической активности во времени. На фоне весьма стабильных тектонических режимов, существовавших десятки миллионов лет, выделяются три максимума резкого усиления эндогенной активности – средний-поздний девон, пермь-ранний триас и поздняя юра-ранний мел. Несколько слабее, но достаточно стабильно выражен ещё один глобальный незавершённый максимум олигоцен-современной эпохи.

С выделенными максимумами эндогенной активности на кратонах связаны самые большие площади распространения обогащенных планктоногенным органическим веществом и металлами отложений, которые относятся к классическим УМП. Они возникали в условиях растяжения одновременно или спустя короткое время после формирования магматических провинций. Такие отложения широко распространены на пассивных континентальных окраинах, где они образовались на рифтовой и спрединговых стадиях развития океанов.

Итак, образование горизонтов УМП в фанерозое связано с шестнадцатью СОА, которые совпадают по времени с глобальными ритмами эндогенной

активности. Главными возбудителями усиленной биопродуктивности планктона и возникновения УМП и СОА служили спрединговый, трапповый и островодужный магматизм преимущественно базальтового состава.

Данное исследование поддержано Программами № 23 Президиума и № 9 ОНЗ РАН.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Мантийные супер-плюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797-800.
2. Неручев С.Г. Периодичность крупных геологических событий фанерозоя // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 493-511.
3. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазо-носных провинций // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 4. С. 524-529.
4. Полякова И.Д. Горизонты углеродистых металлоносных пород – геологические метки событий океанской аноксии в фанерозойской истории Земли // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС. 2009. Т. 1. С. 90-94.
5. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 40-63.
6. Ehrenberg S.N., Svånå T.A., Swart P.K. Uranium depletion across the Permian-Triassic boundary in Middle East carbonates: signature of oceanic anoxia // AAPG Bull. 2008. V. 92. № 6. P. 691-707.
7. Meyer K.M., Kump L.R., Ridgwell A. Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction // The Geological Society of America Bull. 2008. V. 36. № 9. P. 747-750.
8. Pearce C.R., Cohen A.S., Coe A.L., Burton K.W. Molybdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the Early Jurassic // The Geological Society of America Bull. 2008. V. 36. № 3. P. 231-234.
9. Robinson S.A., Clarke L.J., Nederbragt A., Wood I.G. Mid-Cretaceous oceanic anoxic in the Pacific Ocean revealed by the Calera Limestone, California, USA // Geological Society of America Bull. 2008. V. 120. № 11/12. P. 1416-1427.
10. Turgeon S.C., Creaser R.A. Cretaceous oceanic anoxic events 2 triggered by a massive magmatic episode // Nature. Letters. 2008. V. 454. P. 323-326.

АККРЕЦИОННО-ОБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УРАЛО-КАЗАХСТАНСКОЙ И СИБИРСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ РАННИХ СТАДИЙ ЕГО ЗАКРЫТИЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ — РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

Хаин Е.В.

Геологический институт РАН, Москва, Россия (khain@ginras.ru)

Рассмотрены черты сходства и различия в строении и истории формирования крупных мафит-ультрамафитовых поясов Полярного Урала, Западной Монголии и Восточного Саяна, Северного Прибайкалья.

Офиолиты Полярного Урала включают дуниты и гарцбургиты, дунит-пироксенит-габбровый комплекс, диабазы параллельных даек с ассоциирующими плагиогранитами, оценка возраста которых по цирконам составляет 490 ± 7 млн лет [1]. Офиолитовый комплекс деформирован, метаморфизован и интродуцирован крупными телами верлитов и габбро и исключительно свежими габброноритами. Эти крупные массивы хорошо обнажены на восточном склоне Полярного Урала. На уровне состава пород петро- и геохимические характеристики габброидов офиолитового комплекса и интродуцирующих его массивов близки. Однако в клинопироксенах двух групп пород четко проявлены различия в уровне концентраций элементов-примесей, причем клинопироксены габброидов офиолитового комплекса близки к клинопироксенам, кристаллизовавшимся в равновесии с базальтовыми расплавами срединно-океанических хребтов. Клинопироксены габброидов плутонических тел проявляют более низкий уровень концентраций РЗЭ, а также высокочarged элементов, и положительную аномалию Sr. Согласно оценкам возраста кристаллизации цирконов из габброидов трех массивов, расположенных в разных частях пояса, образование пояса происходило около 450 млн лет назад [2]. В районах Полярного Урала также развит крупный Хордьюс-Дзеляюсский комплекс основных гранулитов. Породы этого комплекса непосредственно контактируют с дунитами и гарцбургитами комплекса офиолитов. U-Pb методом по цирконам возраст

гранулитового метаморфизма оценивается в 580 млн лет [3].

На территории Западной, Северной Монголии и Восточного Саяна нами совместно с А.С.Гибшером и А.Э.Изохом ранее была выделена Дариб-Шишхид-Гарганская зона обдукции окраинноморских и островодужных комплексов, включающих офиолиты, на край Центрально-Монгольского и Хамардабанского микроконтинентов [4, 5]. На примере хребта Дариби Западной Монголии и района юга Восточного Саяна установлено, что пакет аллохтонных пластин, в том числе полные офиолитовые “разрезы”, залегают на гранито-метаморфических комплексах, включающих гранито-гнейсовые купола, частично эродированного автохтона. Массивы гранитоидов, а также габброиды дарибского интрузивного комплекса расположены на границе автохтона и аллохтона, а также внутри гнейсов, в этих случаях – это дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы с роговообманковыми габброидами в краевых частях. Массивы интродуцируют и нижние части офиолитовых аллохтонов. Кристаллизация плагиогранитов Дарибской офиолитовой ассоциации, согласно U-Pb изотопным данным по цирконам происходила около 570 млн лет назад, а габброидов Дарибского интрузивного комплекса, согласно Sm-Nd изохронному определению – около 470 млн лет назад. Габбро интрузивного комплекса характеризуются повышенными содержаниями Ti, Mg и щелочей. В наиболее эродированных частях куполов обнажаются гранулиты с возрастом около 500 млн лет (U-Pb данные по цирконам) [6]. Сходная геологическая ситуация наблюдается и в районах Восточного Саяна, в районе Гарганской глыбы, только возраст

офиолитов определен тремя изотопными методами в 1000 млн лет. Интересно, что в гранито-гнейсах содержится два комплекса цирконов, цирконы с возрастом порядка 470 млн лет и цирконы с возрастом порядка 1900 млн лет. В поле распространения пород Гарганской глыбы, по данным И.К.Козакова, также обнаружены гранулиты.

В Северном Прибайкалье, в Кичерской зоне выявляются совместные деформации габброидов, ассоциирующих с гранулитами, и офиолитов, отмечаются отдельные тела метаперидотитов. Нами здесь выявлены четыре ассоциации горных пород: гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс, высокотитанистые габброиды, пироксенит-троктолитовый комплекс полуострова Тонкий Мыс и интродуцирующие все перечисленные образования субвулканические тела гранитоидов. Проведено комплексное геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение всех перечисленных комплексов пород классическим U-Pb методом и методом ICP MS [7]. Все полученные оценки возраста эндербитов и связанных с ними пород попали в интервал 603-620 млн лет, что дает возможность говорить о региональном проявлении гранулитового метаморфизма и соответствующего магматизма в середине вендского времени. Судя по имеющимся данным параллельно с с породами этой ассоциации кристаллизовались породы троктолит-габбрового комплекса отвечающие менее глубинному уровню литосферы. Получена оценка возраста в 591 ± 3 млн лет для недеформированных и неметаморфизованных секущих гранитоидов. Все эти данные показывают, что формирование аккреционного пояса в этом регионе за счет совмещения реликтов систем разного происхождения в этом регионе завершилось к 600 млн лет.

Таким образом, на приведенных примерах видно, что главными особенностями аккреционно-обдукционных зон является присутствие, наряду с офиолитами и связанными с ними комплексами метаморфических и магматических формаций разных стадий и

возраста. Очень часто это полиметаморфические зональные комплексы, в том числе высокоградиентные, в которых метаморфизм пород доходит до гранулитовой фации. Характерно также присутствие глубинных зональных ультрабазит-базитовых интрузий. Для выяснения механизма этого процесса мы изучили данные по сходным комплексам в регионах Папуа-Новой Гвинеи, Южной Чили, Аляски, Калифорнии, Скандинавских Каледонид и Аппалач.

Мы полагаем, что появление постобдукционных мафит-ультрамафитовых комплексов различных типов – результат отрывов субдуцируемых слэбов и вследствие этого - возникновения астеносферных окон под континентальными окраинами, испытавшими обдукцию офиолитов или аккрецию комплексов активной континентальной окраины. К такой ситуации могли привести столкновения со спрединговыми хребтами, фрагментами океанских плато или отмерших вулканических дуг. Нам представляется, что такая ситуация была достаточно распространенной на окраинах Палеоазиатского и Палеоатлантического океанов в разные промежутки времени.

На протяжении истории развития Палеоазиатского океана отмечаются различия в развитии западной и восточной (в современных координатах) его окраин. Западная Урало-Таримско-Казахстанская окраина в течение всего неопротерозойского времени остается пассивной, для нее реконструируются также рифтогенные обстановки. В восточной (в современных координатах) части океана в начале неопротерозоя на отдельных участках уже развивались активные континентальные окраины. Об этом свидетельствует тот факт, что Сибирский континент и Центрально-Монгольский микроконтинент обрамляются позднерифейско-вендскими офиолитовыми поясами, согласно новым данным, можно выделить офиолитовые комплексы с возрастными 1000 млн лет, 830 млн лет, 700-670 млн лет и 570 млн лет фрагменты

которых находятся либо в аллохтонном залегании, либо выступают из под чехла более молодых образований [5, 8, 9, 10]. С комплексами офиолитов ассоциируют островодужные вулканиты и осадочные комплексы задуговых бассейнов. Существование такого Циркумсибирского пояса свидетельствует о том, что Сибирский континент был уже в позднерифейское время отделен от других континентов океанским пространством или проливом. В качестве такого пролива мог выступать Палеоуральский океан. Через сутуру Полярного Урала в неопротерзойское время могли соединяться Палеоазиатский и Палеоатлантический океаны (Япетус).

Следующим важным этапам формирования океана был интервал времени 650-510 млн лет. Этот этап характеризуется резким усложнением океанского пространства. В это время происходит отмирание крупной системы вулканических дуг, закрытие связанных с ними бассейнов и аккреция фрагментов этих комплексов к краям континентов и микроконтинентов, обдукции первых офиолитов. Все эти события происходят на фоне заложения новых зон субдукций и открытия новых окраинных бассейнов. Устанавливаются два основных времени образования этих комплексов 590-570 и 530-540 млн лет. В результате этих процессов к середине кембрия Палеоазиатский океан превращается в сложную систему котловин с океанской корой, островодужных систем и микроконтинентов с терригенно-карбонатным чехлом. В это время строение обеих частей палеоокеана было сходным с современной ситуацией, сложившейся к востоку и северу от Австралии.

Конец кембрия – начало ордовика характеризуется проявлением противоположных процессов в развитии различных частей Палеоазиатского океана.

В позднем кембрии – ордовике западная часть ПАО представляла собой активную окраину Западно-Тихоокеанского типа, где происходило раскрытие бассейнов с корой океанского типа и развитие систем вулканических дуг. В восточной части это

время коллизии островных дуг и микроконтинентов, закрытия междуговых бассейнов. При этих процессах здесь возникают области двух типов: амагматичные субдукционно-аккреционные области с флишоидным осадконакоплением (Горный и Монгольский Алтай и Западный Саян) и коллизионно-обдукционные (Тува, Восточный Саян, Западная и Северная Монголия, Прибайкалье) с максимальной концентрацией микроконтинентов. Здесь на протяжении позднего кембрия – раннего ордовика происходят процессы коллизии срединных хребтов и вулканических дуг с микроконтинентами и континентами, сопровождающиеся обдукцией офиолитов, интенсивным коровым и корово-мантийным магматизмом, высокотемпературным метаморфизмом и сдвиговыми деформациями.

Новые данные, полученные на Полярном Урале подтверждают существование долгоживущего Палеоазиатского океана, существовавшего, по крайней мере с рубежа в 1100 млн лет. На протяжении этой длительной истории его западная Урало-Казахстанская и восточная Сибирско-Монгольская (в современных координатах) окраины развивались по разному сценарию, хотя и имели сходные периоды в истории. Урал, в свете новых данных, представляет собой, по всей видимости, гетерогенное сооружение, его южный и средний сегменты развивались по западному, казахстанскому сценарию развития, в то время как история развития Полярноуральского сектора Урала близка к истории Монгольско-Саянско-Енисейской части Азиатского пояса.

В структуре Урало-Монгольского пояса выделены неопротерзойские – раннепалеозойские аккреционно-обдукционные зоны; индикаторными комплексами этих зон являются: (1) мантийные ультрамафит-мафитовые интрузии, гранулитовый метаморфизм на глубинном уровне литосферы; (2) гранито-гнейсовые купола, крупные офиолитовые аллохтоны, прорывающие их ультрамафит-мафитовые интрузии, повышенный фон

регионального метаморфизма на более высоком уровне эрозионного среза.

Сопоставление полученных материалов с данными по современным активным окраинам показывает, что возникновение рассматриваемых зон связано, по всей видимости, с ситуацией косоугольного столкновения спрединговых хребтов с краями континентов и микроконтинентов, все это сопровождается обдукцией офиолитовых аллохтонов, отрывом субдуцируемой плиты, возникновением астеносферных окон, интенсивными движениями по системе сдвигов вдоль континентальных окраин. Эти процессы завершаются утолщением коры, общим подъемом и эрозией территории.

Приведенные данные показывают, что структурные перестройки и магматические и события, связанные с возникновением астеносферных окон на активных континентальных окраинах, играют значительно более важную роль в становлении литосферы подвижных поясов, чем предполагалось ранее.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ проект № 08-05-01022.

Литература

1. Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.-П. и др. U-Pb возраст плагиогранитов Войкар-Сыньинского офиолитового комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН Т.419, № 4, С. 524–529.
2. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // Доклады РАН 2010, Т. 434, № 2, С. 238–242.
3. Remizov D., Pease V. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs 30. Ed. by Gee D.G. and Pease V. London: GSL, 2005, P. 107–123.
4. Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Доклады РАН 1995, Т. 341, № 6, С. 791–796.
5. Khain E.V., Bibikova E.V., Salmikova E.B., Kröner A. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research, V. 122, P 329–358.
6. Федотова А.А., Аносова М.О., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Орлова А.В. Этапы геологического

развития Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010, С. 136–138.

7. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника 2002, № 2, С. 80–92.
8. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planet. Sci. Lett., 2002, V. 199, P. 311–325.
9. Pfänder J.A., Jochum K.-P., Kozakov I., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002, V. 143, P. 154–174.
10. Kuzmichev, A., Kröner A., Hegner E., Liu D. Y., and Wan Y. S. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Precambrian Research, 2005, V. 138, P. 125–150.

СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КAVКАЗА, ПРЕДКАВКАЗЬЯ И УРАЛО-АР АВИЙСКОЙ ЗОНЫ ПРОГИБОВ

Харченко В.М., Котенёв В.В.

СевКавГТУ, Ставрополь (gng@ncstu.ru)

По прямым и косвенным признакам в геологическом строении на поверхности осадочных бассейнов выделяются структуры центрального типа как с ярко выраженной генетической принадлежностью (вулканоплутонические, тектоногенные, метеоритные), так и «неопознанные» геологические объекты, которые не вписываются в традиционные представления и требуют особого объяснения своего происхождения.

Структуры центрального типа (СЦТ) или кольцевые структуры представляют собой современные, новейшие или древние флюидодинамические системы с характерными концентрическими и радиальными зонами разломов, трещин или даек конической формы, с обязательной центральной симметрией – в форме круга в плане и конуса, реже цилиндра, в объеме. Эти различные по размеру структуры, от десятков метров до первых тысяч километров в диаметре, образовались как в результате импульсной разрядки тектонических напряжений (что было известно и ранее), так и в результате постоянного действия современных нормальных и максимальных касательных напряжений (направленных к нормальным под углом в 45°).

Для всех кольцевых структур, согласно распределению максимальных касательных напряжений под углом 45° к нормальным, очевидно простое соотношение $R=H$, т.е. соответствие их радиуса глубинам центров возмущения – геолого-геофизическим неоднородностям в разрезе или точкам импульсного или постоянного высвобождения энергии. Эта закономерность подтверждается данными А.И. Петрова (1967 г.), который на основании конкретных количественных параметров по кольцевым интрузивам вывел подобную зависимость $R=H-h$, где h

– максимальная глубина до подошвы интрузии. Выявленная закономерность потенциально позволяет строить геолого-тектонические модели на основе интерпретации структур центрального типа, имеющих проявления на дневной поверхности.

Универсальный механизм образования структур центрального типа, а также соответствие их радиусов глубинам энергогенерирующих центров объясняется законом скалывающих напряжений, возникающих при распространении нормальных и максимальных касательных напряжений. Отражение в рельефе земной поверхности морфоструктур центрального типа зависит от градиента скорости вертикальных движений и характера разрядки тектонических напряжений, импульсных или постоянно действующих. Современная гидросеть и другие элементы ландшафта являются надежными индикаторами характера вертикальных тектонических движений и служат основными признаками выделения СЦТ различного ранга, что наглядно подтверждается последними данными М.В. Щепина и др. (2007г.).

Основным источником тектонических напряжений в мантии и земной коре является архимедова сила, возникающая в условиях разности плотностей магматического вещества на границе ядра и мантии, астеносфере и в горных породах типа солей, а также в скоплениях углеводородов. Дифференциация вещества по плотности в мантии происходит в основном за счет центробежных сил при вращении Земли вокруг своей оси, Солнца и центра Галактики.

В плане прогноза нефтегазоносности перспективными являются центральные и периферические части СЦТ, зоны растяжения субмеридионального

направления, а также узлы пересечения радиальных и кольцевых разломов. Эти зоны и участки земной коры представляют собой не что иное, как зоны повышенной проницаемости.

Наиболее перспективными являются СЦТ с минимальными градиентами вертикальных тектонических движений, которые на земной поверхности диагностируются по характерному центробежному или центростремительному рисунку современной гидросети, приурочиваясь к различным по размеру структурам растяжения в земной коре.

В плане сейсмологии локальные очаги землетрясений приурочиваются к центральным и периферийным частям СЦТ с максимальными градиентами вертикальных тектонических движений, к узлам пересечения радиальных и концентрических разломов. Региональные очаги оцениваются размером основной структуры центрального типа, характерной для исследуемого региона.

Представляя СЦТ как подвижные флюидодинамические системы, предполагается образование электромагнитных процессов в недрах Земли, аналогичных грозовым явлениям на границе атмосферы и земной поверхности и отдельно в атмосфере. Такие представления о землетрясениях, связанные с разрядкой электрических напряжений, автором излагается впервые. В литературе, как известно, описываются землетрясения, связанные с разрядкой или упругой отдачей механических напряжений в пределах тектонических нарушений (Певнев А.К., 2003г.); СЦТ в этой связи не упоминаются.

Рассматриваемая модель очагов землетрясений представляется вероятным, что в зонах сжатия возникают термобарические условия, как для разрядки напряжений, так и генерации УВ, которые после своего образования мигрируют в соседние зоны растяжения и при соответствующих условиях, возможно, формируют скопления нефти и газа (при наличии коллекторов и покрышек). На основе результатов дешифрирования АКФС (аэрокосмических фотоснимков) и

анализа геодезических данных о градиентах горизонтальных и вертикальных движениях земной коры возможно прогнозировать районы нефтегазоаккумуляции.

По данным о гравитационном потенциале полученных в результате космической съемки, выделяется Урало-Аравийская зона прогибов с рядом структур центрального типа (Волго-Уральская, Каспийская и др.) регионального плана. Проведена их интерпретация на предмет перспектив нефтегазоносности и отмечена приуроченность местоскоплений УВ к геодинамическим центрам, зонам растяжений и узловым точкам (зонам субвертикальной деструкции).

Наиболее подробно изучена Нурин-Хагская СЦТ, ее геолого-тектоническая модель, построенная по данным бурения, геофизических и геохимических исследований. Отмечается, что по основным характеристикам она является близким аналогом известного нефтяного месторождения Тенгиз в Казахстане. В пределах этой структуры рекомендуется бурение разведочной скважины на глубину порядка 4 км, где перспективными на нефть и газ предполагаются рифогенные известняки башкирского яруса среднего карбона.

Литература

1. Айрапетян С.А., Истратов И.В. Новые направления поисков скоплений жидких углеводородов с позиций рудной геологии. Отечественная геология №1, 2003. – с. 28-30
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики – М.: Недра, 1975
3. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфоструктуры центрального типа и глубинные геофизические разделы. Доклад АН СССР 1982, №265, №3. – с.667-669
4. Гаврилов В.П. и др. О миксгенетических условиях образования углеводородов в тектонически активных областях // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2004, – с.103-105
5. Клушин И.Г. Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте // Международный геологический конгресс

- XXVI сессия / Доклады советских геологов
– М. Наука, 1980, – с.57-64
6. Лаврова А.И., Пронин А.П., Собисевич А.Л. Ставропольская глубинная кольцевая структура (Северный Кавказ), геодинамическая позиция, флюидная активность, природные риски // Современные методы геолого-геофизического мониторинга на территории Северного Кавказа. – Москва-Нальчик, 2005, – с.174-192
7. Смирнова М.Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения. Геология нефти и газа, №9, 1997, – с.1-6
8. Харченко В.М. Природа структур центрального типа и закономерности распространения залежей углеводородов локальных и региональных очагов землетрясений // Вестник Северо-Кавказского технического университета, 2006, №2(6) – с.48-53

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Харькина М.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1 (kharkina@mail.ru)

В науках геологического цикла существует три геодинамики, изучающих геологические процессы [2]: «большая геодинамика», исследующая причины, движения и деформации земной коры, мантии и ядра, инженерная геодинамика, являющаяся научным направлением инженерной геологии и исследующая современные и прогнозируемые геологические процессы в верхних горизонтах земной коры в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью и, наконец, экологическая геодинамика, призванная оценить влияние на живое геологических процессов как с позиции возникновения возможных кризисов и катастроф, так и комфортности проживания человека и существования всего живого.

Экологическая геодинамика как научный раздел экологической геологии наряду с экологическим ресурсоведением, экологической геохимией и экологической геофизикой была выделена в 1997 г. [1]. Она опирается на знания геологических наук о природных и антропогенных геологических процессах с учетом их влияния на условия существования биоценозов, включая человеческое сообщество. Экологическая геодинамика исследует морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи, связанные с изучением воздействия природных и антропогенных геологических процессов на биоту как с позиций оценки возможных катастроф, так и комфортности ее проживания.

Объектом экологической геодинамики выступает комплекс природных и антропогенных геологических процессов, определяющих современную динамику литосферы, особенности формирования ее экологической геодинамической функции

и влияющих на условия существования и развития биоты.

Предметом экологической геодинамики являются знания (система данных) о закономерностях развития природных и антропогенных геологических процессов, определяющих геодинамическую экологическую функцию литосферы. При этом рассматриваются особенности ее проявления в системе "литосфера - биота (включая человека)" или "литотехническая система - биота (включая человека)".

Под геодинамической экологической функцией литосферы понимают функцию, отражающую свойства литосферы влиять на состояние биоты, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные геологические процессы. Эта функция формируется комплексом катастрофических, опасных, неблагоприятных и благоприятных геологических процессов разного генезиса и разной интенсивности (рис. 1).

Катастрофические геологические процессы представляют непосредственную угрозу жизни и характеризуются неопределенностью момента возникновения и высокой интенсивностью проявления [3]. К ним относят землетрясения, извержения вулканов, цунами, нагоны, наводнения, оползни, сели, обвалы, провалы и др. Непосредственная угроза жизни человека возникает только при максимальной интенсивности проявления процесса (скорости, амплитуде, высоте подъема, радиусе действия и др.). Опасные процессы (засуха, опустынивание, эрозия, карст и другие) также угрожают жизни, но их проявление растянуто во времени. Это процессы длительного действия, с продолжительным периодом подготовки,

как правило, с отдаленными и опосредованными экологическими последствиями как для человека, так и всего живого. При полномасштабном их проявлении ранее существовавшие почвенные биоценозы постепенно погибают и на смену им приходят другие, в ряде случаев более примитивные виды мезо- и микробиоты. *Неблагоприятные* геологические процессы (заболачивание, суффозия, пучение, наледообразование, морозобойное растрескивание и др.), не представляющие непосредственной угрозы для жизни, негативно воздействуют на условия жизнедеятельности человека через деформацию и осложнение эксплуатации инженерных сооружений, а на существование биоты влияют через деградацию почв. *Благоприятные* процессы позитивно влияют на условия существования биоты и, как правило, опосредовано на комфортность проживания человека. Представителями этого типа процессов являются выветривание (без которого невозможно формирование почв), аккумуляция (расширяющая ресурс геологического пространства за счет увеличения площади суши), увлажнение и осушение.

Эколого-геодинамические условия определяют уровень воздействия геологических и других природных процессов на живые организмы. Их оценка требует дифференцированного подхода к состоянию отдельных представителей биоты [4]. Существуют различия в пространственном распространении и списочном составе природных процессов, угрожающих жизни человека и растений. *Антропоцентрический подход* к оценке

эколого-геологических условий позволил установить, что массовая гибель людей на территории России возможна при полномасштабном проявлении наводнений, землетрясений, цунами и селей (рис. 2). Список природных процессов и явлений, приводящих к единичным человеческим жертвам и большим материальным потерям существенно длиннее и включает, помимо вышеупомянутых явлений, еще и смерчи, нагоны, оползни, карстовые провалы и экстремально низкие температуры (рис. 3). *Фитоцентрический подход* выявил другой перечень природных процессов, угрожающих массовой гибели растений. В него входят засухи, смерчи, интенсивные дожди, пыльные бури, градобития, пожары на торфяниках, сели и смерчи (рис. 4).

Различия в тяжести экологических последствий обусловлены реакцией растений и человека на длительность воздействия геологических процессов. Для растений опасность убывает с уменьшением времени воздействия процессов: длительное затопление или засоление земель опаснее, чем кратковременное проявление землетрясений, даже большой интенсивности. Для человека же эта зависимость часто обратная: длительно действующие процессы могут не представлять непосредственной опасности, так как используя достижения научно-технического прогресса, их пагубных последствий можно избежать с помощью природоохранных мероприятий, либо путем предупреждения и эвакуации населения.



Рис.1. Структура геодинамической экологической функции литосферы

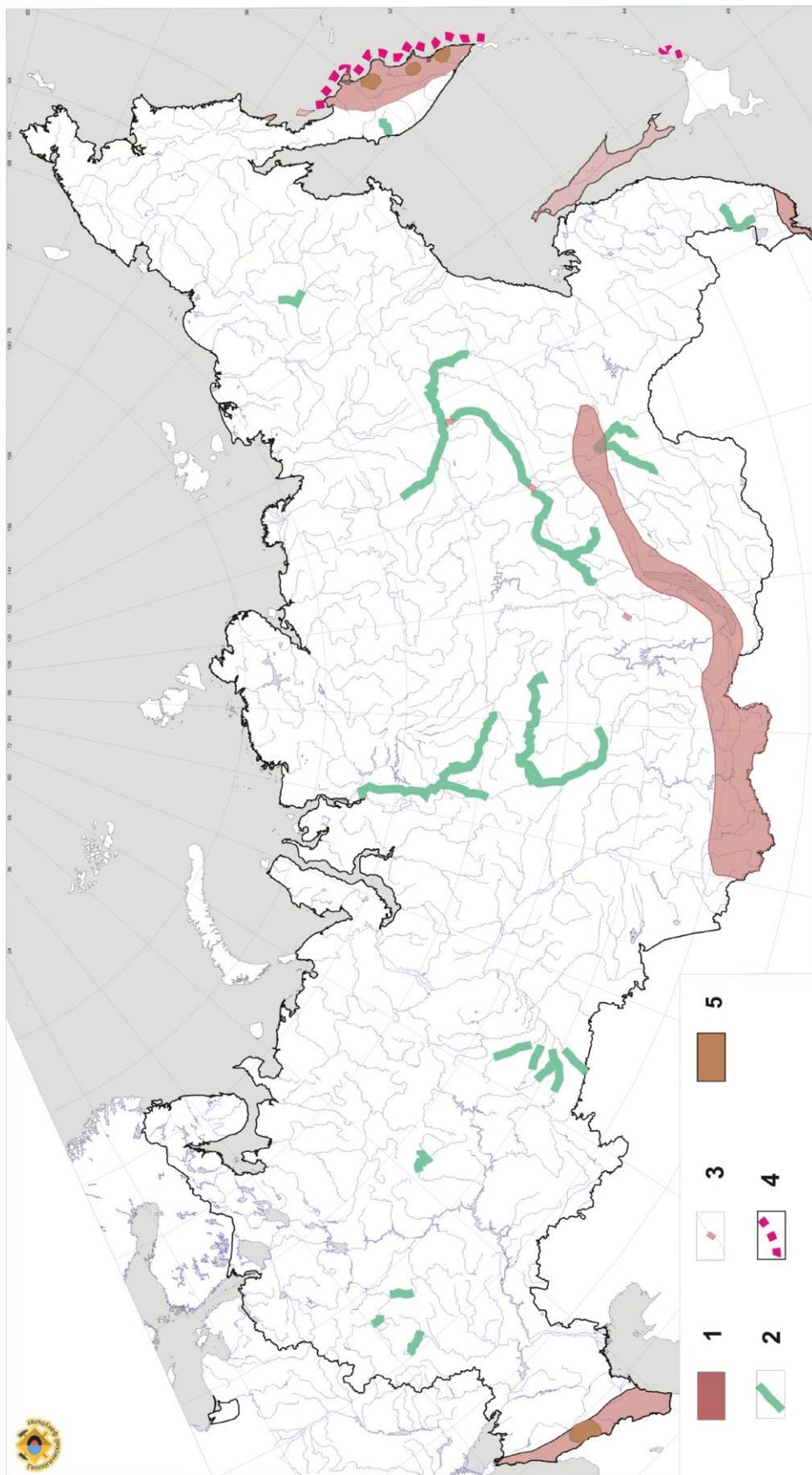
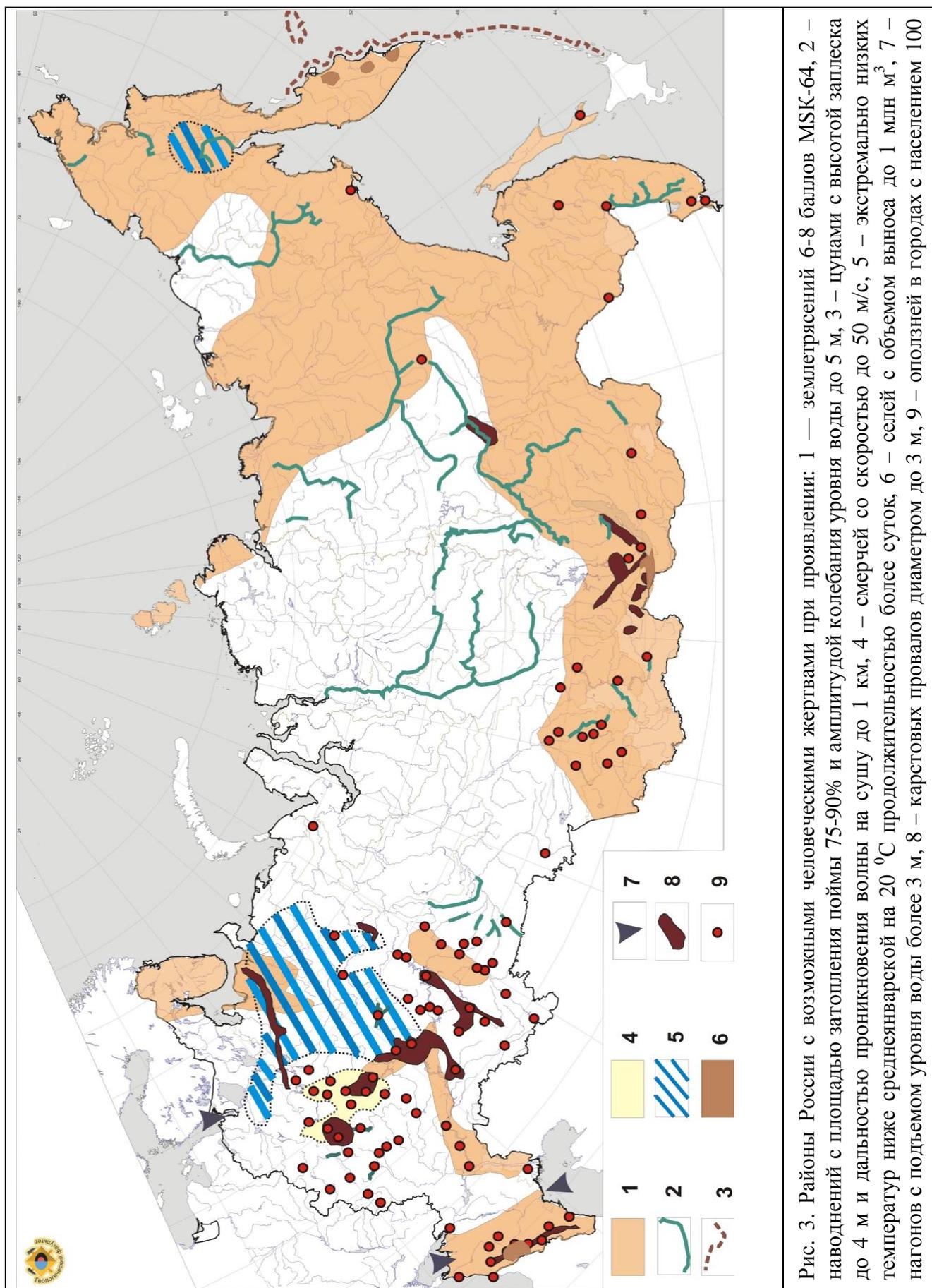


Рис.2. Районы с возможными массовыми человеческими жертвами при проявлениях: 1 — землетрясений свыше 9 баллов MSK-64, 2 — наводнений с площадью затопления до 90 % и амплитудой колебания уровня воды больше 5 м, 3 — ледовых заторов в населенных пунктах высотой более 5 м, 4 — цунами с высотой заплеска выше 4 м и дальностью проникновения волны на сушу до 2 км, 5 — селей с объемом выноса до 1 млн м³.



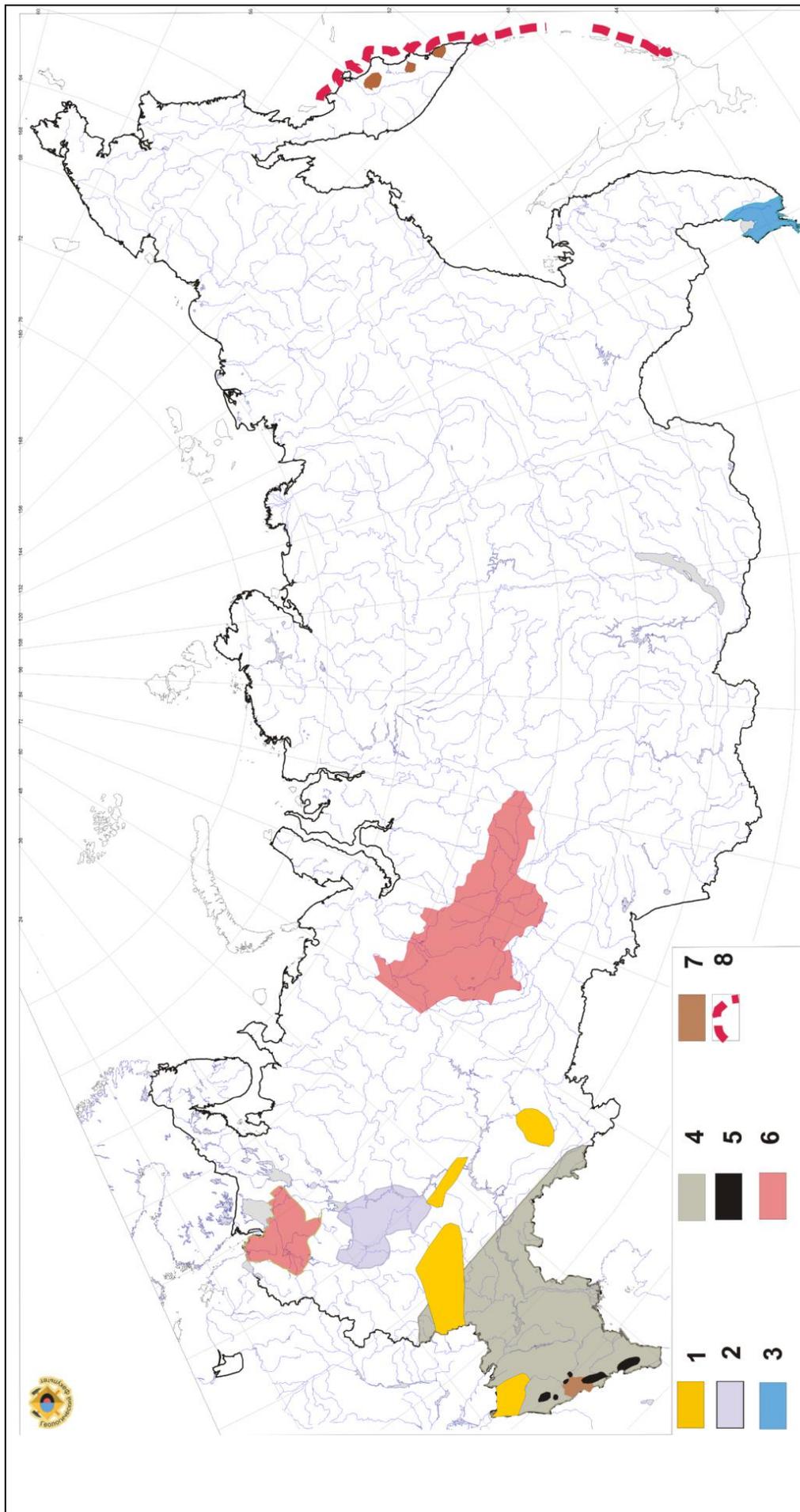


Рис. 4. Районы России с возможной массовой гибелью растений при проявлениях: 1—засух с температурой на 20 °С выше среднеиюльской в течение 1 дня, 2 – смерчей со скоростью ветра больше 50 м/с, 3 – дождей интенсивностью больше 178 мм в сутки, 4 – пыльных бурь со скоростью больше 1 м/с и продолжительностью больше 6 час., 5 – градобитий с площадью поражения 1 тыс.га и размером градин больше 20 мм, 6 – пожаров на торфяниках при загорфованности больше 30%, 7 – селей с объемом выноса больше 1 млн м³, 8 – цунами с дальностью проникновения волны на сушу до 1 км.

В заключении подчеркнем, что дисциплина «Экологическая геодинамика» входит в Государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования специальности «Экологическая геология». Она читается студентам и магистрантам специальности «Экологическая геология», а также всем студентам геологам в классических университетах страны как раздел дисциплины «Экологическая геология».

Литература

1. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ. 368 с.
2. Трофимов В.Т. О трех геодинамиках в геологии // Проблемы инженерной и экологической геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 2006. С.7-10.
3. Трофимов В.Т., Харькина М.А., Григорьева И.Ю. Экологическая геодинамика: учебник. М.:КДУ, 2008. 473 с.
4. Харькина М.А. Современные геологические и другие природные процессы как причина чрезвычайных и катастрофических событий в России // ГеоРиск, № 2, 2009. С.44-49.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ-НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ****Хераскова Т.Н.^а, Каплан С.А.^б, Галуев В.И.^б**^а Геологический институт Российской академии наук, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7^б ВНИИ Геосистем, 113105, Москва, Варшавское шоссе, 4 (kheraskova@ginras.ru)

Новые данные получены в ходе геологической интерпретации региональных сейсмических разрезов (СБ-1, Востоки 10, 12, 15, 16), которые пересекли в субширотном и субмеридиональном направлении эпибайкальский Касский блок Западно-Сибирской плиты и зону его сочленения с эпипалеозойскими структурами.

Касский блок расположен непосредственно западнее Енисейского кряжа. Предполагается, что под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты эта структура прослеживается далеко на север, вплоть до Таймыра и полуострова Ямал. Большинство исследователей относит эту территорию к Сибирской платформе с архейско-протерозойским эпикарельским фундаментом, не учитывая того, что она располагается западнее Приенисейской (Исаковской) офиолитовой сутуры. Это объясняется тем, что в пределы Касского блока прослеживаются эвапоритовые поздневендско-раннекембрийские отложения столь характерные для Сибирской платформы. Анализ региональных сейсмических разрезов позволяет говорить о гораздо более сложной картине.

Более вероятно, что фундамент Касского блока представляет собой погруженный в венде-палеозое автохтонный или параавтохтонный фрагмент энсиматической Приенисейской островной дуги и её аккреционной призмы, представляющей собой южное продолжение Игаркской и Таймырской островных дуг позднерифейской активной окраины Сибирского кратона [Хаин, 1984, Верниковский, 1996, Хераскова и др., 2010]. Аллохтонные фрагменты этой дуги хорошо известны в Енисейском кряже в составе Исаковского аллохтона, восточнее

Левобережного разлома. Возраст габбро Борисихинского офиолитового массива Енисейского кряжа 682 ± 13 (U-Pb), вулканитов островодужного комплекса 630-700 млн. лет. Возраст метаморфизма этого комплекса оценивается в 685-655; 640-600 млн. лет [Верниковский и др., 2001, 2006 Кузмичев, 2008].

В пользу точки зрения о байкальском (рифейском) возрасте фундамента Касского блока свидетельствуют то, что Вороговский прогиб Енисейского кряжа, выполненный эпибайкальскими молассаами конца рифея-раннего венда, в волновой картине профиля СБ-1 продолжается в пределы Касского блока в виде восточной бортовой части более обширного прогиба, осевая часть которого располагается уже на площади Касского блока, где образует нижнюю доплитную и допоздневендскую часть его чехла. Если это так, то по аналогии с Вороговским прогибом, формирование осадочного чехла в Касском блоке началось после коллизии Приенисейской (Исаковской) островной дуги и Палеосибири. Исследования А.А. Постникова с соавторами [2005] также показывают, что возраст эпибайкальских моласс Вороговского прогиба составляет около **675 млн. лет.**

На профиле СБ-1 (пикеты) видно, что восточнее Левобережного разлома, где развит Исаковский аллохтон, залегающий на эпикарельской части Сибирской платформы, в сейсмической записи фундамент выглядит иначе, гораздо более однородно, чем западнее Левобережного разлома, где предполагается эпибайкальский возраст фундамента.

Судя по разрезу Исаковского аллохтона, в строении фундамента Касского блока должны участвовать метаморфизованные позднерифейские офиолиты,

островодужные комплексы, островодужные и орогенные граниты, а также разнообразные вулканогенно-осадочные образования преддугового и задугового прогибов. Кроме того, в западной части Касского блока в составе фундамента можно предполагать участие более древних офиолитов и более древних блоков континентальной коры, причленившиеся к Таймырско-Приенисейской островной дуге в процессе субдукции и формирования её аккреционной призмы. Неоднородным строением фундамента Касского блока объясняются значительные колебания скоростей прохождения сейсмических волн (5300 - 7300 м/сек).

В составе нижней допозднедевонской части осадочного чехла Касского блока выделяется структурный комплекс, подразделяющийся на два сейсмостратиграфических комплекса, разделенных поверхностью несогласия. Мы сопоставляем их, по аналогии с Вороговским прогибом, с вороговской (чингасанской) (R3-V1) и чапской сериями (V1) [Рифей и венд..., 2005, Струнин, 2005]. Этот структурный комплекс представляет собой неавтохтон и доплитный комплекс осадочного чехла Сибирской платформы, увеличившей свою площадь после эпохи байкальского орогенеза.

Стратиграфически выше залегает верхневендско-нижнепалеозойский плитный структурный комплекс или подъэтаж общий с остальной частью Сибирской платформы. Мощность плитного комплекса уменьшается с востока на запад. Он характеризует осадочный чехол эпибайкальского Сибирского континента, накопившийся в процессе формирования раннепалеозойской (каледонской) континентальной окраины Сибири в тыловой части Кузнецко-Алатауской островной дуги.

В западной части Касского блока развит еще один сейсмический комплекс, который залегает с резким эрозионным контактом и характеризуется хаотическим характером сейсмической записи и деформированностью. Скважиной Вездеходная -4, расположенной в поле его

развития, вскрыты базальты, андезиты, а также туфогенные породы и известняки, залегающие с разрывом на плагиогранитах. Для пород характерна эпидотизация, метасоматоз, а также тектоническая раздробленность и катаклазированность [Исаев и др., 1998]. Возраст базальтов 552 млн. лет, [Конторович и др., 2008]. Группа Э.А.Конторовича предполагает здесь рифтовую структуру.

По данным сейсмопрофилирования, этот комплекс имеет пластообразную форму и не выполняет каких-либо грабенообразных структур. Изменения его мощности обусловлены его деформированностью и различной степенью эрозии в предевонское время. К этому необходимо добавить, что на геологической карте доверхнедевонской поверхности [Нагорский, 1977] на рассматриваемой территории показано ряд «интрузий» офиолитов кембрийского возраста. По современным представлениям, это, скорее всего, не интрузии, а тектонические останцы офиолитов, залегающие в основании аллохтонного тектонического покрова, надвинутого на чехол байкалитид из расположенной южнее Алтае-Саянской складчатой области. В Кузнецком Алатау, Батеневском кряже широко распространены офиолиты и базальты надсубдукционного типа (570-530 млн. лет возраст плагиогранитов и габброидов из офиолитов островодужного типа в Кузнецком Алатау и Западном Саяне [Изох, 2005, Руднев и др., 2010]). Из сказанного можно предполагать, что сейсмическими разрезами пересечены структуры сочленения байкалитид и каледонид (салаирид). Наиболее четко аллохтонное залегание вулканогенного комплекса видно на профиле Восток10 (рис).

Таким образом, в осадочном чехле Касского блока нами реконструирован запечатанный офиолит-базальтовый аллохтон, надвинутый на шельф Сибирского континента скорее всего в эпоху салаирского орогенеза. Нами составлена схема строения допозднедевонской поверхности Касского блока с использованием данных

сейсмопрофилирования, карты магнитных аномалий и геологической карты Алтае-Саянской области. На этой схеме показан сдвиг вдоль Кузнецкого Алатау и оходящие от него в виде структур конского хвоста надвиги, в частности наиболее хорошо изученные по поверхностным обнажениям Овский, Томский и Усманский. Они обособили два тектонических покрова. Офиолит-базальтовый покров, реконструированный нами на территории Касского блока хорошо вписывается в эту структуру. Эти данные позволяют утверждать, что зона сочленения байкалид западного обрамления Сибирской платформы и салаирид имеет сложное покровное строение. О времени покровообразования можно судить предположительно по косвенным данным. Так О.М. Туркина с соавторами датирует коллизионные события в Канском блоке Енисейского кряжа, Азырбейском и Дербинском террейнах концом кембрия-началом ордовика - 520—480 млн. лет (Ar-Ar) [Туркина и др. 2007]. Это эпоха салаирского орогенеза. Кроме того, в разрезе скважины Восток-1 в пайдугинской свите нижнего-среднего кембрия присутствуют градационно-слоистые тефроиды кислого состава, а в разрезе скважины Восток-3, в составе пуджелгинской свиты среднего кембрия в обломочном материале песчаников присутствуют базальты, силициты, туфы и кремнекислые вулканиты [Конторович и др., 2007]. По всей вероятности, эти факты могут свидетельствовать о последовательном сближении, затем коллизии Касской континентальной окраины и вендско-среднекембрийской Кузнецкоалатауской островной дуги и о последующем размыве в среднем кембрии аллохтонного офиолит-базальтового комплекса.

Литература

Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона //Вестник Московского университета. Геология 1993. №4. С.22-28

ЭОЦЕНОВЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: ИСТОЧНИКИ СНОСА, ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В.

*Геологический Институт Российской Академии Наук, Москва, Россия
(geoaisulu@gmail.com)*

Введение

Изучению различных аспектов геологического строения Западной Камчатки посвящено множество публикаций [например, 1-9 и др.]. Интерес к региону вызван в первую очередь его потенциальной нефтегазоносностью, а также возможностью расшифровки геодинамических условий формирования Охотского моря в кайнозойское время, после коллизии меловой островной дуги с Евразийской континентальной окраиной [8]. Характеристика источников сноса для эоценовых отложений Западной Камчатки важна как для понимания ранних стадий эволюции Охотоморского бассейна, так и для оценки перспектив его нефтегазоносности.

Объектом исследований является среднеэоценовая снатольская свита, широко распространённая в пределах Западной Камчатки и обнажённая в береговых разрезах и по берегам крупных рек (рис 1). Свита имеет двучленное строение (базальные конгломераты, выше по разрезу сменяющиеся песчаниками) и залегает несогласно на меловых породах в пределах Майначского и Увучинского разрезов [3]. В Точилинском разрезе обнажена лишь верхняя песчаная часть свиты [3], псаммитовая часть свиты обнажена и по рекам Белоголовая, Правая Россошина и др.

Конгломераты

Майначский разрез. В этом разрезе на сильнодислоцированных песчаниках и алевролитах верхнемеловой майначской свиты с угловым несогласием залегают базальные конгломераты среднеэоценовой снатольской свиты [3, 8]. Конгломераты плохосортированные, мощностью 300 м, содержат гальки разной степени окатанности, цемент конгломератов песчано-гравийный, полимиктовый. Форма галек разнообразна, преимущественно

неправильная, степень окатанности обратно пропорциональна размеру гальки, $K_{удл} - 1,5-2$. Из обнажения размером 3х3 м было отобрано 70 галек, среди которых после петрографического изучения были выделены к 7 типов пород (рис. 2).

Кроме конгломератов были отобраны пробы из крупных глыб, до 1,5-2 м, андезитов, обнажённых на контакте меловых и среднеэоценовых пород. Размер глыб и локальность распространения говорят о безусловной близости источника.

Монофракции биотита и амфибола, выделенные из галек андезитов и риолитов, а также из крупных глыб андезитов, были датированы К-Аг методом (табл. 1). Данные указывают на раннеэоценовый возраст размываемых в источниках сноса вулканитов

Увучинский разрез. На дислоцированных меловых песчаниках и аргиллитах майначской свиты с угловым несогласием залегает конгломерат-песчаная толща [3]. Мощность прослоев конгломератов и конглобрекчий - 2-6 м, прослои песчаников достигают 30 м. Из нижнего прослоя конглобрекчий, мощностью 6 м, с площади 3х3 м было отобрано 65 галек, петрографическое изучение (рис. 2) показало, что в этом прослое среди галек доминируют песчаники по составу схожие с песчаниками верхнемеловой майначской свиты. В меньшем количестве встречаются гальки риодацитов. Состав конгломератов значительно меняется через 26 м выше по разрезу (рис. 2). Из 23 отобранных здесь галек лишь одна сложена песчаником, остальные гальки представлены риодацитом.

По результатам К-Аг датирования риодациты (табл. 1) имеют танет-ипрский возраст (палеоцен-эоцен).

Вероятно, одним из источников сноса обломочного материала в среднеэоценовое время был вулканический пояс, ныне обнажённый в пределах Утхолокского полуострова, возраст вулканитов, слагающих его по [2] 60 ± 4 ; 61 ± 5 ; 56 ± 4 ; 63 ± 4 ; 64 ± 4 млн. лет.

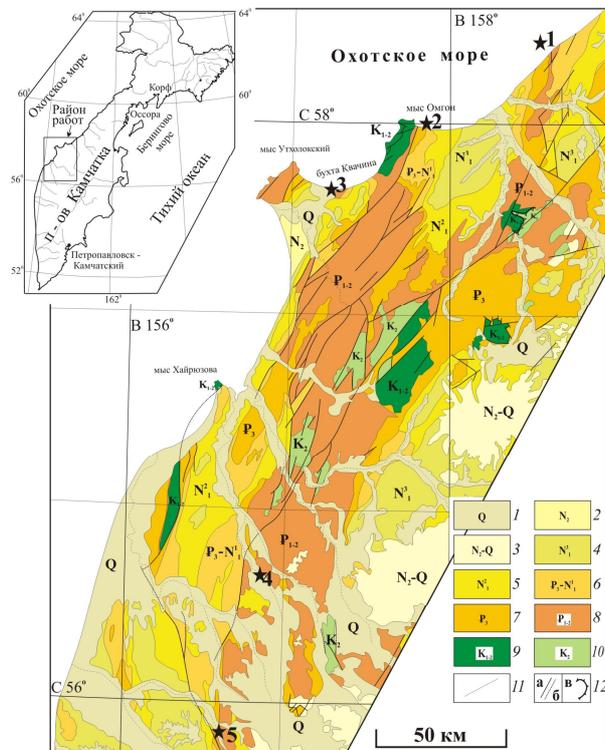


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [6].

Примечание: местоположения разрезов 1-Точилинский 2-Майначский, 3-Увучинский 4,5-по р. Белоголовой и Пр. Рассошине.

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования галек из конгломератов снатовской свиты

№ образца	Разрез, порода	Ан. Мин.	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{гад}}$ (нр/г), *мм ³ /г	Возраст, млн. лет $\pm 2\sigma$
М-17	Майначский, андезит из конгломерата	Биотит	0,55	1,99	51,5 \pm 3,5
М-30	Майначский, андезит из конгломерата	Биотит	0,73	2,64	51,2 \pm 2,0
М-31	Майначский, риолит из конгломерата	Амфибол	0,18	0,459	35,5 \pm 6,5
ХА-08-82/23	Увучинский, риодацит из конгломерата	Биотит	6,42	0,0145*	57,3 \pm 1,7
ХА-08-7а	Майначский, глыба андезита	Биотит	1,42	0,00279*	50 \pm 1,5
ХА-08-15	Майначский, глыба андезита	Биотит	4,3	0,0149*	87 \pm 3,5

Примечание: при расчёте возраста использованы константы $\lambda_k=0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta}=4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $K=0,01167(\text{ат.}\%)$

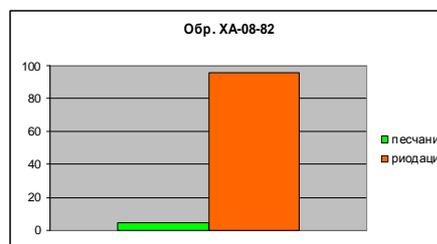
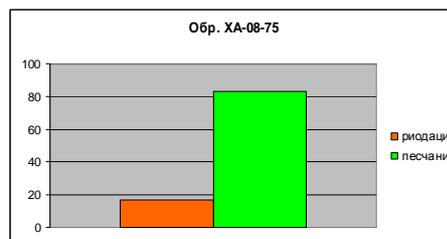
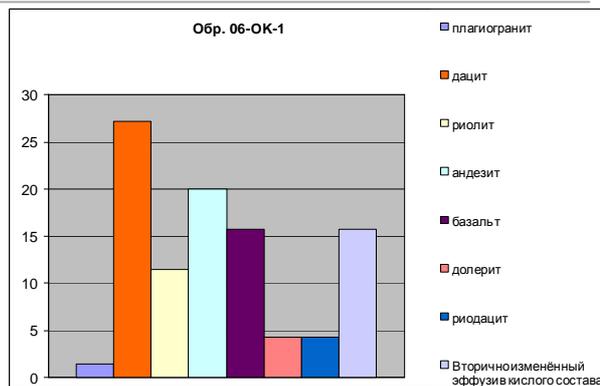


Рис. 2. Процентное соотношение галек в конгломератах Майначского и Увучинского разрезов.

Примечание: 06-0К-1 – конгломераты Майначского разреза, ХА-08-75, 82 – нижняя и верхняя конгломератовая чашка Увучинского разреза.

Песчаники

Северная часть. Точилинский разрез располагается в береговых обрывах залива Шелихова севернее устья р. Тигиль. В ядре антиклинали обнажается верхняя часть снатовской свиты [3]. Породы залегают субгоризонтально или под небольшим углом ($5-7^\circ$). В разрезе преобладают песчаники, в верхних прослоях косошпатовые, переслаивающиеся с маломощными прослоями глинистых алевролитов, аргиллитов. Видимая мощность снатовской свиты в ядре Точилинской антиклинали - 130 м.

На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [10] песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам, граувакковым аркозам и мезомикто-кварцевым песчаникам (рис. 3). Состав песчаников: кварц, полевой шпат, обломки пород, меньшую долю слагают глауконит, слюда,

хлорит. Кварц доминирует, встречаются от хорошо окатанных до совершенно остроугольных обломков, полевые шпаты представлены не окатанными зёрнами свежих и вторично изменённых основных плагиоклазов, реже микроклином. Обломки пород представлены основными и кислыми вулканитами с лейстовой и фельзитовой структурами, вулканическим стеклом, осадочные породы слагают менее 5%. Все обломки пород плохо окатаны. Цемент песчаников глинистый, базальный и неполно поровый.

Согласно замерам косой слоистости (рис. 4) в песчаниках Точилинского разреза снос в среднеэоценовое время шёл с севера, северо-востока.

Центральная часть. *Майначский разрез.* На базальных конгломератах залегает мощная, преимущественно песчановая толща с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов, линзами конгломератов, общая мощность свиты в этом разрезе составляет 650 м. На диаграмме В.Д. Шутова [10] все проанализированные песчаники попадают в поле кварц-полевошпатовых граувакк (рис. 3). Среди обломочных зёрен преобладают полевые шпаты, обломки горных пород, кварц, редкие листочки хлорита, слюды, зёрна глауконита, циркона. Зёрна породообразующих минералов слабо или вовсе не окатаны, полевые шпаты представлены кислыми и средними слабо вторично изменёнными плагиоклазами (P₁₂₅₋₄₀), редкими зёрнами микроклина; встречаются сростки плагиоклаза и кварца, кварц свежий, с редкими включениями, часто волнисто угасающий. Обломки пород представлены фрагментами гранитоидов, основных вулканитов с лейстовой структурой, вулканическим стеклом, кварцитами, редкими хлоритовыми сланцами. Цементирует зёрна матрикс, состоящий из мелких обломков кварца и полевых шпатов, местами с примесью гидрослюдистого материала.

Согласно замерам косой слоистости, снос обломочного материала шёл с северо-востока и востока.

Увучинский разрез. Между двух прослоев конгломератов лежит пачка переслаивания песчаников и конгломератов с преобладанием последних. Песчаники в средней части косослоистые. В пачке встречаются известковистые конкреции. Мощность пачки – около 90 м.

По составу на диаграмме В.Д. Шутова [10] песчаники отвечают кварцевым грауваккам и полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 3). Среди обломочных зёрен преобладает кварц как хорошо окатанной, так и совершенно остроугольной формы, зёрна трещиноватые, без включений. Полевые шпаты представлены обломками неизменённых, сдвойникованных, порой зональных плагиоклазов среднего и кислого составов, в меньшем количестве встречаются обломки микроклинов. Из пород доминируют обломки вулканических стёкол и кварцитов. Обломки стёкол преимущественно бурой окраски, хорошо окатаны, имеют овальную форму. Кварциты, кремни, вулканиты с фельзитовой и лейстовой структурами слабо окатаны. Карбонатный цемент песчаников открытый поровый, сплошной, по характеру контакте с обломочными зёрнами – проникновения.

Согласно замерам косой слоистости, снос обломочного материала шёл с северо-востока, востока.

Южная часть. *Разрез по р. Белоголовой.* В южной части Западной Камчатки крутой морской береговой обрыв сменяется пологим берегом с частыми лиманами и болотами, параллельным простиранию основных геологических структур. Здесь обнажены лишь маломощные (до 20 м) фрагменты центральных частей снатольской свиты. Песчаники, обнажённые в левом берегу р. Белоголовой, слабо литифицированы, разнозернистые, косослоистые с «плавающей» галькой вулканитов. По составу песчаники по [10] отвечают полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 3). Они сложены в равном соотношении зёрнами кварца и полевых шпатов, среди которых преобладают плагиоклазы. Кварц чистый, без включений, плохо окатан, часто

обломки имеют треугольную форму, плагиоклаз табличатой формы, нередко сдвойникован, встречаются фрагменты зональных кристаллов. Литокласты представлены кремнями, кварцитами, гранитоидами, вулканитами с лейстовой структурой. Цемент песчаников карбонатный, неполный поровый, местами сплошной кристаллический. По замерам косоугольной слоистости снос обломков происходил с востока, северо-востока.

Разрез по р. Правой Рассошине расположен выше слияния с р. Рассошиной (рис. 1). Здесь обнажена маломощная толща чёрных вулканомиктовых средне-крупнозернистых песков, практически не литифицированных, сильно ожелезнённых на выветрелой поверхности. Они на 75% сложены кристаллами орто- и клинопироксенов, встречаются редкие зёрна кварца и кристаллы плагиоклаза. Вероятно, накопление кристаллокластики происходило в относительной близости к вулканической постройке, влияние иных источников сноса выражено слабо.

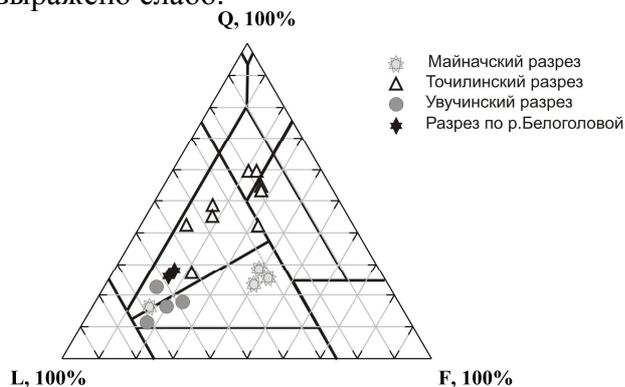


Рис. 3. Состав песчаников снатовской свиты, отражённый на диаграмме Шутова В.Д. [10]

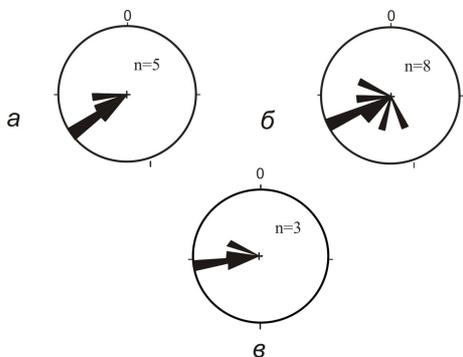


Рис. 4. Косая слоистость в песчаниках, диаграмма азимуты падения

Примечание: разрез а – Майнацкий, б – Точилинский, в – Увучинский n – количество замеров

Источники сноса.

1. Главное направление сноса обломочного материала происходило с северо-востока, востока. Но ввиду отсутствия чёткого тренда вызревания песчаников с севера на юг и их значительной латеральной изменчивости, мы предполагаем наличие нескольких эрозируемых областей. Одной из них являлся Кинкильский вулканический пояс, поставивший обломки вулканического стекла, второй по [9], возможно, являлись гранитоиды п-ова Тайгонос, откуда шёл снос обломков кислых интрузивных пород.

2. Накопление базальных горизонтов снатовской свиты происходило при активной денудации палеоценовых вулканитов Утхолокского комплекса [3] и меловой Олюторской островной дуги, реликты которой обнажены в Паланском разрезе [8]. Размеры меловых андезитов свидетельствуют о близости источников сноса.

Перспективы нефтегазоносности

По [7] в регионе проявлено 3 этапа структурообразования, эоценовые породы деформированы в полях сжатия и последующего растяжения. На сейсмических профилях отчётливо прослеживаются сбросовые и взбросовые дислокации. Доминирование терригенных пород в разрезе, глинистая покрывка, наличие органического вещества, битуминозность, деформированность толщи – всё это является предпосылками для поисков углеводородов, которые начались в 30-х годах 20 века и продолжаются поныне. Самыми масштабными работами были осуществлены ВНИГРИ, «Сахалингеологией» и камчатской партией МГУ. В [4, 5] отражены результаты параметрического бурения и изучения керна скважин, однако ни в одной из скважин не получен значительный приток углеводородов.

Результаты наших исследований также ставят под сомнение коллекторские свойства песчаников и конгломератов снатовской свиты. Песчаники обладают низкой пористостью и степенью зрелости. Конгломераты сцементированы матриком

и не выдержаны по мощности. Для дальнейшего проектирования поисково-буровых работ необходимо детальное изучение состава и пористости возможных коллекторов, изучение термохронологии бассейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН 2007-2009 гг. (А.И.Хисамутдинова).

Литература

1. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка)// Геотектоника 2003. №4. С. 64–76.
2. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
3. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. (Труды ГИН РАН, Вып., 467). М.: Наука, 1991. 194 с.
4. Гома Л.М., Беликова А.М., Воронков Ю.С., Завьялова Е.Б. и др. Отчёт по теме «Обработка материалов бурения параметрических скважин Тигильского района Западной Камчатки». 7 томов. Ленинград – Южно-Сахалинск, 1986 (ф). 1147 с.
5. Кайнозой Дальнего Востока СССР (сборник трудов), Л.:ВНИГРИ, 1981. 240 с.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. (Гл. ред. –Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А.). Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Камчатприродресурс. 1999.
7. Моисеев А.В., Соловьев А.В. Новые данные о деформациях третичных отложений Западной Камчатки (Тигильский район) // Известия ВУЗов Геология и разведка, 2010, № 1, С.13-18.
8. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 163-194.
9. Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В., Хисамутдинова А.И. Источники

сноса терригенного материала эоценовых отложений Западной Камчатки по данным изучения обломочных цирконов // Современное состояние наук о Земле. 2011. (данный сборник).

10. Шуттов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов (Труды ГИН АН СССР. Вып. 278) М.: Наука 1975. 112 с.

ПЕТРОТЕРМАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ, МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Хмелевской В.К.

*Московский государственный Университет имени М.В.Ломоносова
Москва, Россия*

Введение

Среди нетрадиционных, возобновляемых геотермических источников для обеспечения отдельных горно-промышленных объектов, городов и крупных поселений теплом и электроэнергией весьма перспективны петротермальные. В отличие от гидротермальной энергии, в которой энергетическим носителем являются горячие подземные воды и пар, в петротермальной – им служат перегретые до 150°C (для использования тепла) или до 300°C (для выработки электроэнергии) кристаллические породы фундамента. Они залегают соответственно на глубинах, не превышающих 6 или 10 км. Для строительства петротермальных, тепловых (ПетроТС) и электрических (ПетроТЭС) станций необходимы 2-3 глубокие скважины. В одну из них закачивается поверхностная вода, которая нагревается в горячих горных породах и по эксплуатационным скважинам откачивается на поверхность для теплоснабжения или выработки электричества.

Современные дорогие способы бурения глубоких (больше 6 км) скважин делают петротермальную геотермику нерентабельной по сравнению с углеводородной и ядерной геотермикой. Во многих странах мира и в России ведутся работы по обоснованию петротермальных станций, созданию ускоренных способов бурения скважин, изготовлению обсадных труб в них, способных работать при температурах до 300°C . Однако за счет детальных геолого-геофизических исследований кристаллического фундамента в районах проектируемых станций можно выявить в нем «тепловые котлы», в которых перегретые до $150\text{-}300^{\circ}\text{C}$ породы находятся на наименьших глубинах от поверхности. Это поможет решению отмеченных выше технических проблем и удешевить стоимость

энергии петротермальных станций. Методом изучения и использования «тепловых котлов» с привлечением глубинных геофизических методов посвящен настоящий доклад.

Об одной из Российских разработок петротермальных станций

В России одна из групп по разработке петротермальных станций создано в геологическом институте РАН РФ [1,2,5]. Общее научное руководство этими работами осуществляет Председатель научного Совета РАН по проблемам геотермии проф. М.Д. Хуторской, а руководителем проекта является проф. Н.А. Гнатусь. Возглавляемые ими ученые-разработчики много сделали для обоснования строительства петротермальных станций.

На основе оригинальной отечественной технологии ими создан буровой снаряд (БС) для высокоскоростного бурения, обеспечивающий проходку скважин на порядок быстрее традиционных способов (со скоростью свыше 30 м/час) [3].

При современной технике бурения скважин энергия, получаемая на ПетроТС и ПетроТЭС, не конкурентна по сравнению с энергией тепловых и ядерных станций. Если же бурить с помощью БС, то можно получить теплопроизводительность ПЭС до Гкал/ч, что обеспечит мощность ПетроТЭС до 25 МВт. Стоимость ее сооружений порядка 800 млн руб. при эксплуатации станций до 30 лет [4]. Кроме буровых станций в

комплектацию петротермальных станций входит петротермально циркулирующие системы (ПЦС) для извлечения тепла из горячих сухих пород, получившая название в зарубежной литературе Hot Dry Rack (HDR-технология). Повышение теплоотдачи горячих горных пород может быть достигнуто горизонтально-наклонным бурением скважин по трещиноватым зонам в фундаменте или путем повышения трещиноватости с помощью гидроразрывов. Они известны в нефтегазовой промышленности и служат для повышения отдачи сырья из скважин. Отработанный конденсат (теплоноситель) очищается в специальных сепараторах и вновь закачивается в скважину. Это должно не только обеспечить экологическую чистоту, т.е. не допустить загрязнения окружающей среды отходами производства, но и может служить для получения ценного химического сырья, растворенного в горячей воде. Петротермальные станции станут мощной поддержкой для традиционной углеводородной и ядерной геоэнергетики.

Геолого-геофизические исследования для решения задач петротермальной энергетики

Создание и внедрение петротермальных станций потребует не только нового уровня техники и оборудования ПТЦ, но и высокого качества изучения земной коры на глубинах свыше 10-15 км и выявления «тепловых котлов». Земная кора крайне неоднородна в геолого-тектоническом и геотермическом отношении в плане и по глубине, поэтому «тепловые котлы» должны быть приурочены к квазивертикальным зонам энерго-массопереноса из ядра и мантии Земли в земную кору и выше. Особое значение при этом имеет создание петротермальной геофизики, т.е. комплекса глубинных методов геофизики (гравиразведки, магниторазведки, магнитотеллурических исследований, сейсморазведки и др.) для изучения земной коры с целью выделения «тепловых котлов». Методология и теория этой прикладной научной дисциплины должны опираться на достижения геологии, геотектоники, геодинамики, геотермики. К ним можно отнести современные гипотезы и теории создания и мониторинга разного рода зон

субвертикальных деструкций (ЗСД) горных пород [4]. Это могут быть глубинные разломы и их пересечения; столбообразные тела разрушенных пород, идущие из мантии (их иногда называют геосолитонами); кольцевые структуры, энергоактивные флюидонасыщенные и газонасыщенные зоны; геодинамические аномалии в литосфере и мантии; диапиризм; плюмы и др.

Теория петротермальной геофизики должна строиться на использовании наиболее вероятных ЗСД в районе проектируемой станции (в радиусе до 10-15 км). Их выбор начинается с переинтерпретации имеющихся геологических, аэрокосмических и геофизических материалов. Далее строятся априорные физико-геологические модели (ФГМ) выбранных ЗСД и проводится математическое моделирование прямых задач ряда методов геофизики для наиболее вероятных геометрических и физических параметров ожидаемых термически аномальных зон.

Самые перспективные из них доразведуются крупномасштабными геофизическими съемками с трехмерной интерпретацией данных каждого метода. С помощью разных комплексных геолого-геофизических данных строятся трехмерные термические модели. С учетом геолого-геофизической, экологической и экономической информации задаются места заложения скважин, ведется проектирование и строительство всех объектов станции.

Заключение

Петротермальные геоэнергетика и геофизика – это новое направление в энергетике и прикладной геофизике. Петротермальные станции могут строиться практически везде на суше и шельфе. Они будут работать на ресурсах тепла глубоких недр Земли,

без подвоза топлива, дальней передачи тепла и электричества, обеспечивая чистоту окружающей среды, работая самостоятельно, или как резервное снабжение теплом и электричеством в практически любых районах страны. Таким образом, петротермальные станции являются существенным дополнением к традиционным, работающим на нефти, газе и ядерном сырье.

Литература

1. Н.А.Гнатусь и др. Тепло Земли согреет малые города. Журнал «Мировая энергетика», 2009; информация Интернета, 2010.
2. Н.А.Гнатусь, А.С.Некрасов. Социально-экономическая эффективность использования глубинного тепла Земли в России // Новости Теплоснабжения. №10. 2008. С.16-21.
3. Н.Е.Гнатусь. Буровой снаряд, не имеющий аналогов в мировой энергетике. // Электро-твo. №6.2007. С.24-27.
4. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды: нефть и газ; углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения академика П.Н.Кропоткина, 18-22 октября 2010 г. – М.: ГЕОС, 2010. 712с.
5. Л.В.Подгорных, М.Д.Хуторской Планетарный тепловой поток. Карта м-ба 1:30 000 000 (7л. + объясн.записка). М.: Оргсервис. 1997.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИКА ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ В МЕЗОЗОЕ

Цеховский Ю.Г.

Геологический институт РАН, г. Москва. (tsekhovsky@mail.ru)

Гобийский Алтай является одной из структур Центрально-Азиатского подвижного пояса и расположен на юге Монголии. Здесь горные хребты разделены системой впадин, заполненных мезозойскими и, реже, кайнозойскими толщами вулканогенно-осадочных пород. Наиболее полные сведения о строении, составе и условиях образования мезозойских отложений этого региона содержатся в публикациях Н.А. Логачева, М.С. Нагибиной, В.С. Шувалова, С.М. Синицы.

В строении мезозоя этого региона обычно в том или ином объеме участвуют вулканы. По данным В.С. Самойлова, М.М. Аракелянца, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка на рассматриваемой территории мезозойские эффузивы, как и толщи осадочных пород, часто заполняют грабены или грабенсинклинали в пределах внутриконтинентальной Северо-Гобийской рифтовой зоны. Последняя являлась частью Центрально-Азиатской рифтовой системы с многоэтапным проявлением рифтогенеза на протяжении позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя и его усилением в позднеюрскую и раннемеловую эпохи. Сформированные в это время удлиненные грабены или грабенсинклинали имеют преимущественно субширотную ориентировку и приурочены к приразломным зонам. Их ширина, как правило, не превышает 30-40 км, а протяженность может достигать 100 и более км.

Мезозойские вулканогенно-осадочные формации. В строении мезозоя на территории Гобийского Алтая участвуют юрские и меловые отложения. Их накопление происходило преимущественно в условиях аридного климата. И лишь в ранней и средней юре

на рассматриваемой территории отмечается наличие теплого гумидного климата. При изучении разновозрастных отложений мезозоя установлено, что среди них широко развиты мощные толщи грубообломочных пород. Это послужило основанием включать их в группу молассовых формаций орогенной стадии развития [1].

Однако для ряда регионов Центрально-Азиатского подвижного пояса установлено, что мощные толщи мезозойских грубообломочных пород в условиях гумидного климата нередко формировались в грабенах среди равнинных ландшафтов (за счет эрозии прибортовых уступов в фациях коллювия и делювия). По направлению к осевым частям грабенов эти грубообломочные толщи быстро фациально замещаются озерными тонкообломочными угленосными отложениями. Подобные парагенезы грубообломочных и тонкообломочных пород, отличающиеся от орогенных моласс литологическим и фациальным составом, а также и геодинамическим режимом во время их образования, были выделены в группу равнинных фэновых формаций [2, 3].

До настоящего времени оставалось неясным, какое строение и состав имеют равнинные фэновые формаций в регионах с аридным климатом? Решение вопроса проводилось на примере изучения мезозойских отложений Гобийского Алтая, где были выявлены следующие формации.

1. Ранне-среднеюрская сероцветная гумидная орогенная моласса. Представлена отложениями бахарской свиты, залегающими с размывом и угловым несогласием на породах палеозоя. В строении свиты преобладают песчаники и конгломераты (местами валунные конгломераты), содержащие

прослой алевролитов и глин (нередко углистых), а также изредка – линзы углей. В разрезах осадочных толщ доминируют русловые фации горного аллювия, иногда пролювия; присутствуют также озерные отложения. Обломочный материал пород свиты обычно хорошо окатан и сортирован. Эффузивы играют подчиненную роль и представлены базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами и долеритами. Мощность бахарской свиты достигает 2500 м.

2. Верхнеюрская красноцветная (аридная) орогенная моласса. С размывом и угловым несогласием залегает на породах палеозоя и представлена отложениями шарылинского горизонта (датируемого оксфордом и кимериджем). Имеет в основном красно-бурую окраску пород и, местами, в ней наблюдаются линзы или пачки сероцветных отложений. Слагается преимущественно конгломератами, конгломерато-брекчиями и песчаниками; содержит линзы и прослой песчаных глин (нередко известковистых). В строении горизонта широко представлены фации пересыхающего горного аллювия и полювия; реже отмечаются делювиальные отложения. Грубообломочный материал в разной степени окатан (наряду с окатанными обломками наблюдаются полуокатанные и неокатанные их разновидности). В составе вулканитов, участвующих в строении малассы отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты. Ее мощность достигает 900 м.

3. Верхнеюрско-нижнемеловая красноцветно-пестроцветная (аридная) равнинная вулканогенно-осадочная фэновая формация. Включает отложения цаганцабского горизонта и датируется титонем, берриасом и валанжином. Она залегает с размывом на более древних юрских отложениях или на породах фундамента. Более половины объема этой формации слагают вулканиты, наиболее крупные пластовые тела которых приурочены к верхней ее части. В их составе установлены базальты,

трахибазальты, трахиандезибазальты, долериты, туфы и вулканические брекчии. Осадочная составляющая формации представлена двумя контрастными толщами: грубообломочной (красноцветной) и тонкообломочной (терригенно-известковистой, окрашенной в зеленовато-серые и белые тона).

В строении красноцветной грубообломочной толщи доминируют брекчии (иногда с глыбами, достигающими 1 – 1,5 м в поперечнике) конгломерато-брекчии и дресвяники; отмечаются также прослой или линзы песчаных глин и песчаников. Для толщи характерно наличие преимущественно неокатанных или плохо окатанных обломков, плохая их сортировка или ее отсутствие и, нередко, хаотическое распределение в породах. В ее строении участвуют фациями коллювия и делювия и, реже, пролювия, которые были развиты у подножий крутых и высоких бортовых уступов грабенов.

Терригенно-известковистая толща представлена преимущественно озерными отложениями: белыми мергелями или известняками и серо-зелеными глинами. Последние иногда содержат линзы песчаников, алевролитов, гравелитов или дресвяников. Максимальная мощность характеризуемой формации составляет 700 м.

4. Нижнемеловая (преимущественно осадочная включающая эффузивы), красноцветно-пестроцветная аридная равнинная фэновая формация. Она представлена отложениями нижнемеловой дзунбаинской серией, датируемой в диапазоне от готерива до альба. С подстилающим цаганцабским горизонтом контактирует через размыв или (в отдельных разрезах) связана постепенным переходом. В большинстве регионов Гобийского Алтая серия подразделяется на нижний – шинхудукский горизонт (готерив-баррем) и верхний – хухтыкский горизонт (апт-альб). В строении дзунбаинской серии, как и в подстилающем цаганцабском горизонте, участвуют две контрастные толщи: грубообломочная (красноцветная)

и – тонкообломочная (терригенно-известковистая), в которой, наряду с зеленовато-серыми окрасками, отмечаются и темно-серые цвета пород.

Строение и литолого-фациальный состав нижнемеловой грубообломочной (красноцветной) толщи аналогичны охарактеризованному выше цаганцабскому горизонту. В районе хр. Арц-Богдо эта толща коллювиально-делювиальных (с линзами пролювия) отложений опоясывает прибортовые уступы грабенов и выделяется в составе манлайской свиты. Последняя, согласно последним данным, в осевых частях впадин фациально замещается озерными отложениями хехшийрской свиты (известняками, мергелями и зеленовато-серыми глинами с редкими линзами песчаников или алевролитов). В остальных районах Гобийского Алтая, где дзунбаинскую серию подразделяют на шинхудукский и хухтыкский горизонты, литолого-фациальный состав слагающих ее тонкообломочных терригенно-известковистых пород аналогичен хехшийрской свите. Однако в нижнем (шинхудукском) горизонте, наряду с озерными мергелями, известняками и глинами, появляются пачки зеленовато-серых листоватых глин (нердко гумусированных или битуминозных, называемых «бумажными сланцами»), а также углистые глины (изредка содержащие маломощные линзы углей). В прибортовых разрезах грабенов в строении дзунбаинской серии обычно появляются толщи грубообломочных пород, аналогичных манлайской свите.

В разрезах дзунбаинской серии вулканиты (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, долериты и туфы), сравнительно с осадочными породами, играют подчиненную роль. Установлены следующие максимальные мощности стратиграфических подразделений дзунбаинской серии: шинхудукский горизонт – 400 м, хухтыкский горизонт – 630 м; хехшийрская свита – 500 м, манлайская свита – 650 м.

5. Верхнемеловая аридная красноцветная орогенная моласса. Представлена отложениями сайшандинской свиты (датируемой сеноманом) и залегает с размывом и угловым несогласием на нижнемеловых отложениях дзунбаинской серии. В ее строении участвуют, главным образом, красноцветные конгломераты, конгломерато-брекчии и песчаники с линзами или прослоями известковистых песчаных глин. В разрезах молассы доминируют фации пролювия и пересыхающего горного аллювия; встречаются также делювиальные отложения. Грубообломочный материал в разной степени окатан и подобен охарактеризованному ранее – для верхнеюрской красноцветной орогенной молассы. Присутствующие в ряде разрезов эффузивы представлены трахибазальтами. Мощность молассы не превышает 100 м.

Из приведенных данных следует, что выявленные на территории Гобийского Алтая в диапазоне времени от второй половины поздней юры до начала позднего мела отложения орогенных моласс и равнинных фэновых формаций накапливались в условиях аридного климата.

Особенности строения аридных орогенных моласс. На территории Гобийского Алтая во время формирования верхнеюрской и верхнемеловой орогенных красноцветных моласс в пределах горных областей денудации широкое развитие получали маломощные аридные красноцветные (гидрослюдисто-смектитовые) коры выветривания. Последние служили поставщиком красноцветного материала в прилегающие впадины. В прибортовых участках впадин накапливались грубообломочные, преимущественно делювиальные или делювиально-пролювиальные отложения, в которых по направлению к осевым участкам возрастала роль песчаных глин. В центральных (осевых) участках впадин господствовали водотоки с высокой гидродинамикой потоков (руслые фации сезонно пересыхающего

горного аллювия, а также – пролювия). Здесь же встречались постоянные водотоки (фации горного аллювия и полупроточных озер).

В разрезах осевых участков впадин широко преобладают конгломераты и конгломерато-брекчии, которые обычно переслаиваются с песчаниками, алевролитами или глинами. При этом, в местах существования постоянных водотоков или водоемов красноцветный материал (поступавший из аридных кор выветривания) после осаждения и захоронения, под воздействием субаквального диагенеза приобретал зеленовато-серые окраски. Однако доминирование субаэральных обстановок в областях осадконакопления способствовала сохранению первично красных окрасок отложений. Высокая динамика постоянных или временных (сезонно пересыхающих) водотоков, характерная для горных ландшафтов, приводила к тому, что поступающие на дно впадин неокатанные обломки (с фациями делювия или прибортового овражно-балочного пролювия) часто перемывались и переносились (нередко на значительное расстояние) и становились окатанными.

В непересыхающих полупроточных озерах (изредка встречавшихся на дне впадин в эпохи орогенеза) не происходило образование известняков или мергелей. В это время процессы осаждения органогенно-хемогенных карбонатов в озерах подавлялись поступлением больших объемов терригенного материала из окружающих горных областей.

Встречающиеся пластовые карбонаты в красноцветной молассе представлены маломощными (до 1-2,5 м) известняками травертинового типа (часто с включениями обломков), а также горизонтами известковистых каличе.

Особенности строения аридных равнинных фэновых формаций. В пределах характеризуемой территории образование аридных (верхнеюрско-нижненеокомовой и вышележащей нижнемеловой) красноцветно-пестроцветных фэновых

формаций (соответственно цаганцабского горизонта и дзунбаинской серии) происходило в грабенах среди равнинных ландшафтов. При этом, процессы осадконакопления местами сопровождалась вулканической деятельностью, которая резко активизировалась в позднеюрско-ранненеокомую эпоху. В строении характеризуемых формации принимают участие две контрастные толщи: а) грубообломочная (преимущественно красноцветная) и б) тонкообломочная терригенно-известковистая (зеленовато-серая и белые цвета с прослоями красноцветов).

Грубообломочная красноцветная толща обычно развита в прибортовых разрезах грабенов. Она представлена продуктами разрушения аридных красноцветных кор выветривания: преимущественно брекчиями (нередко содержащими включения глыб), а также конгломерато-брекчиями, дресвяниками и песчаниками. Обломки пород в основном неокатаны или слабо окатаны. Породы обычно неслоистые, часто с хаотичным распределением обломков; нередко в них отмечается наклонное напластование. Среди грубообломочных пород встречаются линзы красноцветных глин (иногда с прослойками), о зеленовато-серого цвета. Характеризуемая толща слагается присклоновыми фациями коллювия и делювия. Наблюдаются также небольшие пролювиальные конуса выноса, формировавшихся в низовьях оврагов прорезавших уступы грабенов.

Терригенно-известковистая толща приурочена к осевым участкам грабенов. Ее породы окрашены преимущественно в белые и зеленовато-серые тона, и лишь местами в ней присутствуют линзы красноцветов. В разрезах толщи наибольшее распространение получают мергели, известняки и глины. Отмечаются также прослои и линзы песчаников, алевролитов и, изредка, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части формации (в составе шинхудукского горизонта) появляются листоватые глины, бумажные сланцы, и

редкие линзы углей. Накопление осадков толщи происходило в небольших озерах (полупроточных, иногда с болотистыми побережьями). В пересыхающих озерах формировались красноцветные глины.

Характерной чертой фэновых формаций является широкое участие в их строении толщ озерных (органогенно-хемогенных) известняков или мергелей. Эти карбонатные породы переслаиваются с глинами или, нередко, с базальтами, а также иногда образуют маломощные линзы или пачки внутри эффузивов. В строении рассматриваемых формаций участвуют различные генетические типы карбонатов. Как и в ранее охарактеризованных молассах, в них присутствуют известняки травертинового типа (обычно среди обломочных пород), а также – известковистые каличе. Последние приурочены к красноцветным глинам, а их максимальная мощность достигает 0,5 м.

Отличительные признаки аридных фэновых формаций и моласс. К числу главных признаков, позволяющих различать характеризующие аридные парагенезы пород, относятся следующие.

1. В разрезах аридных равнинных фэновых формаций не встречаются фации горного аллювия (характерные для орогенных моласс). В осевых участках грабенов здесь формировались озерные тонкообломочные отложения и органогенно-хемогенные карбонаты (известняки и мергели), типичные для аридных равнинных ландшафтов. Этим они отличаются от орогенных моласс в которых грубообломочные отложения широко развиты как в бортовых, так и осевых участках впадин.

2. Крупнообломочные породы, широко развитые в разрезах аридной фэновой формации, слагаются неокатанными или плохо окатанными обломками, свидетельствующими о небольших путях их транспортировки. Большая часть этих обломков, формировавшихся за счет разрушения бортовых разрезов грабенов, имеет остроугольную форму. Они накапливались в фациях коллювия, делювия или небольших конусах выноса

овражного пролювия. Поступая на дно впадин, где отсутствовали водотоки с высокой гидродинамикой, эти обломки не испытывали дальнейшей транспортировки и поэтому оставались неокатанными. Их скопления образуют сравнительно узкий шлейф, который по направлению к осевым частям грабенов быстро фациально замещается толщей тонкообломочных терригенных или известковистых пород.

3. В озерах равнинной фэновой формации при аридном климате (в отличие от орогенных моласс) в больших масштабах осуществлялось осаждение органогенно-хемогенных известковистых илов. Известно, что подобные осадки формируются при небольшом привносе в озера терригенного материала. Последний, в случае его обильного поступления, подавляет осаждение карбонатов (как это имеет место в эпохи образования моласс). Для фэновых формаций причина транспортировки малых объемов терригенного материала в осевые участки впадин связана: 1) с наличием выровненных областей денудации, окружавших впадины, и, как следствие этого, слабой их эрозии; 2) с осаждением подавляющей массы терригенного материала вдоль прибортовых уступов грабенов у их подножий в фациях коллювия и делювия. Этот терригенный материал не перемещался в осевые участки грабенов из-за отсутствия водотоков с высокой гидродинамикой.

Отмеченные выше различия в строении и литолого-фациальном составе аридных моласс и фэновых формаций на территории Гобийского Алтая контролировались особенностями геодинамического режима, менявшегося на протяжении мезозоя. При этом в условиях аридного климата на характеризующей территории в начале поздней юры и в первой половине позднего мела были развиты горные ландшафты, а в межгорных впадинах накапливались отложения орогенных моласс (в обстановках преобладающего сжатия земной коры). В конце поздней юры и раннем мелу произошло

выравнивание рельефа, активизация базальтового вулканизма, а также образование рифтогенных грабенов и их заполнение отложениями аридной равнинной фэновой формации. Перечисленные выше факторы свидетельствуют в пользу доминирования обстановок растяжения земной коры.

Таким образом, на примере мезозойских отложений Гобийского Алтая впервые детально охарактеризованы строение, состав и условия образования аридных равнинных фэновых формаций и приведены признаки, позволяющие отличать их от аридных орогенных моласс. Показано, что идентификация на характеризуемой территории в разрезах осадочного чехла аридных равнинных фэновых формаций (которые предшественники включают здесь в состав орогенных моласс) позволяет значительно уточнить существующие представления о палеоландшафтах, условиях осадконакопления и геодинамических режимах в мезозойской геологической истории данного региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-00852) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект: «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации»).

Литература

1. Нагибина М.С. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развития. Группа молассовых формаций // Геологические формации Монголии. Москва: Шаг. 1995 С. 39-63.
2. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья. //Литоология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620-636.
3. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Леонов М.Г. Фэновые и молассовые формации как индикаторы ландшафтных обстановок и геодинамических режимов // Осадочные процессы, седиментация, литогенез, рудогенез Т.1. М.: ГЕОС. 2006. С. 213-223.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОДУГ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Цуканов Н.В.^а, Сколотнев С.Г.^б

^а Институт океанологии Российской Академии наук, Москва, Россия (nvts_ov@rambler.ru)

^б Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия (sgskol@gimras.ru)

Введение

Изучены магматические комплексы, характеризующие фрагменты Озерновско – Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг в Камчатской аккреционной области (рис. 1).

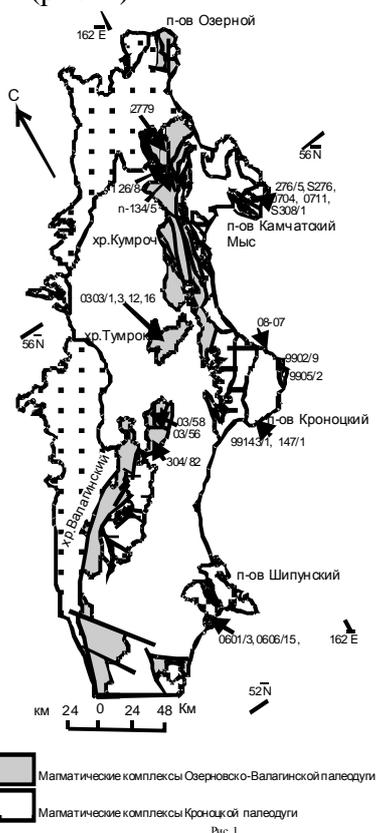


Рис. 1

Рис. 1. Схема выходов фрагментов палеодуг Восточной Камчатки. Цифрами и стрелками показаны номера и места отбора изученных образцов.

В пределах ОВД выделяется один этап вулканизма в позднемеловое – раннепалеогеновое время, а для КД характерны два этапа вулканической активности: в позднемеловое – раннепалеоценовое время и в эоцене. Образцы для исследования были отобраны из различных сегментов палеоостроводужных систем; на п-овах Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский

(КД), а также в хребтах Кумроч, Тумрок, Валагинский (ОВД).

Результаты исследований.

Исследования показали, что изученные образцы верхнемеловых – нижнепалеогеновых и эоценовых магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки по изотопному составу неодима, свинца и стронция в целом близки друг другу. По $\epsilon Nd(t)$ пикриты хребтов Валагинский и Тумрок заметно отличаются от остальных пород. Проанализированные нами породы не несут существенных различий в изотопном составе верхнемеловых – палеогеновых магматических пород, представляющих как две различные палеодуги (ОВД и КД), так и различные сегменты этих палеодуг Восточной Камчатки. Большая часть фигуративных точек изотопных составов изученных пород на вариационных диаграммах отношений изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 2, 3, 4) попадают в поле составов базальтов океанических хребтов, а на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{206}Pb/^{204}Pb$ – в поле Гавайских вулканитов (см. рис. 4).

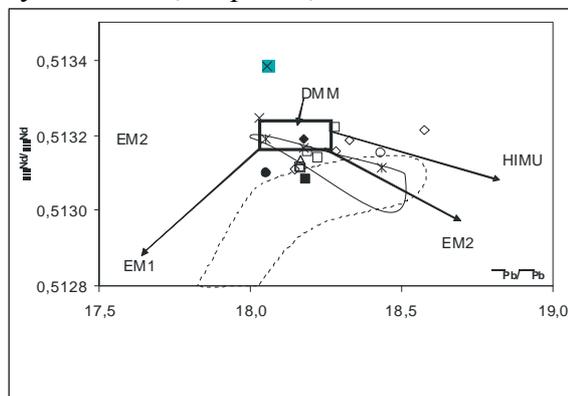


Рис. 1. Диаграммы соотношения изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{206}Pb/^{204}Pb$. Пунктирной линией показано поле вулканитов Гавайских о-ов, сплошной линией – базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия по [2].

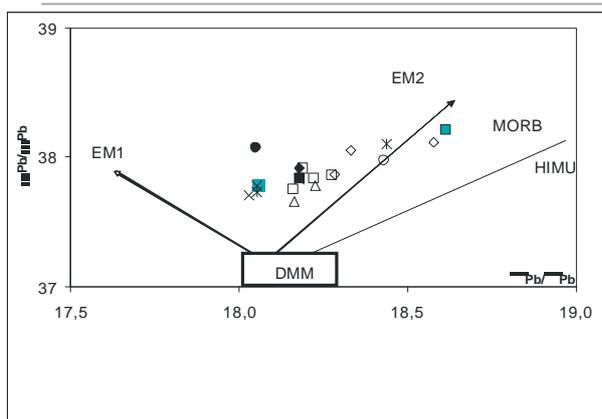


Рис. 2. Диаграммы соотношения изотопов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Условные обозначения см. рис. 1

Наблюдаются определенные вариации изотопных параметров. Для пространственно разобщенных комплексов п-ва Камчатский Мыс (толща р. Непропускная, и тарховская свита) изотопный состав свинца эффузивов близок, а значения отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более высокие (0.704012 против 0.703188 – 0.70389), а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – более низкие (0.51308 – 0.51311 против 0.51314 – 0.5132) в базальтах тарховской свиты. Обогащенный базальт тарховской свиты (обр. 276/5) смещается от основного поля образцов в сторону обогащенных мантийных источников EM1 и EM2, попадая в поле вулканитов островных дуг Малой Антильской (ее северной части), Марианской и Южно-Сандвичевой и Гавайского архипелага. Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами изучения содержания редких и рассеянных элементов в этом образце ($\text{Ba/La} = 21,1$; $\text{Ba/Nb} = 157,7$), свидетельствующими о его происхождении из расплава, генерированного в химически гетерогенной мантии [1].

К наиболее обогащенному базальту тарховской свиты близок образец 2779 с хребта Кумрок $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70374) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.513102), который характеризуется также высокими значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.576).

Одни из наиболее высоких значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.575 и 15.556,) также имеют два базальта эоценового возраста с Кроноцкого полуострова (9905/2, 99143/1). По другим параметрам они мало

отличаются от основной части образцов. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ эти два образца располагаются вблизи поля вулканитов Японской, Марианской и Филиппинской островных дуг.

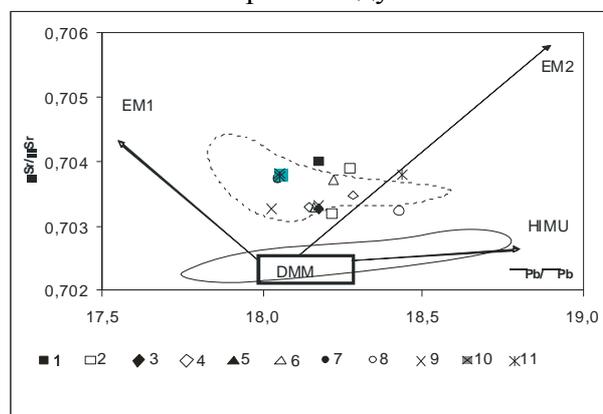


Рис. 3. Диаграммы соотношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Условные обозначения см. рис. 1

От остальной части образцов наиболее резко отличаются пикриты хребтов Валагинского и Тумрок. Для них изучена только изотопия неодима, но по низким значениям отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.513059 - 0.512992) они явно смещены от основной части в сторону обогащенного источника EM1. В тоже время данные по изотопии неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513383$) ультраосновные породы силла хр. Тумрок резко отличаются от лав пикритов. По этому показателю пикрит силла более близок к габбро Адриановского массива хр. Тумрок ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513166, 0,513249$).

Заключение

Изучение изотопного состава магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки позволило выделить четыре группы пород, различающиеся по своим изотопным характеристикам. Первичные расплавы пород первой группы генерировались в надсубдукционном клине деплетированной верхней мантии (DMM). Вулканиты второй группы, вероятно, формировались из деплетированной мантии, зараженной обогащенным веществом, которое, по-видимому, для пород п-ова Камчатский Мыс является производным Гавайского плюма. Изотопная специфика образцов третьей группы обусловлена флюидным привнесением

экстрагированного вещества океанической коры из зоны субдукции Четвертую группу образуют пикриты хребтов Тумрок и Валагинский. Их резко обогащенный состав, вероятно, связан с внутриплитным проявлением вулканизма

Подтвержден ранее сделанный вывод о влиянии вещества Гавайского плюма на процессы плавления верхнемеловых островодужных базальтов камчаткомысского сегмента Кроноцкой палеодуги.

Особенности изотопного состава эоценовых комплексов Кроноцкой палеодуги в отличие от меловых вулканитов показывают, что на эоценовой стадии в процесс магмогенерации вовлекалось вещество измененных базальтов субдуцирующейся океанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-08-00017).

Литература

1. С.Г. Сколотнев, Н.В. Цуканов, А.В. Федорчук, Д.П. Савельев // ДАН. 2008, Т.418, № 2, С. 232–236.
2. M. Tatsumoto, E. Henger, and D.M. Unruh // Volcanism in Hawaii. 1987, Vol. 1. US Geol. Survey Prof. Paper, pp. 723-743.

МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ МАРКОВСКОЙ ГИПСОТОМОГРАФИИ**Черников А.Г.^а, Либина Н.В.^б**^аООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», пос. Развилка, Московская обл., Россия.^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,A.Cheernikov@vniigaz.gazprom.ru

Марковская гипсотомография представляет собой новый способ обработки результатов дистанционных измерений рельефа земной поверхности с целью построения модели внутреннего строения массива горных пород. Способ опирается на теорию Марковских процессов, возникшую в 1907 как результат исследований математика А. А. Маркова. Одна из форм марковского процесса, представляющая последовательность дискретных состояний, называется цепью Маркова. Геологические объекты и процессы, представленные в виде марковской цепи, можно описывать и моделировать с помощью матриц переходных вероятностей, при условии, что они должны обладать марковским свойством. Под термином «марковское свойство» или просто «марковость» - понимают наличие зависимости вероятности конкретного состояния от непосредственно предшествующего, или предшествующих - для цепей высоких порядков [1]. Способ изучения глубинного строения массива горных пород базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа подстилающих горизонтов в марковских свойствах поверхности перекрывающих наслоений. В этом случае, согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковость подстилающего слоя) вероятностно определяет состояние последующее - марковость покрывающего слоя. Следовательно, изучая определенным образом марковские свойства рельефа на дневной поверхности, представляется возможным решить

обратную задачу - извлечь информацию о изменении марковских свойств с глубиной, а следовательно, и о глубинном строении массива. Для реализации этой идеи используются результаты регистрации измерений рельефа поверхности Земли, преобразованные в дискретную числовую последовательность, и система обработки, позволяющая выполнять прогноз (зондирование) строения массива путем марковского преобразования измеренных свойств, как по профилям, так и по площадям наблюдений [2].

Основой для опробования методики прогноза глубинного строения в условиях сложно расчлененного рельефа дна океана и прилегающих территорий послужила цифровая 2,5 километровая батиметрическая карта района Арктики в прямоугольной проекции [3]. Площадь, определенная для гипсометрического зондирования, представлена прямоугольником размером 1500x3000 км, с расстоянием между узлами 2 км. (Рис. 1а). Выбранная частота зондирования (число марковских состояний в последовательности) обеспечила расчетную глубину прогноза порядка 8000 метров. Для выбранной области была рассчитана 3-D модель изменчивости марковских характеристик, которые изоморфно, трансформировались в значения кажущихся скоростей продольных волн. По рассчитанному кубу свойств были построены глубинные разрезы по 9 профилям проложенным вкрест простирания основной морфологической структуры - хребта Гаккеля (Рис. 1б).

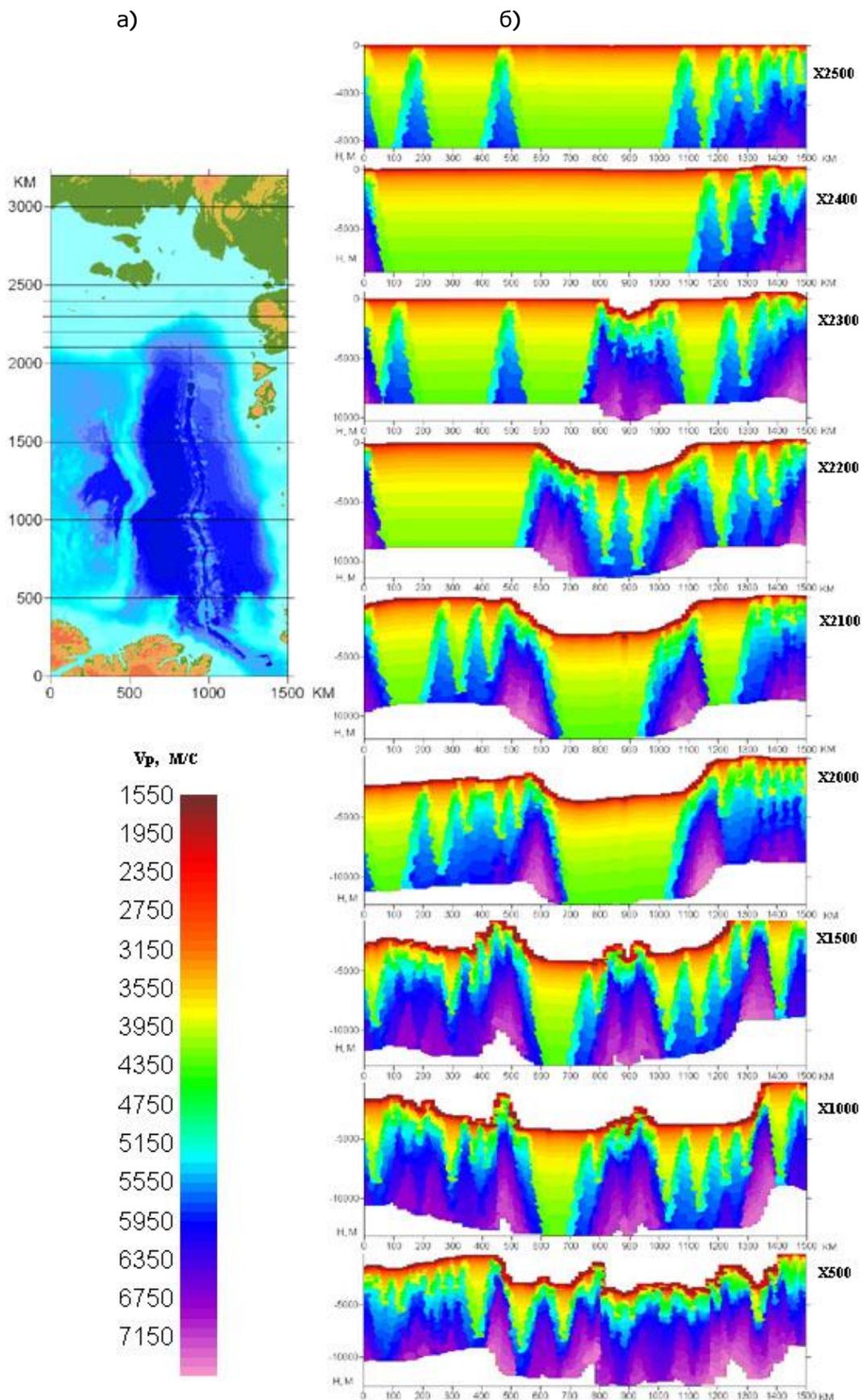


Рис. 1. Прогнозная скоростная 3-D модель геологического пространства в районе хребта Гаккеля по данным марковской гипсотомографии

Для приведения полученных томограмм к сопоставимому виду, рассчитывалась степень изменчивости марковских характеристик, которая способом марковской инверсии,

пересчитывалась изоморфно в значения кажущейся скорости (Vp^k).

На рисунке 2 приведена детализация прогнозного разреза сопоставленного с рельефом земной поверхности.

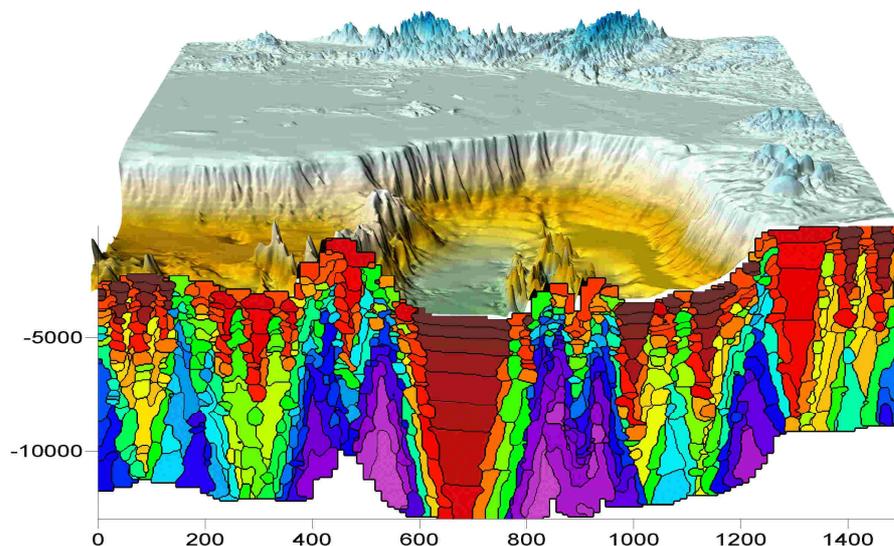


Рис. 2. Пример томографического разреза территории Арктики, рассчитанный по профилю $X=1500$ и сопоставленный с рельефом.

Аналогичные приведенным, расчеты были выполнены для большего сегмента арктического бассейна в квадрате размером 4000×2000 км., с центром на Северном Полюсе.

На основании проведенных исследований можно сделать вывод, подтверждающий наличие сложных и существенно нелинейных связей между составом, строением подземного пространства и рельефом дневной поверхности. Дальнейшее развитие метода предполагает осуществить переход от выявления пространственной изменчивости марковских свойств массива к прогнозированию пространственного распределения стратиграфических комплексов, их тектонического строения и свойств. Априорные данные о строении, полученные дистанционно, позволят с

большой уверенностью осуществлять проектирование разведочных работ. Также они могут служить основой для интерполяции фрагментированных на площади наблюдений и интеграции разнохарактерных данных в обобщенную физико-геологическую модель.

Литература

1. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л. Наука, 1980.
2. Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В. Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности. М., «Разведка и охрана недр» №2, 2001, с. 57-59.
3. IOC/IASC/IHO Editorial Board for the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (EB-IBCAO) Report of Meeting: Dartmouth, Canada; 1999.

К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ**Чехов А.Д.^а, Сидоров А.А.^б**

^аСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
(Chekhov@neisri.ru)

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
(tma2105@ya.ru)

Виктор Ефимович Хаин – человек поразительного таланта, яркая незаурядная, разносторонняя и многогранная личность. Он оставил неизгладимый след в памяти тех, кому удавалось с ним соприкоснуться, и, тем более, кому повезло каждодневно в течение многих десятилетий с ним общаться, или даже, как автору, участвовать в совместных полевых исследованиях (Корякское нагорье, 1973 г.). В оставленном нам крупнейшем творческом наследии Виктора Ефимовича определенное место занимает и указанная в названии доклада проблема типизации земных недр. К ней он обращался дважды – в начале 60-х годов прошлого столетия, когда явился одним из инициаторов создания трехчленной типизации земной коры, и потом в начале 80-х, с переходом на плейтктонические позиции, отказавшись от такого ее деления, посчитав этот путь тупиковым. Именно так было сформулировано его мнение относительно новаций автора о целесообразности и необходимости выделения в качестве третьего вполне самостоятельного типа коры так называемой окраинноморской ее разновидности [1, 2].

Тем не менее, свои исследования в этом направлении автор продолжил, завершив их известной монографией [3], в которой, в частности, утверждалось, что вопреки бытующим представлениям, вопросы типизации земных недр, как на коровом, так и на более глубинном – литосферном уровнях, далеко не сняты с повестки дня, и несомненно требуют для однозначного их решения дальнейшего изучения и обсуждения.

Зарождение проблемы типизации коры относится к далеким тридцатым годам прошлого столетия, бурным не только в геополитическом плане (шел очередной передел Мира), но и в области геотектоники, где происходила очередная смена парадигм. Вегенеровский мобилизм резко терял свою былую популярность, и уступал свое место фиксистским представлениям, напрочь отрицавшим возможность сколько-нибудь крупномасштабных латеральных перемещений на поверхности Земли. Не исключено, что именно такой коренной перелом во взглядах геологов и открыл путь в тектонику целой плеяде выдающихся личностей: Г. Штилле, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, и среди них – В.Е. Хаина, впервые в это время выступившего с общими геотектоническими построениями – отстаивая пульсационную гипотезу развития Земли [4]; что, кстати, не потеряло своей актуальности вплоть до настоящего времени (именно таких взглядов придерживается его давний соратник и коллега Е.Е. Милановский, да и не только он).

Но перед тем как уйти в небытие (как потом выяснится на долгое тридцатилетие) сторонниками мобилизма были сформулированы два принципиально важных положения. Во-первых, что окраинные моря, вытянувшиеся цепочкой вдоль восточной оконечности Евразийского континента, совместно с ограничивающими их со стороны Тихого океана островными вулканическими гирляндами и тесно сопряженными с последними глубоководными желобами, скорее всего и представляют собой гомологи геосинклинальных областей

прошлого. А стало быть, изучив субстрат этих бассейнов, можно получить ответ на актуальный вопрос, что же представляло собой в тектоническом отношении так называемое «доньшко» геосинклиналей (образное выражение Н.С. Шатского). И второе. Протекающие здесь, в окраинных морях, процессы трансформации океанической литосферы в континентальную, обусловлены, скорее всего, пододвиганием массивного базит-перидотитового субстрата Тихого океана под край Азиатского континента [5, 6]. Как видим, из краеугольных понятий будущей плитовой тектоники, таких как спрединг и субдукция, раньше было распознано (или гениально предугадано) наиболее сложное из них – пододвигание литосферных плит. Кстати, многими не воспринимавшееся как реально существующее до последнего времени.

Приступив же к непосредственному изучению дна дальневосточных морей, в первую очередь Охотского, удалось лишь в пятидесятые годы, когда появилось крупное океанографическое судно «Витязь», а позднее НИС «Пегас». С помощью драгирования коренных пород дна, дночерпателей, бурения и т.п., а главное, использования всех средств и возможностей геофизических методов (ГСЗ, гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка МОВ ОГТ, НСП и др.) удалось получить обширнейшую информацию как о морфологии морского дна, составе и мощностях осадочного чехла, так и внутренней структуре консолидированной коры и, отчасти, верхней мантии. Эти данные постоянно обобщались в многочисленных публикациях и крупных монографиях, наиболее известной из которых, пожалуй, является «Строение дна Охотского моря» (1981), вышедшая под редакцией член-корр. АН В.В. Белоусова и Г.Б. Удинцева

Однако в главном вопросе – выяснение истинного характера (типа) субстрата окраинных морей – результат оказался, как известно, крайне неоднозначным. Одними, как в вышеупомянутой монографии, субстрат интерпретировался как типично

континентальный, но разрушающийся (в процессе базификации) и трансформируемый в кору океанического типа (уже возникшую, в частности, в Курильской котловине). Свидетельством этого, якобы, является существование между двумя крайними типами коры, неких переходных (или промежуточных) разностей, названных субконтинентальным и субокеаническим типами [7]. Надо сказать, что такая четырехчленная классификация земной коры широко бытует и в настоящее время, чаще с заменой приставок «суб» на соответственно «утоненная» или «растянутая» континентальная кора и утолщенная (или «умощенная») океаническая. Хотя принципиально от этого суть таких, «ленивых», по меткому выражению Б.В. Петрушевского, терминов не меняется – они не включают в себе точных и конкретных параметров и характеристик, подобных таковым в двух других так называемых главных типах коры и потому остаются расплывчатыми и неопределенными.

Возможно понимая это, на II Всесоюзном совещании по проблемам тектоники в докладах сразу трех ведущих тектонистов страны (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и П.Н. Кропоткин) и геофизика И.В. Померанцевой (вот он советский коллективизм!) были высказаны и всесторонне обосновывались представления о правомерности выделения, наряду с общепринятыми континентальным и океаническим типами земной коры, также третьей («геосинклинальной») ее разновидности (Строение и развитие земной коры, 1964).

Предложенное новшество, как известно, в дальнейшем не укоренилось (возможно, в том числе, и из-за неудачного наименования), хотя позднее было неоднократно поддержано и другими видными исследователями. В частности, Ю.М. Пушаровский [8] рекомендовал выделение областей с так называемым мозаичным распределением разных типов коры, отвечающим современным геосинклиналям (западная периферия Тихого океана, районы Индонезии,

Карибского моря и др.), подчеркивая, что это «имеет принципиальное значение для структурного районирования земной поверхности, ибо позволяет обсуждать особенности разрастания материковых окраин, формирование «гранитного» слоя и коры континентального типа в целом; распространение таких мозаичных зон в геологическом прошлом».

Ю.М. Шейнманн [9] в еще более категоричной форме указывал, что «собственно океаническая кора характерна только для открытых океанов и отсутствует в окраинных морях». «Глубинные процессы здесь в области тектоноферов (островные дуги) близки или идентичны процессам, создавшим кору континентов». «Континентализация» в окраинных морях захватывает все новые участки и влечет изменение коры от океанической к новому типу». «Литосфера под окраинными морями близка литосфере внутренних морей (типа Средиземного) и сильно отличается от литосферы собственно океана».

Своеобразие и неповторимость земной коры окраинноморских областей отмечалась и геофизиком Р.М. Деменицкой [10], указывавшей, что по характеру протекавших здесь тектонических процессов, ее следовало бы выделять под названием «деструктивно-конструктивной».

В ходе работы над составлением «Тектонической карты Востока СССР и сопредельных областей» (1979) автор, анализируя обширные геолого-геофизические материалы по этому притихоокеанскому региону, приходит к оригинальному выводу о развитии мезозойд Северо-Востока на особом, специфическом субстрате, отличном как от океанического, так и от континентального, и тем самым напоминающем таковой, развитый в современных окраинных морях, потому и названный палеоокраинноморским [2]. В дальнейших публикациях автора получили последовательное развитие представления о целесообразности и правомерности использования в тектонических целях, в частности, в палеогеодинамических

построениях не двух- или четырех-, как принято, а трехчленной типизации земной коры [3]. Помимо общеизвестных – океанического и континентального его типов, в качестве равнозначной с ними предлагалось узаконить выделение так называемой окраинноморской разновидности земной коры. Аргументация в пользу реального существования таковой приводилась самая разнообразная: тектоническая, петрологическая, геофизическая, морфологическая. Но хотя предлагаемая новация имела определенный научный резонанс и была положительно воспринята – использовалась в построениях ряда исследователей как отечественных (В.Т. Съедин, А.А. Пейве, М.Н. Косько, Н.И. Филатова и др.), так и иностранных (К. Тамаки), однако полного признания она так и не получила.

Главный аргумент скептиков при этом был всегда одинаков: зачем, мол, вводить новый термин «окраинноморская» кора, когда существуют такие, как утоненная континентальная и утолщенная океаническая, вполне отражающие промежуточную или переходную (а стало быть, второстепенную) сущность земной коры краевых задуговых бассейнов. И такой довод было достаточно трудно опровергнуть, вплоть до тех пор, пока с помощью сейсмотомографических наблюдений не удалось со всей определенностью показать, что практически все окраинноморские бассейны имеют отчетливые глубинные вплоть до литосферных границы. Последние, совпадая с древними, либо с современными сейсмофокальными зонами, отчетливо очерчивают вполне самостоятельные литосферные микроплиты; причем, что крайне важно подчеркнуть, плиты с внутренним глубинным устройством, принципиально отличным и от океанических, и от континентальных площадей.

Так, по данным сейсмотомографии Охотоморская плита (явившаяся, кстати, тектонотипической для выделения автором окраинноморской разновидности коры), как оказалось, имеет по всему своему

периметру весьма глубинные (вплоть до 400 – 600 км) границы, трассируемые либо сейсмофокальными палеозонами (на севере и западе), либо современными (на юго-востоке) зонами субдукции [11, 12]. Ни о каком предполагавшемся многими исследователями постепенном переходе этой плиты к северу в континентальные Евразийскую или Североамериканскую в свете современных геофизических данных не может быть и речи. Охотоморская плита является вполне самостоятельной и автономной тектонической единицей (точно так же, как таковыми являются, согласно тем же сейсмотомографическим наблюдениям, смежные с нею Япономорская и Берингоморская).

Но наиболее эффектно, ярко и выразительно своеобразный микроплитный характер и специфическое глубинное устройство (со стагнантными слэбами в основании, водообогащенной мантией, малоглубинными диапирами, разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами) удалось показать на примере детально и всесторонне изученной современной сложной системы задуговых бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии [13].

Число приведенных примеров своеобразия глубинного строения окраинных морей можно было бы приумножить, в частности, за счет Карибского межокеанического региона. Однако и изложенного вполне достаточно, чтобы убедиться, что давние авторские представления именно о трехчленной типизации земных недр не только не потеряли свою правомерность, но все более подтверждаясь новыми геологическими наблюдениями, существенно углубились, причем как в прямом, так и в переносном смысле этого слова. Действительно, если ранее типизация проводилась лишь на относительно малоглубинном коровом уровне (а потому, возможно, и оказалась недостаточно убедительной), то теперь с появлением сейсмотомографических методик просвечивания Земли этот уровень существенно, во много крат

углубился, достигая обычно подошвы литосферного слоя, а нередко и мантийно-ядерной границы.

Таким образом, на смену традиционному оперированию при тектонических построениях разновидностями земной коры приходит деление литосферной оболочки Земли на три крупные составные части, или литосферные типы – океанический, окраинноморский и континентальный, каждому из которых соответствуют свои собственные параметры и характеристики. Так, все они обладают четко выраженными глубинными сейсмическими границами, ясным, неповторимым морфологическим обликом (океанические впадины, окраинноморские бассейны, континенты); существенным своеобразием магматических и металлогенических проявлений; наконец, специфическими особенностями протекающих в них тектонических процессов (или режимов). В совокупности же, как представляется, эти типы литосферы и составляют главную геотектоническую, или геодинамическую триаду Земли, отражающую направленность ее глубинного развития. При этом крайне важным, можно сказать, ключевым и наиболее сложным звеном этой единой эволюционной цепочки является именно окраинноморская разновидность литосферы, представляющая собой своеобразную фабрику по производству новых порций ювенильной континентальной коры.

Что же касается происхождения окраинных морей (и одноименной литосферы), то из всех предложенных способов (базификация и обрушение континентальной коры; отчленение, или траппинг океанических пространств; раздвиговые процессы) наиболее приемлемым представляется вариант, берущий свое начало от П.Н. Кропоткина, впервые указавшего, что «лишенные гранитной части впадины Охотского и Берингова морей выглядят, как прорехи в сиалическом слое, возникшие при дрейфе островной дуги в сторону Тихого океана». Ныне этот чрезвычайно популярный у зарубежных геологов вариант объяснения

образования островных дуг и краевых бассейнов называется откатом («rollback») желоба в сторону океана вследствие последовательного погружения в мантию толстого и холодного океанического слэба (с отрицательной плавучестью) и последующего его выполаживания и стагнации.

Веское подтверждение существования упомянутой геотектонической триады (океаническая – окраинноморская – континентальная литосфера) мы находим в металлогенических построениях как отечественных, так и зарубежных исследователей. Как было показано недавно [14], металлогения с ее тремя характерными «линиями» или «полихронными формационными рядами» замечательно укладывается в представления о существовании трех главных типов литосферы Земли: двух общепринятых «классических» (океанического и континентального) и третьего, с так называемым модифицированным типом оруденения – окраинноморского, по нашему твердому убеждению, в полной мере недооцененного. А между тем, такая считавшаяся промежуточной или переходной разновидность литосферы является едва ли не определяющей в эволюции Земли как в тектоническом отношении – рождение новых порций ювенильной континентальной коры и формирование суперконтинентов, так и в металлогеническом плане – разнообразный и высокий промышленный потенциал рудных проявлений.

В заключении подчеркнем, что выдающийся тектонист современности Виктор Ефимович Хаин («НеоЗюсс») всю свою долгую творческую жизнь посвятил решению поставленной перед собой сложнейшей научной задачи – созданию новой всеобъемлющей геотектонической концепции или общей теории глубинного тектогенеза Земли. Все его многочисленные научные творения ([15-17] и многие другие) – это и есть последовательные шаги и ступени на пути покорения этой величественной научной вершины. Сделано многое, но, увы, далеко

не все. Видимо, решение подобного рода грандиозных, глобального уровня задач и проблем по силам лишь отдельным, обязательно прекрасно технически оснащенным, интернациональным коллективам и содружествам высокопрофессиональных специалистов самого разного геологического и геофизического профиля, причем с обязательным усвоением и использованием всего того лучшего, что выработано геологической наукой прошлого. Хочется надеяться, что изложенная выше авторская концепция геодинамической триады в развитии литосферы Земли, также может оказаться востребованной при этом.

Литература

1. *А.Д. Чехов.* Модель тектонической эволюции Северо-Востока СССР // Доклады. АН СССР. Т. 285. № 6. 1985. С.1428-1432.
2. *А.Д. Чехов.* Об "эпиокраинноморской" тектонической природе дорифейского субстрата мезозойд Северо-Востока СССР // Доклады АН СССР. 1986. Т. 289. № 5. С. 1209-1214.
3. *А.Д. Чехов.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.
4. *В.Е. Хаин.* Осцилляционный ритм земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Вып. 1. С. 56-82.
5. *Lawson A.C.* Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of the Asiatic Coast // Bulletin Geological Society of America. 1932. V. 43. P. 353-382.
6. *А.Н. Мазарович.* Основы геологии СССР. М.: ОНТИ, 1938. 544 с.
7. *И.П. Косминская, С.М. Зверев, П.С. Вейцман и др.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 1. С. 20-41.
8. *Ю.М. Пуцаровский.* Принципы тектонического районирования океанов // Геотектоника 1972. № 6. С.18-28.
9. *Ю.М. Шейнманн.* Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли // Геотектоника 1972. № 6. С. 29-44.

10. Р.М. Деменицкая. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
11. *Bijwaard H., Spakman W.* Closing the gap between regional and global travel time tomography. // *Journ. of Geoph. Research.* 1998. V. 103. No. B 12. P. 30055-30078.
12. *Е.А. Константиновская, А.В. Горбатов, Г.М. Иванов.* Зона палеосубдукции в Охотском море: геологические и геофизические данные // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы тектонического совещания.* М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 278-282.
13. *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research.* 2007. V. 11. P. 7-37.
14. *А.А. Сидоров, А.Д. Чехов.* О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // *Доклады РАН* 2009. Т. 427. № 2. С. 229-232.
15. *В.Е. Хаин.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
16. *В.Е. Хаин.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 519 с.
17. *В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе.* Геотектоника с основами геодинамики. Учебник (2-е изд., испр. и доп.). М.: КДУ, 2005. 560 с.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МИКРОПЛИТЫ

Чехов А.Д.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
(Chekhov@neisri.ru)

Проблема происхождения окраинных морей с самого начала имела несколько вариантов ее решения. Во-первых, что это опущенные разрушаемые части континентальной окраины; во-вторых, что моря представляют собой результат смещения в сторону океана островных вулканических дуг; наконец, что это области перерождения симатической коры океанов в континентальную литосферу. Все они бытуют до наших дней в виде известных альтернативных тектонических концепций – деструкции (базификации) континентальной коры и, наоборот, «конструктивного тектогенеза»; а также некой промежуточной между ними рифтогенно-раздвиговой разновидности представлений, используемых в построениях и тех, и других.

В наисовременнейшем, регулярно подновляемом учебном пособии «Геотектоника с основами геодинамики» (2005), подготовленным академиком В.Е. Хаином в содружестве с М.Г. Ломизе, окраинные моря определяются как составные элементы активной окраины западнотихоокеанского типа, развивающиеся над зонами субдукции. Они подразделены на задуговые (тыльнодуговые), внутри- и преддуговые бассейны, образовавшиеся как в ходе деструкции континентальной коры, так и в процессе раскола и раздвижения островных дуг. Механизмом образования окраинных морей считается либо «фрикционная» модель Д. Карига, либо, более модный ныне вариант так называемого «отката» желобов (или шарниров субдуцируемых плит) в сторону океана (rollback). Допускается существование и иного типа задуговых бассейнов – «отгороженных», возникших при перескоке зоны субдукции в сторону океана; а также своеобразной группы

окраинных и внутренних морей на пассивных окраинах и во внутренних частях континентов, без видимой связи с зонами субдукции (Красное, Черное и др.).

Систематизация, в целом, достаточно всеобъемлющая, но не достаточно глубинная – выполнена лишь на коровом уровне, отчего в ней много неясностей. Например, чем руководствоваться при проведении внешних границ окраинноморских областей, или какова все-таки сущность тектонических процессов протекающих в них – разрушение или созидание земной коры. Пролить свет на эти и другие актуальные вопросы может лишь более глубокое проникновение в земные недра – переход на литосферный уровень районирования зон перехода континент-океан.

Это стало возможным в связи с появлением сейсмотомографических способов просвечивания Земли. Первые же профили показали, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет крайне своеобразное строение, принципиально отличное и от океанических, и от континентальных площадей. Практически все они, к тому же, имеют весьма глубинные, вплоть до литосферных границы, маркируемые либо древними, либо современными зонами субдукции, уверенно очерчивающими вполне самостоятельные литосферные микроплиты.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе юго-восточной Азии это удалось лучше всего показать в работе [1]. Детальной сейсмотомографией здесь выявлено своеобразное микроплитное общее строение и специфическое глубинное устройство – со стагнантными слэбами в основании плит,

водобогатенной мантией, из которой зарождаются малоглубинные диапиры; разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами, погружающимися под смежные с ними островные вулканические дуги.

Такие же характерные элементы – повсеместно глубинные ограничения по

древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, развивающиеся под глубоководными впадинами (иногда спрединговыми), выполаживающиеся на глубине зоны субдукции – выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к Северо-Востоку окраинных морях – Охотском и Беринговом (рис. 1).

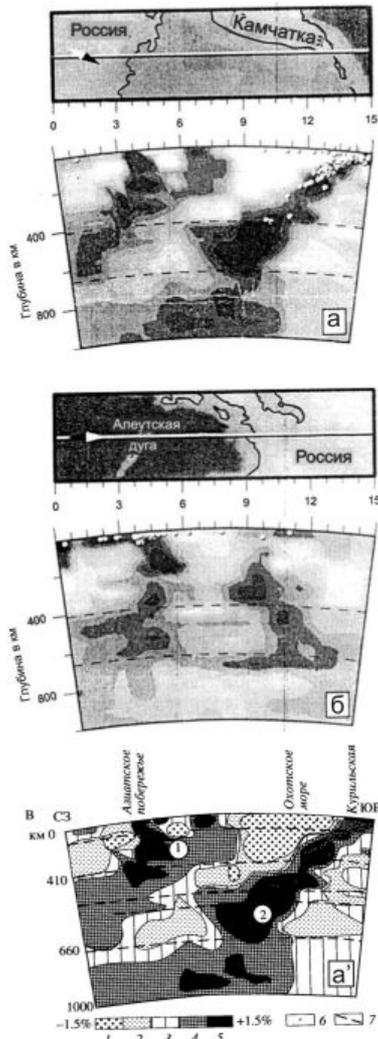


Рис. 1. Глубинные сейсмотомографические разрезы через северо-восточную часть Охотоморского бассейна (а) и (б) вкост Алеутской дуги и Командорской впадины Берингова моря [2]; а' – глубинная структура палеозоны (1) и современной зоны субдукции Курильской островной дуги (2) в адаптации по [3].

Составленная автором схема строения и геодинамики Охотской плиты (рис. 2), является результатом анализа материалов, главным образом, отечественных геологов (Г.С. Гнибиденко, И.К. Туезова, В.В. Харахинова и др., Тектонической карты составленной О.П. Дундо, а также

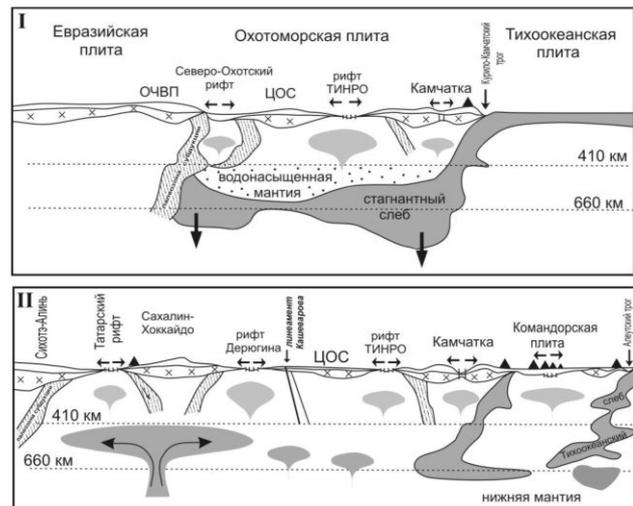
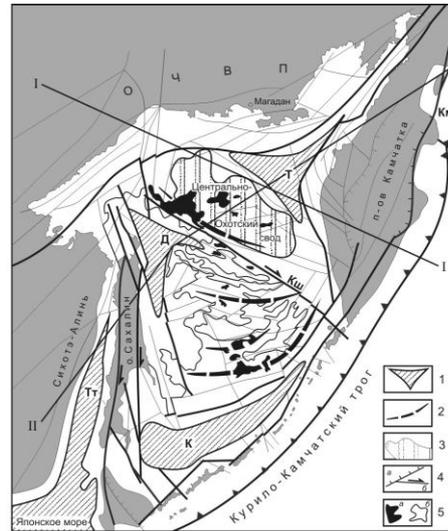


Рис. 2. Схема строения и геодинамики Охотоморской плиты и гипотетические литосферные разрезы. 1 - впадины (Т - ТИНРО, Д - Дерюгина, К - Курильская); 2 - реликты палеоостровных дуг; 3 - Центрально-Охотский свод (ЦОС); 4 - разломы (а - надвиги, б - сдвиги), Кш - Кашеваровская линейная зона; 5 - коренные выходы дна моря.

публикаций известных коллективов Ю.М. Пушаровского, Н.А. Богданова и В.Е. Хаина, Е.В. Вержбицкого и др.). Вместе с тем была учтена и вся доступная автору информация иностранных специалистов, в первую очередь, японских (Kimura J., Takeuchi T., Otofujii Y., Tamaki K., Maeda J.

и др.), но не только. Весьма полная сводка по рассматриваемому Охотоморскому региону выполнена австралийцем У. Шеллартом [4], тщательно проанализировавшего и прокомментировавшего не только все основные взгляды иностранных ученых на природу Охотской плиты, но также использовавшего в своих построениях и некоторые из материалов отечественных геологов, правда, опубликованных только в англоязычных изданиях. Именно языковым барьером, по нашему мнению, и обусловлено существование целого ряда просчетов и недостатков в составленной им сводной схеме. Укажем некоторые наиболее существенные из них.

Во-первых, Охотоморская плита не заходит острым углом далеко к северу вглубь материка, как это принято изображать в иностранных публикациях, и показано на схеме У. Шелларта. Северная граница плиты проходит примерно вдоль северного побережья Охотского моря и в современной структуре выражена протяженной цепочкой глубоких кайнозойских грабенов – рифтов или прогибов (с мощностью осадков достигающих 7-8 км), а местами системой левосторонних сдвигов [5]. На глубине ей отвечают по сейсмотомографическим наблюдениям (см. рис. 1) отчетливые высокоскоростные мантийные аномалии, погружающиеся на север-северо-запад до глубин 400-600 км и затем выполаживающиеся, таким образом, подтверждая давно известное [6] предположение о существовании здесь Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны Бенъоффа, заложение которой возможно относится к раннему – среднему палеозою.

Во-вторых, внутренняя структура Охотоморского региона определяется не только одной Курильской (или Южно-Охотской) глубоководной котловиной, как чаще всего и считается, в том числе и У. Шеллартом. Помимо нее, здесь существуют сходные между собой две другие относительно глубоководные впадины – Дерюгина и ТИНРО. Обе характеризуются отчетливой треугольной

конфигурацией в плане (тройное сочленение рифтов), заполнены осадками (до 12 км), и отличаются заметно сокращенной мощностью консолидированной коры (особенно «гранитного» слоя до 2-7 км), повышенным тепловым потоком и разуплотненным по данным сейсмотомографии мантийным субстратом. Несколько более сложно устроена впадина Дерюгина. Она состоит из двух частей – западной, с мощностью осадков до 10 км, и восточной – некомпенсированной, глубоководной (до 2 км) со всеми признаками существования в ней океанического субстрата – гидротермальным просачиванием металлоносных осадков, наличием баритовых скал, высоким тепловым потоком и др. Учитывая развитие на смежной с ней территории Сахалина островодужного вулканизма (в период от 28 до 17 млн лет), можно полагать, что субстрат впадины в это время был типично океаническим, субдуцирующим к западу, но позднее (15-16 млн лет) она было отчленена от океана Курильской островной дугой (в ходе раскола и отката последней к юго-востоку в современное положение).

Недавно появились дополнительные свидетельства родства этих впадин не только между собой, но также и с Курильской «океанической» котловиной. На дне последней с глубины более 4000 м из образцов андезито-базальтов, взятых с симаунтного вулкана «Геофизик», получены островодужные петрохимические характеристики, указывающие на наличие здесь утоненного континентального субстрата, а не океанического, как всегда предполагалось [7]. Кроме того, выявляющееся по данным сейсмической томографии под впадиной ТИНРО значительное разуплотнение мантии (см. рис. 1), возможно свидетельствует о существовании здесь малоглубинного астеносферного диапира, которым и обусловлено протекание процессов рифтинга как в этой, так и двух других впадинах. Именно так и проинтерпретирована их глубинная

структура на составленных автором по данным сейсмотомографии гипотетических литосферных разрезах, помещенных в нижней части рис. 2.

Поднятия в пределах дна Охотского моря на авторской схеме ее внутреннего строения и геодинамики подразделены на две группы – предполагаемых реликтов палеоостровных дуг и загадочный Центрально-Охотский свод. Последний, расположенный между впадинами Дерюгина и ТИНРО, ограничен с юга крупнейшим Кашеваровским линеamentом и, предположительно, рассматривается нами, вслед за [8], как фрагмент «шантарид», что косвенно подтверждается отдельными древними датировками вулканических пород (313,4; 218,1 и 179,1 млн лет), а также обнаружением здесь своеобразных метаморфитов с «уникальными футлярообразными гранатами» сходными с таковыми из Срединнокамчатского метаморфического блока [9, 10].

Цепочки узких, вытянутых в широтном направлении остаточных

островодужных поднятий в южной части моря, возможно, представляет собой след эпизодически отступающей в сторону океана Пракурильской островной дуги, в связи с неоднократным ее расщеплением, как это доказывается для самого последнего эпизода, связанного с образованием Курильской впадины [11].

Наконец, рис. 3 иллюстрирует сценарий зарождения и эволюции всех трех дальневосточных окраинных морей в соответствии с моделью отката желобов (или шарниров субдуцируемых океанических плит) в сторону океана (rollback), считавшейся в настоящее время универсальной. Под названием «модель раскрывающейся салунной двери (одно- и двухстворчатой)» она подтверждена палеомагнитными данными на конкретном примере раскрытия Японского моря, а также всесторонним рассмотрением с числовым и аналоговым моделированием серии клиновидных задуговых бассейнов (Лау, Сев. Фиджи), включая и Курильскую впадину Охотского моря [4].

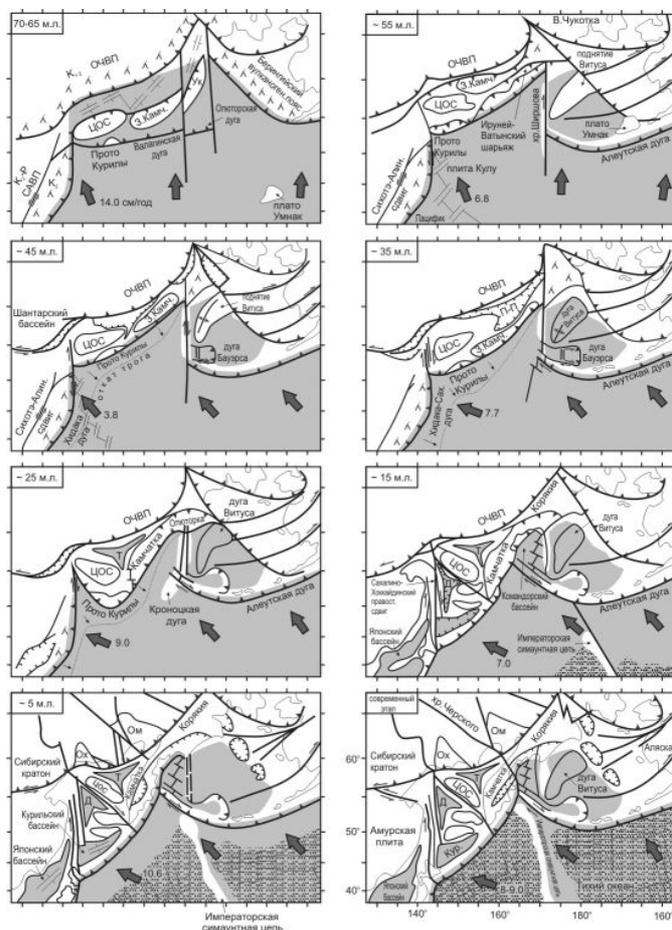


Рис. 3. Принципиальная схема эволюции континентальных окраин северо-запада Тихого океана в позднем мелу–кайнозое. Синтез концептуального сценария эволюции Алеутско-Берингоморского региона с моделью отступающего трога (по [4] с изменениями и дополнениями автора).

Предложенная схема выполнена на основе построений У. Шелларта, но с учетом всех выше упомянутых авторских дополнений и изменений. Из нее следует, что сценарий раскрытия Охотоморской литосферной микроплиты принципиально мало отличался от такого, разработанного для двух смежных с ним окраинноморских бассейнов – Берингова и Японского. Во всех трех случаях начальным моментом раскрытия, как указывалось [12], явилось, вероятно, столкновение с молодыми новообразованными окраинноконтинентальными орогенами таких океанических структур как срединноокеанические

хребты, внутриокеанические симаунтные цепи (Императорская) или энсиматические островные дуги. Дальнейшее развитие процесса образования окраинных морей происходило комбинированно, как в ходе отката (или перескока) глубоководных желобов в сторону океана, так и образования над мелкомантийными диапирами глубоководных впадин со становлением в них ювенильной земной коры. Совместно с одновременно формирующимися смежными островодужными сооружениями, они и представляют собой тот особый тип литосферы, названный нами окраинноморским, принципиально отличный от двух других (океанского и континентального), но в тоже время составляющий вместе с ними геодинамическое единство (триаду) в развитии Земли.

Выводы: 1. Окраинные моря, будучи ограниченными со всех сторон и снизу структурами глубинного заложения, представляют собой формирующиеся на наших глазах литосферные микроплиты, в пределах которых в ходе одновременного развития малоглубинных верхнемантийных диапиров, сопряженного с формированием островных вулканических дуг, создается своеобразная мозаичного типа кора и литосфера, названная нами окраинноморской. Последняя представляет собой характерное сочетание площадей ювенильной, вновь образованной коры с фрагментами континентальной коры более древнего возраста. Среди окраинных морей намечается существование двух главных разновидностей: широкошельфовых окраинноконтинентальных (Охотское, Берингово) и периокеанических (типа Филиппинского).

2. Активные окраины представляют собой мозаику литосферных микроплит со своеобразным субстратом, резко отличным и от океанического и от континентального, а в совокупности с ними составляющим единую геодинамическую триаду в развитии Земли (океанический –

окраинноморский – континентальный тектонические режимы).

3. Изложенные материалы, на наш взгляд, являются хорошей иллюстрацией главного тезиса или правила, которого всегда придерживался в своих исследованиях В.Е. Хаин. К решению любого научного вопроса или проблемы следует подходить не прямолинейно и однобоко, а всесторонне, не исключая, казалось бы, противоречащих и даже взаимоисключающих друг друга явлений, как в нашем случае, деструктивных и конструктивных; на самом деле, как выясняется, являющихся взаимодополняющими и взаимодействующими в процессе созидания литосферы особого окраинноморского типа.

Литература

1. *Maruyama S. et al.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*, 2007. V. 11. P. 7-37.
2. *Bijwaard H. et al.* Closing the gap between regional and global travel time tomography. // *Journ. of Geoph. Research*. 1998. V. 103. No. B 12. P. 30055-30078.
3. *Е.Н. Меланхолина.* Активные зоны перехода континент-океан // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Геотектоника и геодинамика». СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 274-283.
4. *Schellart W.P. et al.* Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // *Tectonics*. 2003. V. 22. No. 5. P. 2-1-2-17.
5. *Worrall D.M. et al.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. V. 15. No 4. P. 813-826.
6. *Н.А.Шило, Р.Б. Умитбаев.* Монголо-Чукотская система глубинных разломов – древняя сейсмофокальная зона // *Геология и геофизика*. 1977. № 5. С. 158-165.
7. *Tararin I.A. et al.* Petrology and geochemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist seamount in the Kurile Basin: evidence for the existence of thinned continental crust // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. No 4. P. 757-765.

8. *Л.И. Красный*. Геолого-структурные черты Охотоморского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 3-8.
9. *Т.А. Емельянова и др.* Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 4. С. 3-18.
10. *Г.И. Говоров*. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002.
11. *B.V. Baranov et al.* Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.
12. *А.Д. Чехов*. Когда и как образовалось Охотское море (к механизму формирования окраинноморских бассейнов) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 433-435.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)**Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г.***Геологический институт РАН, г.Москва (vadim@ilran.ru)*

Подводный хребет Ширшова, разделяющий Командорскую и Алеутскую глубоководные котловины Берингова моря, является ключевой структурой без выяснения геодинамики формирования которой невозможно подойти к расшифровке возникновения и развития не только этого окраинного бассейна, но и аккреционных структур складчатого обрамления. Однако отсутствие данных, характеризующих возраст фундамента хребта Ширшова, позволяло выдвигать различные предположения относительно геодинамической природы хребта [2,4,6,8,11,14,15,18,21]. В соответствии с этими предположениями проводились и геодинамические реконструкции [13,14,15,21]. Так хребет Ширшова интерпретировался как экзотическое вулканическое поднятие [15], экзотическая меловая островная дуга [7,18], палеогеновая островная дуга *in situ* [21], поднятие, возникшее за счет раскрытия Командорской океанической котловины [1,7,9].

Вытянутый в меридиональном направлении хребет Ширшова отделяет Командорскую котловину от Алеутской. Осадочный чехол, перекрывающий акустический фундамент маломощен и на некоторых участках западного склона выходит на поверхность. У подножья западного и восточного склонов хребта нет увеличения мощности осадочного чехла, которое могло бы свидетельствовать о существовании засыпанного глубоководного желоба [18,19]. Возраст коры Командорской котловины определен как миоценовый на основании изотопного датирования базальтов, вскрытых 191 скважиной глубоководного бурения [16], и интерпретации полосовых магнитных аномалий [14]. Кора Алеутской океанической котловины рассматривается как раннемеловая в соответствии с

интерпретацией выявленных линейных магнитных аномалий М-1 - М-13 [18]. Однако существует мнение о возможности интерпретации этих аномалий как позднемеловых [21]. Существование линейных магнитных аномалий лишь исключает предположение о среднемеловом возрасте коры Алеутской котловины, поскольку период 112-83 млн. лет характеризовался спокойным магнитным полем. Возраст океанического фундамента хребта Ширшова оставался не известным. С целью его определения были использованы отобранные А.Н. Суховым образцы амфиболитов (за счет габброидов), драгированных с коренных уступов (высота до 900 м) в северной части хребта в 29 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1982 г.). Из этих образцов в Геологическом институте РАН были выделены цирконы, проанализированные U/Pb методом SHRIMP в лаборатории ВСЕГЕИ. В результате исследования 18 кристаллов была получена изохрона 73±1,4 млн. лет (поздний мел, кампан). Однако два кристалла показали среднее значение 121,7 ±4,9 млн. лет. Этот факт, вероятно, свидетельствует о том, что в составе фундамента присутствуют и нижнемеловые породы.

Проведенный анализ всех имеющихся геолого-геофизических данных по строению хребта Ширшова позволяет сделать некоторые заключения. 1) Важной характеристикой хребта является его структурная целостность, отраженная в гравиметрическом и магнитном полях. 2) Протолит фундамента хребта по составу отвечает океаническим комплексам (N-MORB) [8,9] и формировался в **меловое время**. 3) Строение хребта характеризуется западной вергентностью блоков фундамента и чешуйчатой структурой, как верхних частей фундамента, так и перекрывавших

фундамент верхнемеловых и палеоценовых кремнистых отложений [3,6]. 4) Время проявления максимального горизонтального сжатия отвечает возрасту метаморфизма протолита фундамента (средний эоцен – 47+-5 млн. лет) [10]. 5) Мелководный характер олигоценовых отложений, драгированных на хребте Ширшова [5], свидетельствует, что в олигоцене эта зона уже представляла собой подводное поднятие, в основном сформированное в эоцене. 6) Усложнение строения западного склона хребта Ширшова обязано процессу раскрытия Командорской океанической впадины в миоценовое время [14]. 7) Сочленение подводного хребта Ширшова с шельфом Олюторского полуострова является тектоническим и, вероятно, обязано сдвигу, поскольку признаков коллизионного взаимодействия не обнаруживается. 8) Установленный позднемеловой возраст океанического протолита амфиболитов хребта Ширшова позволяет косвенно датировать возраст океанической коры современной Алеутской котловины и подтвердить ее принадлежность западной части плиты Кула граничившей на востоке с плитой Ресуррекшн [19,21].

Проведен анализ формирования Корякского шельфа и континентального склона Алеутской котловины Берингова моря. На основании результатов обработки шести профилей, пересекающих шельф и континентальный склон Алеутской котловины, с расчетом трансформанты (коэффициента связи) гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT) полей (D-функции) выявлены аномалии D-функции. Эти аномалии позволили протрассировать два почти параллельных разлома в акустическом фундаменте под осадочными толщами. Первый разлом прослеживается от «Наваринского угла», отмечающего поворот к структурам Беринговского шельфа, вдоль подножья Корякского континентального склона и далее на запад-юго-запад до седловины, разделяющей выровненный участок шельфа Олюторского полуострова от расчлененного рельефа подводного хребта

Ширшова. Положение второго разлома близко к изобате 500 м и отмечает резкий перегиб к значительно более крутому континентальному склону. Рассмотрение тектоники прибрежной зоны Корякии и отсутствие коллизионных структур между северной частью подводного хребта Ширшова и южной береговой частью Олюторского полуострова позволяют предполагать, что разрывные нарушения представляют собой крупные региональные сдвиги. Видимо, именно эти структуры способствовали формированию осадочного бассейна типа пулл-апарт вдоль континентального склона Алеутской котловины, где мощность осадочного чехла превышает 9 км. Прежнее представление о том, что мощные осадочные толщи могут являться следствием выполнения глубоководного желоба, сопровождавшего эоценовую зону субдукции под Корякскую окраину, не подтверждаются геологическими данными на суше [13]. Начало осадконакопления в этом бассейне относится, видимо, ко второй половине эоцена.

Все имеющиеся материалы позволяют представить непротиворечивую геодинамическую модель формирования подводного хребта Ширшова за счет сгуживания океанической коры плиты Кула вдоль трансформного разлома, ограничивавшего в позднем мелу Олюторскую островную дугу и располагавшегося восточнее (около 270 км) современного положения хребта. Время максимальных тектонических напряжений (47 млн. лет по возрасту метаморфизма океанических габброидов) соответствует времени поворота плит Пацифики, при постоянном давлении Северо-Американской литосферной плиты в юго-западном направлении. Палеотектонические реконструкции позволяют оценить величину перемещения Аляски относительно Чукотки. С раннего палеоцена (63-61 млн. лет) по настоящее время эта величина составила около 800 км, а с середины эоцена (47 млн. лет) до конца раннего олигоцена (28 млн. лет, время оформления хребта Ширшова как морфологического поднятия) более 200

км. Таким образом, эта цифра близка к той, которая предполагается на основании учета «сгребания» Алеутской консолидированной коры, обладавшей мощностью порядка 10-11 км, для формирования за этот счет коры хребта Ширшова, мощность которой по данным ГСЗ составляет 18-19 км [6]. Однако граница, по которой могла перемещаться Аляска относительно азиатского блока (Чукотка), в районе Беринговского шельфа не известна. Возможно, она проходила через пролив Беринга, где с мелового по настоящее время по косвенным геологическим данным предполагается существование зоны растяжения [17]. Вдоль подножья корякского континентального склона на севере перемещение тектонических пластин океанической коры ограничивалось установленными сдвигами и известными структурами растяжения поднятия Витус на юге. Перемещение сгруженных пластин океанической коры по сдвигам происходило одновременно с разворотом восточной части Олюторского мелового островодужного террейна по часовой стрелке [12]. В результате такого разворота произошло заклинивание зоны субдукции палеогеновой Говенской дуги

[13]. Контрфорсом для сгруживающихся пластин океанической коры служило восточное ограничение раскрывавшегося в палеогене Ильпинско-Пахачинского междугового бассейна. Около 24-22 млн. лет тому назад [7] формируется Командорский трансформный разлом, который вызвал разрыв субдуцирующей под Алеутскую дугу океанической плиты. Следствием этого явилось образование спрединговых центров в пространстве между хребтом Ширшова и трансформным разломом, что привело к открытию Командорской океанической впадины. Основная компенсация разрастания океанической коры этой впадины происходила за счет ее поглощения под северо-камчатскую и южно-корякскую континентальные окраины с формированием пояса неогеновых вулканитов [4,7]. Процесс раскрытия Командорской впадины лишь осложнил строение западного склона хребта Ширшова с формированием серии листрических сбросов, по которым отдельные блоки были оторваны от хребта и перемещены в западном направлении.

Литература

1. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т.273. № 5. С.1183-1187
2. Богданов Н.А., Кепежинская В.В., Федорчук А.В. и др. Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1988. С. 231-245
3. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России // М.: ГЕОС. 2001. 376 с.
Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 158 с.
4. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям) // М.: ГЕОС, 2007. 294 с. (Тр. ГИН РАН, Вып.571).
5. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника 1985. №3 С. 21-37
6. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 . Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
7. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1987. 333 с. Ред. Колл. О.А.Богатиков, Л.П. Дмитриев, А.А.Цветков
8. Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М. Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова (Берингово море) // Геохимия 1985. № 12. С. 1694-1704.
8. Сухов А.Н., Ляпунов С.М., Друбецкой Е.Р. Новые данные по геохимии и абсолютному возрасту магматических и метаморфических пород хребта Ширшова // Тез. Докл. III Всесоюз. съезда океанологов Л.: Наука. 1987. С. 36-37
9. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) М: Научный мир, 2001. 604 с.

10. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской котловины (анализ палеомагнитных и структурных данных)// Докл. РАН. 1999.Т.369. N4. С. 507-510
11. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника 2009. № 4. С. 37-62
12. Baranov, B.V., N. I. Seliverstov, A. V., Murav'ev, and E. I. Muzurov, 1991, The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary: *Tectonophysics*, v. 199. p. 237–269.
13. Ben-Avraham, B. Z., and A. K. Cooper, 1981, Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and north Pacific subduction zones: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 85– 95.
14. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. 1992. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea basin// *Tectonics*, v.11.№ 4, p. 719-731.
15. Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B. et al. 1995. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska // *Tectonics*, v.14, № 3, p. 549-563
16. Ewing, M., W. J. Ludwig, and J. Ewing, 1965, Oceanic structural history of the Bering Sea: *Journal of Geophysical Research*, v. 70.№. 18, p. 593– 600.
17. Haeussler, P. J., D. C. Bradley, R. E. Wells and M. I. Miller, 2003. Life and death of the Resurrection plate: Evidence for its existence and subduction in the northeastern Pacific in Paleocene–Eocene time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, No. 7, p 867–880.
18. Rabinowitz, P. D., 1977 , Seismic profiling between Bowers Ridge and Shirshov Ridge in the Bering Sea: *Journal of Geophysical Research*, v. 79, p. 977– 979.
19. Scholl D.W. 2007. Viewing the Tectonic Evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) Connection with an Alaska Crustal Extrusion Perspective// *Volcanism and Subduction. The Kamchatka Region// Geophysical Monograph Series 172. P. 3-33.*

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Чеховский М.И.

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва (thierryhenry1412@list.ru)

Крупнейшей областью развития морских юрских отложений на Сибирской платформе является Лено-Енисейский прогиб. Разрез этих отложений может быть легко расчленен, и на основе его анализа можно выделить основные этапы развития Лено-Енисейского прогиба.

В основу этого расчленения было положено выявление в разрезе крупной седиментационной цикличности. Весь разрез распадается на целый ряд ритмов, построенных преимущественно по регрессивному типу, где нижняя часть ритма начинается по резкой границе после перерыва преимущественно глинистыми отложениями, внутри ритма происходит последовательное опесчанивание и заканчивается ритм в основном песчанистыми отложениями. Выше следует либо перерыв, либо резкая граница и начало следующего ритма, построенного таким же образом.

В разрезе Лено-Енисейского прогиба удалось выделить 10 ритмов. Именно выделение ритмов и свит позволяет охарактеризовать основные этапы историко-геологического развития Северной части Сибирской платформы. Отложения первого ритма имеют локальное распространение – присутствует только в отдельных местах, и представлены отложениями кыстыкюряхской свиты (рис. 1. р4). Видимо трансгрессия проникала какими-нибудь заливами, скорее всего с востока, потому что типичные глинистые отложения кыстыкюряхской свиты, описаны и выделены именно там – в восточной части северного и южного бортов. На западном – они выделяются более условно и не столь чисто глинистые. Это первый этап распространения морских юрских отложений на территории Сибирской платформы.

Второй ритм, представленный зимней свитой (рис. 1. р1, р3; рис. 2. р2, р3), имеет более широкое распространение, так как наблюдается только в осевой части бассейна и сложен исключительно песчанистыми отложениями. В связи можно сделать вывод, что вторая морская трансгрессия распространялась узким заливом или проливом, который был между высокими берегами, и поэтому заполнялся такими грубыми отложениями.

Следующий этап – левинский ритм (рис. 1, рис 2, рис 3) отвечает первой широкой морской трансгрессии, которая наверняка выходила за пределы Лено-Енисейского прогиба. Преимущественно глинистые, глинисто-алевролитовые отложения левинской свиты на бортах прогиба залегают прямо на палеозое, что говорит о том, что этот бассейн был намного шире, чем зимний. Эта трансгрессия происходила в условиях дифференциальных тектонических движений, потому что отложения переполнены глыбами, галькой доюрских образований даже в глинистых, алевритовых породах.

Этот этап завершается первым крупнейшим перерывом в осадконакоплении, который прослеживается повсеместно. Он безусловно связан с падением уровня моря в конце плинсбаха начале тоара (рис. 4).

Четвертый этап – джангодско-лайдинско-вымский начался особо широкой, даже, скорее всего, максимальной за весь мезозой морской трансгрессией на территории Сибирской платформы. Отложения в начале этого этапа представлены тонкими глинистыми осадками – китербютский горизонт, однообразными, в отличие от левинской свиты, во всех выходах и лишенных обломков и глыб. Это говорит о том, что в раннем тоаре бассейн перекрыл большую

часть платформы. Эта морская трансгрессия отмечается не только в Лено-Енисейском прогибе, но и в Приверхоянском и в Виллюйской синеклизе, причем везде китербютский горизонт представлен чистыми глинистыми породами без примеси грубого материала. Это указывает на то, что этот этап связан с максимальным повышением уровня моря в ранней юре, который фиксируется в тоаре (рис. 4). Развитие этой морской трансгрессии в восточной части Лено-Енисейского прогиба продолжалось непрерывно до конца ааленского века (рис. 4). А в западных частях, дальше от источника проявления трансгрессии, выделяется два цикла второго порядка: на протяжении раннего тоара отмечается обмеление бассейна и опесчанивание отложений, а потом начиная с позднего тоара начинается следующий цикл – лайдинско-вымский (рис. 1. p.1). Сначала по резкой границе начинаются глинистые отложения, а дальше они последовательно опесчаниваются.

Следующий этап состоит из двух ритмов – леонтьевско-мальшевского и чекуровского. Первый ритм отвечает тоже широчайшей морской трансгрессии везде в Лено-Енисейском прогибе, а также прекрасно прослеживается и в Приверхоянском прогибе. Это трансгрессия имеет непосредственное отношение к поднятию уровня моря в середине байосса. Но тем не менее играл роль и структурный фактор, так как байосские отложения леонтьевской и мальшевской свит на бортах более песчаные, чем в осевой части. Явно это было связано с тектоническим погружением осевой части Лено-Енисейского прогиба. Так же, например, для Мальшевской свиты на западе характерны более песчаные отложения (рис. 1), чем на восточной части, прилегающей к Верхоянью (рис. 1), где разрезы более глинистые. Естественно это связано с тем, что именно оттуда шла эта морская трансгрессия. Другая картина наблюдается для батских отложений, с которых начинается следующий ритм -

регрессивный, где отложения западной части платформы существенно глинистые и маломощные, а местами и вообще отсутствуют (рис. 1. p1, p2, p3). А в восточной части Лено-Енисейского прогиба в районе pp. Келимяр и Оленек они резко увеличиваются в мощности и опесчаниваются (рис. 1. p4). Это свидетельствует о том, что с востока располагалась не осевая часть бассейна, с которой распространялись трансгрессии до этого времени, а, наоборот, на востоке в это время появились поднятия – источники сноса обломочного материала для формирования мощной песчанистой чекуровской свиты. Это можно связать с проявлением первых фаз мезозойской складчатости в Верхоянской области – скорее всего, возникли первые внутренние поднятия, «зародыши» складчатых сооружений. Вследствие этого мощные песчаные отложения чекуровской свиты и синхронные с ними песчаные, угленосные отложения джаской свиты в Приверхоянском прогибе могут свидетельствовать о зарождении в батское время Приверхоянского краевого прогиба.

После накопления чекуровской свиты, там, где она есть, следует повсеместный региональный перерыв в осадконакоплении, величина которого во многих местах очень большая – келловейские отложения залегают на самых разных горизонтах средней юры. И, следовательно, эта регрессия и перерыв в осадконакоплении имеет комплексную причину – с одной стороны перерыв совпадает с падением уровня моря в конце бата (рис. 4), и в тоже время влияние эвстатического фактора совпало с влиянием тектонического

После предкелловейского перерыва начинается серия морских трансгрессий в келловее, оксфорде и киммеридже. Они не были столь выдержанными и столь ритмично проявлявшимися на всей территории прогиба, как это было в ранней и средней юре. В это время есть единственный ритм, который отвечает явно одной морской трансгрессии, проявившейся на всей территории прогиба – это точинский. Развитие этой морской

трансгрессии полностью соответствует общему повышению уровня мирового океана, который как раз отмечается на протяжении келловея, оксфорда и киммериджа (рис. 4). И такого развития, которого можно было ожидать, учитывая характер эвстатической кривой, эта трансгрессия уже не получает – оксфордские и киммериджские отложения представляются очень фациально-изменчивыми толщами – яновстанская и сиговская свиты, сложенные исключительно глинистым материалом в первом случае (рис. 1. p1, p2, p3; рис. 2. p3), а во втором – явно опесчанеными отложениями (рис. 2. p2, p4; рис. 3). Следовательно, четкой ритмичности или следов развития морской трансгрессии не проявляется.

После этого следует резко выраженный предволжский перерыв. Этот перерыв в разных местах был существенно различным по продолжительности. Наибольшим был на востоке, где волжский ярус ложится на самые разные горизонты. Предволжский перерыв максимальным был на северном Таймыре (рис. 2. p1), где волжский ярус с несогласием залегает на палеозой. И поскольку складчатое

сооружение Таймыра лежит на продолжении Верхоянского складчатого комплекса, следовательно, в осевой части Верхоянского складчатого сооружения это несогласие должно быть выражено не менее четко. То есть во всех случаях мы видим, что этот перерыв наступил где-то в конце киммериджа и закончился в начале волжского яруса, и явно был связан с проявлением основной фазы мезозойской складчатости в Верхоянской складчатой системе. И именно этим обстоятельством объясняется тот факт, что этот перерыв оказывается там, где по глобальной эвстатической кривой получается момент наивысшего поднятия уровня мирового океана (рис. 4).

Волжская трансгрессия соответствует отрезку эвстатической кривой, где как раз отмечается падение уровня мирового океана. То есть эта трансгрессия никак не могла иметь эвстатическую природу, а совсем наоборот – в условиях падения уровня мирового океана начинается интенсивное формирование Предверхоянского краевого прогиба, и именно туда эта трансгрессия и пошла.

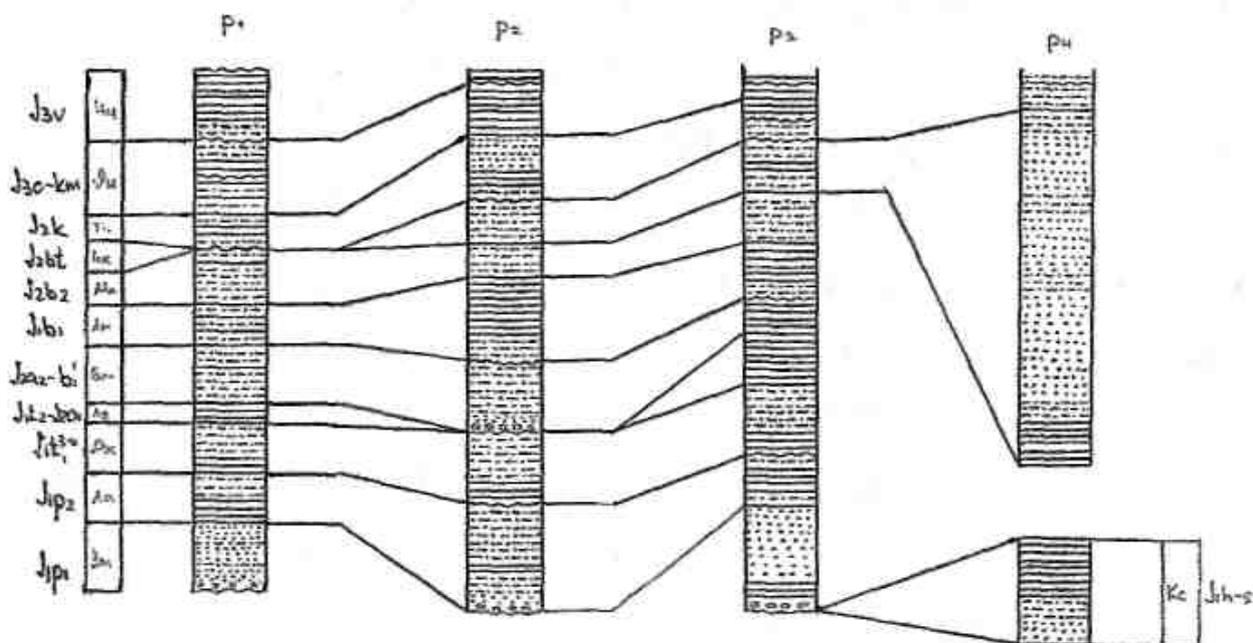


Рис. 1. Сопоставление разрезов Лено-Енисейского прогиба с Запада на Восток

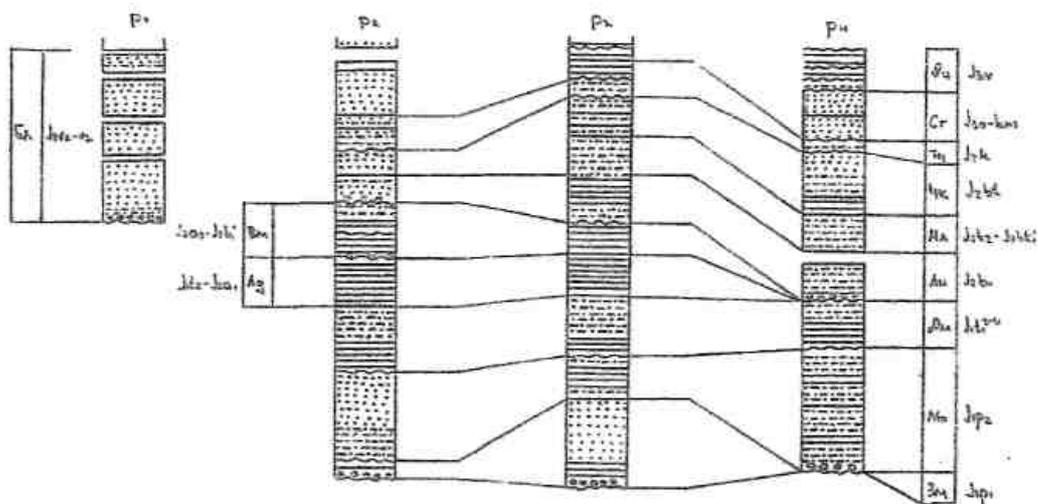


Рис. 2. Сопоставление разрезов Лено-Енисейского прогиба в поперечном сечении и Севера на Юг

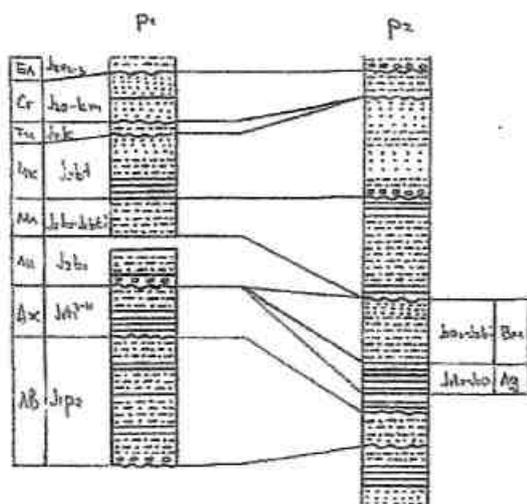


Рис. 3. Сопоставление разрезов южного борта Лено-Енисейского прогиба

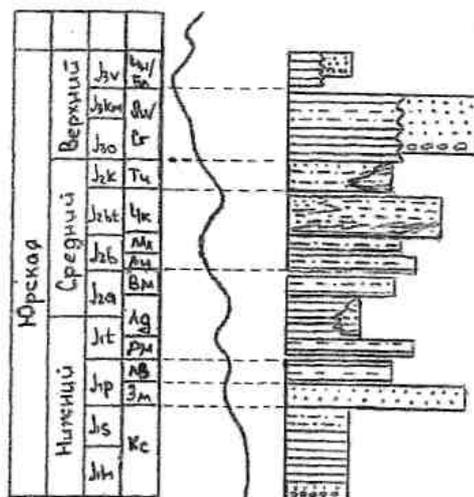


Рис. 4. Сводный хроностратиграфический разрез юрских отложений Лено-Енисейского прогиба
 Кс – кыстыкюрская, Зм – зимняя, Лв – левинская, Дж – джангодская, Лд – лайдинская, Вм – вымская, Лн – леонтьевская, Мл – мальшевская, Чк – чекуровская, Тч – точинская, Сг – сиговская, Ян – яновстанская, Чн – чонокская, Бл – буолкачалская

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ - УЧАСТКИ ПРОТЕКАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕЖГЕОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.

*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия
(zchistova@yandex.ru)*

Необходимость учета структурно-тектонического фактора при геоэкологических исследованиях на настоящий момент не вызывает сомнения. Это относится не только к тектонически активным горным областям, но и к платформенным территориям, считавшимся раньше пассивными в тектоническом плане. Перенос основного объема геолого-геофизических работ на платформенные территории и необходимость решения новых (геоэкологических) задач геофизическими методами поставили ряд проблем нуждающихся в практическом решении.

Изучение тектонических структур (в первую очередь дизъюнктивных) на территории древних платформ, перекрытых мощным осадочным чехлом, не имеет пока однозначного решения. Это связано как с природными факторами, так и с пробелами в методологических и методических разработках. Основная проблема заключается в оценке форм и интенсивности проявлений активности тектонических структур, в том числе с позиций инженерно-геологических и геоэкологических опасностей, источниками которых они могут быть [4]. При этом наиболее неоднозначным является вопрос: активна ли структура на настоящий момент или нет? Обычно признаком активности считается наличие регистрируемых подвижек по тектонической структуре или миграция очагов землетрясений. Если с позиций инженерной геологии такой классический подход оправдан и понятен, то с позиций геоэкологического и геодинамического анализа он не совсем корректен. Становится не ясно, как оценивать глубинную дегазацию, возникновение наведенных магнитотеллурических токов, акустические явления и многое другое,

связанное с функционированием дизъюнктивных структур, какие подвижки считать существенными, а какие нет. Ведь от ответа зависит детальность исследований. Какой временной интервал принимать за основу анализа? Тут мы сталкиваемся с коренным отличием геологических подходов от геоэкологических. Большинство платформенных тектонических структур имеет колебательный характер, и в геологическом масштабе времени вектор направленных подвижек практически равен нулю. Иначе выглядит картина, если оперировать с другими временными интервалами, т.к. при анализе возможных экологических опасностей миллионов (и даже тысяч) лет в запасе уже нет. В этом случае вектор направленного движения уже не равен нулю, т.к. компенсирующее движение еще не наступило, и мы имеем дело не с осредненной кривой, а с одним из отрезков последней. Ссылка на отсутствие прямого наследования структур фундамента, особенно с присущим им размахом тектонических движений, не является достаточным доказательством «пассивности» структуры. Вряд ли следует ожидать полного повторения форм, размеров и амплитуд структур фундамента в осадочном чехле, т.к. они разделены, как правило, длительными временными интервалами, сnivelированы эрозионными процессами. Можно говорить о наследовании местоположения и линии простирания, и, не всегда, направленности движений. Таким образом, назрела необходимость пересмотра подходов, принятых в «классической» геофизике, их модернизации и/или создания новых методов. Особенно это касается выделения малоамплитудных тектонических нарушений достаточно широко

распространенных на платформенных территориях [5].

Наименее изученными являются «энергетические» свойства тектонических нарушений, являющихся областями разрядки напряжений в земной коре. Обычно неотектонические и современные подвижки характеризуются пульсирующим режимом с изменениями направления и амплитуды перемещения, сопровождающимися вариациями электромагнитного поля вдоль дислокаций. Наиболее интересными объектами для изучения являются узлы пересечения тектонических дислокаций. Узлы представляют собой сложно построенные объемные тела, простирающиеся на большие глубины. С увеличением числа пересекающихся тектонических зон (как выраженных в верхних частях земной коры, так и скрытых систем нарушений) степень раздробленности, проницаемости и глубинности тектонического узла возрастает. Т.е. возникает и функционирует длительное время вертикальная высокопроницаемая область, которая обеспечивает коро-мантийное взаимодействие и постоянный приток флюидов и глубинных газов. При этом узлы пересечения тектонических нарушений, имея сложную структуру поля проводимости, могут являться источниками наведенных вихревых токов, изменяющих общую картину геомагнитного поля (своего рода природные диполи).

Кристаллический фундамент. Основная сеть разломов Севера Русской плиты была заложена главным образом в позднем архее [6]. В домезозойскую историю разрывных нарушений разными авторами выделяется от четырех до десяти этапов их активизации [6], протекавших в разное время в различных геотектонических режимах. Эти разломы являются долгоживущими и, как правило, характеризуются сложным строением как вкрест, так и вдоль простирания. Они являются границами оформившихся в кеноранскую эпоху геоблоков и входящих в их состав блоков II и III порядка.

Современные очертания и особенности внутреннего строения блоков определились в результате их неоднократной перестройки в раннем и, особенно, в позднем протерозое и, частично, палеозое, но в общих чертах они близки к первоначальным. Основные мегаблоки региона показаны на рис. 1 (М – Мурманский; К – Кольский; Б – Беломорский; Кр – Карельский; Л – Ладожский).

В целом можно сделать вывод, что для региона характерно развитие в основном двух разновидностей глубинных структур (линейно-блоковые и блоковые структуры III и IV порядков) - в виде желобов и в виде перевернутых конусов и блоков [5]. Структуры первого типа характеризуются максимальным погружением фундамента до 4-5 км (прогибы или системы прогибов), валлообразными поднятиями поверхности Мохо с амплитудой 2-18 км и значительным сокращением мощности коры. Палеорифтогенным структурам отвечают участки земной коры с повышенными значениями граничных скоростей по поверхности Мохо до 8.3-8.6 км/с и плотностью 3.4 -3.45 г/см³, которые могут быть интерпретированы в качестве реститовых остатков синхронных подкоровых магматических очагов с преобладанием ультраосновного состава. Для структур второго типа в виде блоков характерна приподнятая поверхность кристаллического фундамента (глубина залегания 0-2 км), погружение границы Мохо до 38-42 км. Скоростные и плотностные параметры коры средние. Большинство региональных узлов пересечения тектонических нарушений обусловлено пересечением рифейских грабенов северо-западного простирания и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простирания (рис. 1, I – Ладожско-Баренцевоморская; II – Хибинская; III – Балтийско-Мезенская; IV – Вельско-Цильменская). С трансблоковыми зонами в значительной мере связана высокая блоковая делимость свойственная региону. Те части региона, где отмечаются эти зоны или узлы их сопряжения с разрывными нарушениями

иных направлений характеризуются наиболее высокой блоковой делимостью. Им свойственны также повышенная сейсмичность и аномальные значения теплового поля. Трансблоковые зоны, сформировавшиеся на раннедокембрийской коре в разных геологических обстановках имеют разную генетическую природу. Они приурочены к наиболее проницаемым и восприимчивым частям литосферы в местах сочленения щитов и плит или к областям геодинамических напряжений в трансконтинентальных областях раздвигания.

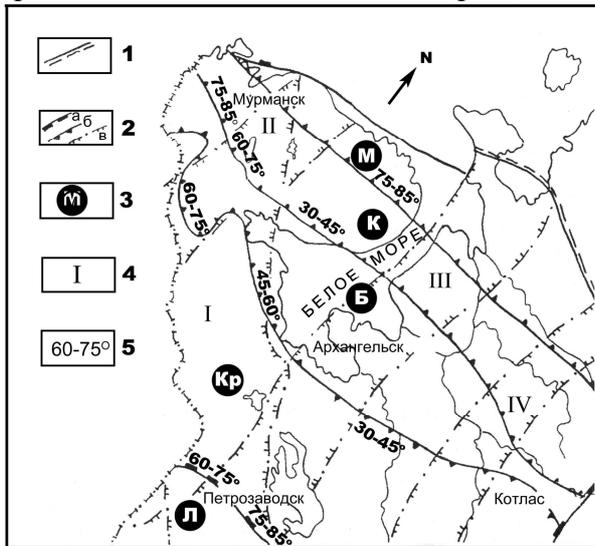


Рис.1. Схема разломно-блоковой тектоники северо-запада Восточно-Европейской платформы [5]
1-граница Тиманского поднятия; 2 – разломы, ограничивающие: а) геоблоки; б) мегаблоки; в) трансблоковые зоны; 3 – мегаблоки; 4 - трансблоковые зоны; 5 – углы падения разломов

Большинство тектонических узлов региона обусловлено пересечением рифейских грабенов северо-западного и трансблоковых зон меридионального и северо-восточного простираний. Тектонические активизации разломов фундамента прослеживаются вплоть до кайнозоя [5]. В местах пересечения рифейских структур и поперечных им зон разломов возникала динамо-пара, работавшая в режиме растяжения-сжатия. Т.е. формировался вертикальный глубинный стволочной канал теплопереноса (рис. 2). Формирование узлов занимало длительное время и происходило в несколько этапов (рис. 2, I - зарождения и созревания; II -

активного рифтогенеза; III - затухания; IV - палеозойская тектоно-магматическая активизация рифейского палеорифта)

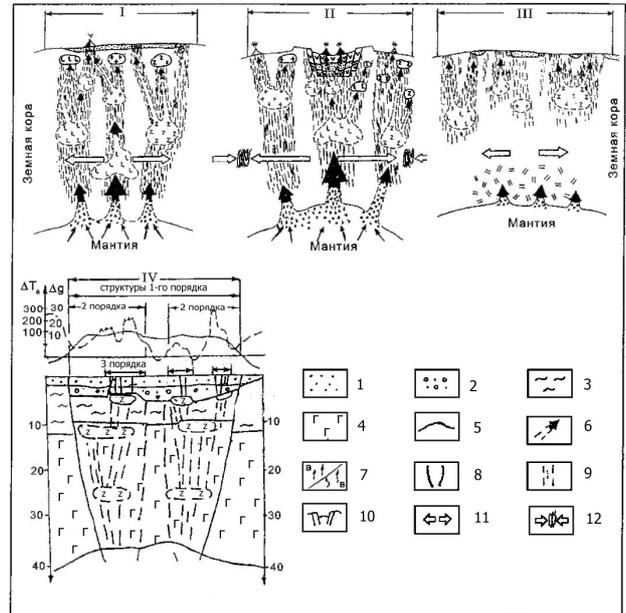


Рис. 2. Модель эволюции тектонических узлов севера Русской плиты [5]

1 – осад. отложения 2 - R осадочно-вулкан отложения 3 – гранит. слой; 4 – базальт. слой; 5 - поверхность М; 6 - проницаемая колонна; 7 - теплопоток (а), флюиды (в); 8 – конич. разломы; 9 - зоны проницаемости; 10 - грабены; 11 - параметры растяжения; 12 - зоны сжатия

Венд-палеозойский осадочный чехол

В осадочном чехле разломам обычно соответствуют узкие зоны трещиноватости, флексуобразные перегибы [5]. Иначе дело обстоит с узлами пересечения тектонических дислокаций, которые представляют собой вертикальные высокопроницаемые области, обеспечивающие коро-мантийное взаимодействие и постоянный приток флюидов и глубинных газов, транспортером которых являются поднимающиеся глубинные минерализованные воды (рис. 3). Газовое истечение формирующееся в покровных толщах, имеет две секции, расположенные вдоль траектории проявления [2]. В пределах первой (водонасыщенная толща разреза) – это серия поднимающихся по подводному каналу пузырьков, в пределах второй (зона аэрации) – это пульсирующие струйки газа, вырывающиеся из сопла, сформированного устьем канала на

разделе между водонасыщенной и аэрированной частями подземной среды.

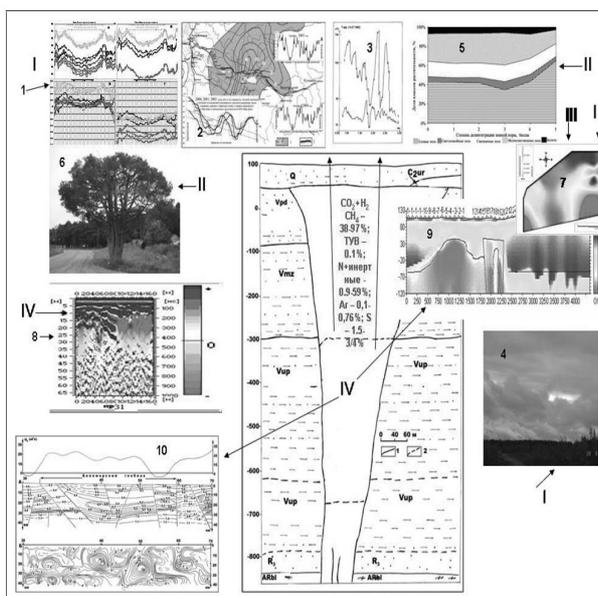


Рис. 3. Модель межгеосферного взаимодействия на площади тектонического узла
I – атмосфера; II – биосфера; III – педосфера; IV – литосфера

Верхняя часть разреза. В верхней части разреза наблюдаются палеодолины сложного строения с глубиной вреза до 200 м, являющиеся «гидрогеологическими окнами» (рис. 3-8). Наблюдается усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами, который характерен не только для палеодолин, но и для зон повышенной трещиноватости. К верхней части разреза приурочены и комплексные геохимические аномалии.

Биота. В узлах тектонических нарушений наблюдается изменение площадной структуры растительного покрова [1] (рис. 3-5). С ними пространственно совпадают места гибели морских звезд и рыб, дихотомии деревьев [5] (рис. 3-6), участки загрязнения почв [7] и повышенного содержания тяжелых металлов в коре деревьев.

Гидросфера. Усиленный водообмен между поверхностными и глубинными горизонтами говорит об ином гидрогеологическом режиме в районах тектонических узлов, чем на прилегающих территориях. Наблюдается также и повторение гидросетью контуров

тектонического узла (рис. 3-2).

Атмосфера. В 2001- 2010 нами проводились измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, и был установлен факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Минимумы имеют сложное строение с повышением значений в центре и понижением по периферии (рис. 3-2). Измерения, проведенные в разные годы и сезонные периоды, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений. Такое строение барического поля обеспечивает ускоренное выпадение атмосферных осадков и усиленную дегазацию по периферии узлов. Нами установлено, что частота выпадения осадков и их количество в центре и на периферии узлов, которые территориально совпадают со статичными минимумами атмосферного давления, существенно различаются [4]. Осадки в центре тектонических узлов выпадали в полтора раза реже, а их количество на 26 - 38 % меньше, что влияет и на растительные сообщества и подтверждается повышенным содержанием Pb (7.91 мг/кг) во мхах, и в сфагновых мхах (6.81 мг/кг), и Zn (61.17-77.53 мг/кг) в зеленых мхах [7], структурой растительного покрова [1] и распределением калия и фосфора в почвах (горизонты A₀ и A₂) в районах тектонических узлов (рис. 3-7).

Изменения динамики и амплитуды короткопериодных вариаций в момент магнитных бурь в тектоническом узле [5] (рис. 3-3) и наличие зон повышенной проводимости [3] (рис. 3-9) говорит о возникновении в тектонических структурах наведенных магнитотеллурических токов и, как следствие, ионизации воздуха над узлами разломов. Своеобразная структура облачности над узлами позволяет сделать предположение об изменении электрической проводимости атмосферного воздуха (рис. 3-4). Постоянно наблюдаемый при этом розоватый оттенок можно интерпретировать как проявление эффекта черенковского свечения, возникающего за

счет сжатия горных пород. Над тектоническими узлами наблюдается также изменение содержания кислорода в приземном слое атмосферы, что говорит о наличии глубинной дегазации (CO_2) по ослабленным зонам в земной коре (рис. 3-1).

Т.е., в районе тектонических узлов формируются вертикальные сквозные каналы сложного межгеосферного взаимодействия, захватывающие литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты»

Литература

1. Гофаров М. Ю., Кутинов Ю. Г., Болотов И. Н. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 167 с.
2. Зубарев А.П., Шулейкин В.Н. Комплексный геофизический и геохимический контроль при эксплуатации подземных газохранилищ. М.: ГАЗПРОМ, 2009. 264 с.
3. Коротков Ю.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Возможности электроразведки при поисках кимберлитовых тел Архангельской алмазоносной провинции //Вестник Поморского Университета. Сер. Естественные и точные науки. 2007. № 2.(12). С. 26-34.
4. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беляев В.В., Бурлаков П.С. Влияние тектонических нарушений (дегазация, наведенные токи, вариации геомагнитного поля на окружающую среду (на примере Архангельской области) //Вестник КРА УНЦ Науки о Земле, 2009. № 2 (14). С. 77-89.
5. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
6. Савицких А.В., Афанасьева Е.Н., Гукасян Г.О. и др. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение //Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 39-52.
7. Тарханов С. Н., Прожерина Н. А., Коновалов В. Н. Лесные экосистемы бассейна Северной Двины в условиях атмосферного загрязнения. Диагностика состояния. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 333 с.

ФОРМИРОВАНИЕ И ДВИЖЕНИЕ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Чупрынин В.И.^а, Изосов Л.А.^б

^а Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

^б Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток,
(izos@poi.dvo.ru)

В процессе многолетних исследований геологии и тектоники Япономорской зоны перехода континент–океан нами получены представительные данные о блоковой тектонике этой зоны и широком распространении в её пределах разнообразных структур центрального типа [1]. Обычно как тектонические блоки, так и различные кольцевые магматогенные структуры (тектоносферные воронки, кальдеры проседания, вулканогенно-интрузивные купола и т.п.) считались образованиями, обусловленными вертикальными тектоническими движениями. В данной статье рассматривается один из возможных механизмов возникновения и вращения структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит.

Этот механизм основан на проявлении тектонического закручивания при сдвиге [3]. Допустим, что существуют две крупные литосферные плиты (например, Азиатская и Тихоокеанская), движущиеся относительно друг друга (рис.1).

Примем, что плита 1 неподвижна, скорость её $U_1=0$, а плита 2 находится под действием в общем случае распределенной в пространстве силы F . Сила F рассматривается как результирующая сил вызывающих движение плиты и сил сопротивления. На начальной стадии рассматриваемого процесса сила F отлична от нуля, процесс нестационарный: силы вызывающие движение превосходят силы сопротивления. Эту силу в каждой точке можно разложить на две составляющие: одна из них T действует по касательной к границе плиты 1, а другая N по нормали к ней. Сила T вызывает движение плиты в направлении параллельном краю плиты 1 со скоростью U_2 . Предполагается, что плиты

погружены в менее вязкую среду: в рассматриваемом случае – в мантийное вещество. При перемещении плиты 2, частичном соприкосновении ее с другой плитой и трении об нее, неровные края плит могут обламываться и оставаться в пространстве между ними. Определённое количество обломков (блоков) может сохраниться с предыдущего этапа истории данной механической системы. Крупные обломки, сравнимые по размерам с зазором между плитами, могут сдерживать их более близкое схождение (например, блок Ямато в Япономорской впадине). При этом края таких блоков будут постепенно обламываться и округляться. В результате, плита 2 начинает, как бы катиться на «колесах-роликах» – на этих округлённых обломках. Эту модель в идеальном виде можно представить как объект, движущийся на катках. Очевидно, что описанный механизм действует и при $U_2 \neq U_1 \neq 0$.

Из такой модели вытекают два важных следствия: 1) на стыках тектонических плит могут формироваться локальные вращающиеся блоки, 2) вращающиеся блоки могут поступательно перемещаться в пространстве вдоль границ раздела плит.

Для того, чтобы сделать оценки скоростей вращения и поступательного перемещения блоков предельно упростим модель. Не учитывая скольжение и буксование округлых блоков из-за наличия неровностей, разделим движение блоков на поступательное и вращательное. Введем две скорости: поступательную скорость движения блоков (она равна скорости движения центра «колеса»)

$$U_{II}=(U_2+U_1)/2, \quad (1)$$

и окружную скорость на ободу «колеса» (т.е. скорость вращения на краях блоков)

$$U_B=(U_2-U_1)/2. \quad (2)$$

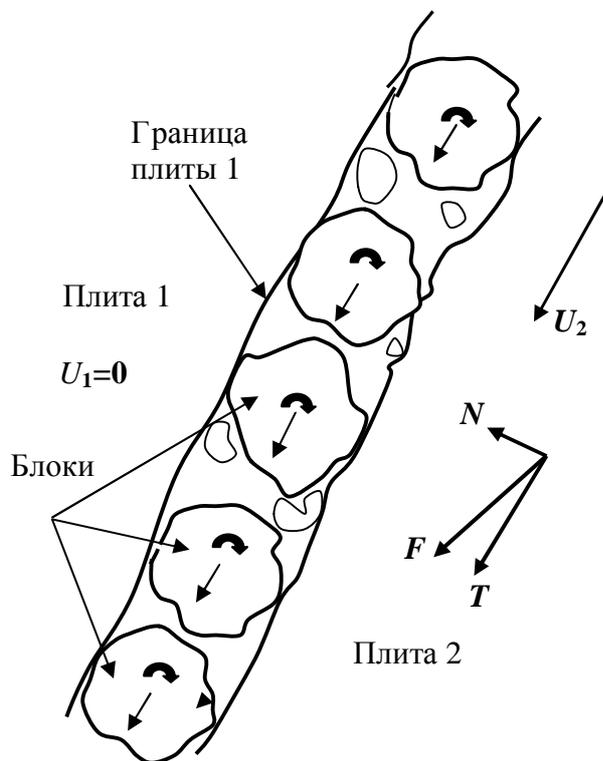


Рис. 1. Возникновение вращающихся блоков между двумя литосферными плитами, движущимися относительно друг друга. Блоки вращаются и перемещаются вдоль плиты 1.

В этих формулах величины U_1 и U_2 - проекции скорости движения плит на ось вдоль направления движения плит. Тогда угловая скорость вращения блоков $\omega = d\phi/dt$ (t - время, ϕ - угол поворота блока) определяется так:

$$\omega = (U_2 - U_1)/D, \quad (3)$$

где D - диаметр «колеса». Эти простые формулы позволяют сделать оценки скоростей U_{II} , U_B , ω , если известны U_1 и U_2 . Допустим, что $U_1=0$ (Азиатская плита неподвижна). Тогда для оценки величины U_2 примем, что это составляющая скорости движения плиты 2, возникающей при раздвижении океанического дна в районе срединно-океанического хребта. Примем, что скорость формирования раздвиг и скорость U_2 имеют один и тот же порядок. Значение этой скорости оценим величиной $U_2 \approx 0,05$ м/год. На основе этого и формул

(1)-(3) получим оценки $U_{II} = U_B = U_2/2 \approx 0,025$ м/год. Полагая U_2 , U_1 и диаметр D

постоянными величинами из формулы (3), интегрируя по периоду обращения «колеса», получим оценку для времени полного оборота блока $\tau = 2\pi D / (U_2 - U_1)$. Если для диаметра блока принять значения в диапазоне $D = (10^5 - 10^6)$ м, то $\tau \approx (12,6 - 126) 10^6$ лет. За это время блок поступательно продвинется на расстояние $L = \tau U_{II} = (0,314 - 3,14) 10^6$ м.

Отметим важное следствие такого механизма взаимодействия литосферных плит. После возникновения «катков» и качения по ним плиты 2, сопротивление движению плиты 2 резко уменьшается, так как при взаимодействии боковых поверхностей плит сила трения скольжения сменяется на силу трения качения.

Дополним эти абстрактные выводы соображениями тектонического плана, касающимися Западно-Тихоокеанского региона. 1. Описанные в модели обломки являются, например, блоками докембрийского фундамента, как это имеет место в случае с выступом Ямато в Япономорской впадине. 2. Подложьем крупных литосферных плит является верхняя мантия, которая при их перемещениях должна вовлекаться в движение. При этом неизбежно будут возникать сдвиги [4] и связанные с ними вихревые структуры типа литоциклонов и антилитоциклонов, образующих мантийные ячейки. 3. Первые могут провоцировать формирование депрессионных структур различной иерархии (в том числе, окраинных морей, вулканотектонических впадин и т.п.), а вторые - поднятий (в том числе, плюмов, вулканогенно-интрузивных куполов и т.п.).

В обобщенном смысле здесь действует так называемый сдвиговый механизм, рассматриваемый обычно для гидродинамических сред, который возникает при поперечном градиенте скорости движения жидкости. В результате его действия в зоне максимальных градиентов скорости возникает

закручивание и вихри. Так как скорости мантийного течения вследствие увлечения плитами жидкого вещества могут существенно различаться, то это может породить вихревые движения мантии между плитами.

Можно предположить, что система Западно-Тихоокеанских окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское) – это своеобразные «колёса», по которым катится Тихоокеанская плита. В данном случае движение также можно разложить на две составляющие, так как она по отношению к границе Азиатского материка движется под некоторым углом $\alpha < 90^\circ$ («косая субдукция», по [5]). Примечательно, что такие «колёса-ролики» прекрасно выделяются в рельефе.

В заключение заметим, что рассмотренный в статье механизм взаимодействия тектонических плит и возникновения структур центрального типа позволяет непротиворечиво совместить некоторые аспекты мобилизма и фиксизма в геотектонике [2].

Литература

1. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с.
2. Изосов Л.А. Чупрынин В.И. Фундаментальная проблема геотектоники соотношение вертикальных и горизонтальных движений: Матер. Международн. конфер.: М.: ГЕОС, 2009. С. 228–232.
3. Ли Сы-гуан. Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-западного Китая. М.: Госгеолтехиздат 1958. 129 с.
4. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая система, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР, 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
5. Xu Jiawei, Tong Weixing, Zhu Guang et al. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of east Asia // Journ. of Southeast Asian Earth Sci. 1989. V. 3. N 1–4. P. 29–45.

Ш-Я

Содержание:

Шаров Н.В., Исанина Э.В. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ	2046
Ашурков В.А., Черкасов Г.Н., Шаров Г.Н. УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ	2051
Шаров Г.Н. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	2056
Шахтыров В.Г. ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОМЕТРИИ РАЗЛОМНОСКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВЕРХОЯНОКОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ	2061
Шацлло А.В., Федюкин И.В. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ – ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	2064
Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Сальников А.С., Соловьев В.М. МЕЗОЗОЙСКАЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА АДДАНО-СТАНОВОГО ШИТА	2071
Шевырев С.Л., Калашников А.О. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ФАНОРОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)	2075
Шенин В.А. ПАЛЕОРИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	2079
Шенин В.А. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОРИФТОВЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВО- КАРСКОГО РЕГИОНА	2083
Шенин В.С. ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ РОССИИ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ	2088
Шемпелев А.Г., Компаниец М.А., Письменская Г.А., Шамановская С.П., Гамаса Ю.Н. ЗАВЕТНЕНСКОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	2093
Шеремет О.Г. ГРАВИМАГНИТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ И НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ	2098
Шерман С.И. ВКЛАД В.Е. ХАИНА В УЧЕНИЕ О РАЗЛОМАХ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛИ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ЛИТОСФЕРЫ	2101
Шестопалов И. П., Белов С. В., Харин Е. П., Соловьев А.А., Кузьмин Ю.Д. ГЕНЕРАЦИЯ НЕЙТРОНОВ И ОСОБЕННОСТИ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЧИЛИЙСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ 27 ФЕВРАЛЯ 2010 С МАГНИТУДОЙ $M_w=8.8$	2105
Шипилов Э.В. ГЕОДИНАМИКА СУПЕРПЛУМОВЫХ СОБЫТИЙ В ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН	2110

Шумлянская Л.А., Цветкова Т.А. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ	2114
Шустер В.Л., Пунанова С.А., Курышева Н.К. НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА	2116
Щербакова И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Жмодик С.М. ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ АУ ИЗ КИСЛОГО ДРЕНАЖНОГО РАСТВОРА АНАТОРФЕ	2119
Юдин В.В. ГЕОДИНАМИКА КРЫМА	2123
Юдина З. Д. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СТРОНИЦА В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ КЕМБРИИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА	2129
Юркова Р.М., Воронин Б. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МИГРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ПАЛЕОЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА-ЖЕЛОБ	2132
Юровский Ю. Г. ИЗУЧЕНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ	2137
Яковлев Д.В., Кушнир Д.Г. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	2140
Яковлев Д.В., Кушнир Д.Г. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	2143
Ямпольский К. П. ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)	2148
Япаскурт О.В. ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ	2152
Ярошевский А.А. К ТЕОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ	2156

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛИИ**Шаров Н.В.,^а Исанина Э.В.^б**^аИнститут геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
(sharov@krc.karelia.ru)^бФГУП «ВНИИ Геофизика», Москва, Россия
(isanina@rgec.spb.ru)**Введение.**

Онежская тектоническая структура уникальна в геолого-тектоническом и минерагеническом отношении, отчетливо выражена в аномальных физических полях, в современных и палеосейсмических структурах. Изучение глубинного строения Онежской структуры проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, а также их совместной интерпретации. Обширный сейсмический материал получен в 1975-2002 гг. в основном ГП «Невскгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», а также Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и ЛГИ. В предлагаемой статье рассматриваются результаты сейсмических (МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ) и других геофизических данных, что при таком комплексном подходе позволяют выявить новые детали глубинного строения земной коры региона.

Сейсмологические исследования МОВЗ и ГСЗ. На Онежской структуре с 1980 по 2002 гг. ГП «Невскгеология» выполнены профильные региональные работы и детальные исследования методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Общая протяженность профилей более 1500 км (рис. 1), часть профилей (~900 км) переобработана по новым компьютерным технологиям. Методика исследований была стандартной для региональных исследований МОВЗ: в точке наблюдения устанавливались на жестком основании в яме глубиной 1,0-0,7 м три сейсмографа, ориентирование по странам света – NS, EW и один вертикальный. Расстояние между точками регистрации составляли 3-5 км за исключением участков гидросети, не

позволяющих такую расстановку выполнить.

Необходимо отметить, что при проведении сейсморазведочных работ МОВ-ГСЗ (1975) на профиле Ладожское озеро-Питкяранта-Сямозеро-Повенецкий залив-Белое море [5] данных о мощности земной коры не было получено, т.к. годографы были не длиннее 60 км. Сведения о глубинном строении всей земной коры Онежской структуры от 1,2 км до 50 км впервые получены по материалам МОВЗ. Особый интерес исследователей глубинного строения данного структурного блока представляет участок земной коры между Кондопожской и Лижемской зоной, где от глубин 26-27 км до глубин 43-44 км не прослежено ни одной сейсмической границы. Юго-западное ограничение этого участка характеризуется высокой обменоспособностью среды на уровне подошвы земной коры, что, возможно, связано с наличием преобразований земной коры под влиянием близко расположенного мантийного прогретого вещества.

Так как обменные волны от землетрясений проходят снизу вверх, на поверхность волновода, который предполагается под Онежской мульдой, ввиду малой мощности этого слоя (300-500 м) обменные волны от поверхности с $H=2,2-3,0$ км появляются спорадически. Первая устойчивая сейсмическая граница построена на глубинах 5-8 км, число слоев в разрезе изменяется от 2 до 7.

ФГУ «НПЦ Недр» в 2007-2009 годах провело бурение на окраине деревни Улитина Новинка Кондопожского района Республики Карелия Онежской параметрической скважины (ОПС) до глубины 3500 м. В процессе бурения изучался керн, а также выполнена

комплексная интерпретация материалов ГИС и ВСП [2]. В интервале 2751-2944 м была вскрыта толща каменной соли. Обнаружение солей оказалось неожиданным, т.к. находятся они в основании нижнепротерозойской Онежской структуры и перекрывают мигматизированные гранито-гнейсы архейского фундамента. Сейсмический профиль МОВ-ГСЗ Сязозеро-Повенецкий залив (рис. 1) расположен в 17 км к северу от участка бурения скважины. Результаты бурения в основном подтвердили прогнозную геолого-геофизическую модель строения региона [5].

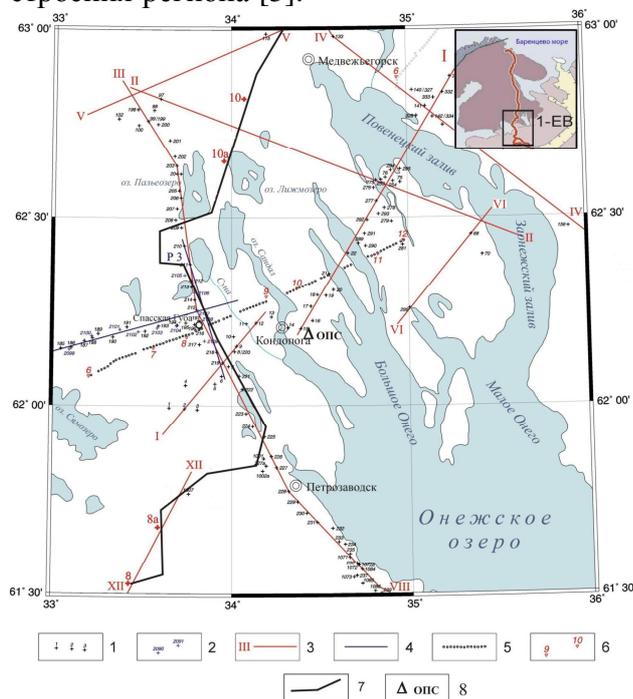


Рис. 1. Схема сейсмической изученности Онежской площади.

На врезке указано расположение северной части геотраверса 1-ЕВ. Квадратом отчерчен район сейсмических работ: 1 – точки наблюдений МОВЗ 1980-1988 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 2 – точки наблюдений МОВЗ 2000-2002 гг. и их номера (ГП «Невскгеология»); 3 – профили МОВЗ 1998 г. и их номера (ГП «Невскгеология»); 4 – восточная часть профиля МОВЗ Гдов-Спасская Губа 2002 г. (ГП «Невскгеология»); 5 – профили МОВ-ГСЗ 1975 г. (ЗГТ); 6 – пункты взрывов, их номера на профилях МОВ и ГСЗ; 7 - участок геотраверса 1-ЕВ 2000-2001гг. (ФГУ ГНПП «Спецгеофизика»); 8 – Онежская параметрическая скважина (ОПС) 2007-2009гг. (ФГУП «НПЦ Недра»).

На участке профиля Сязозеро-Повенецкий залив была предпринята попытка сейсмотомаграфической обработки годографов 1975г. Ввиду малой длины

годографов и слабого проникания лучей, разрез представляет собой ячеистую структуру с редкими лучевыми трубками. Западная часть сейсмотомаграфического разреза близка к скоростной модели, полученной по наблюдаемым годографам. Восточная (собственно Онежская структура) от ПВ9 и до ПВ12 не отражает мнение авторов отчета [3] о наличии высокоскоростного горизонта (и даже двух) в верхней части разреза (от 0,6 м до 2,5 км), т.к. в первых вступлениях не обнаружено волн со скоростями более 5,6-5,7 км/с. Возможно, высокоскоростные волны близко расположены к волнам с этими скоростями, а сам слой маломощный, длина годографа мала. Но это предположения, заставляющие пересмотреть первичный материал МОВ, ГСЗ и вновь вернуться к современной обработке сейсмоматериала. Планируется выполнить площадные сейсмические исследования в районе Онежской параметрической скважины.

Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ. Северный участок геотраверса 1-ЕВ, отработанный УГПП «Спецгеофизикой», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зона его сочленения с Русской плитой (рис. 1). На участке протяженностью 1000 километров этого геотраверса между Петрозаводском и Москвой проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и критические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно, сравнить особенности полей разных типов волн [1].

Система наблюдений ГСЗ состояла из 8 пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км.

Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна P_g) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны P_n) со скоростью 8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волна P_g делится на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна K₁ со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна K₂ с кажущейся скоростью 6,5–6,8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно [4]. В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны P_{mP}). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны K₁, K₂) и внутри верхней мантии (M₁). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры от 6,0 до 6,7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ [4]. Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н.И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюдаемыми годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюдаемыми и расчетными годографами не превышают 0,1 с [4].

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ Кемь-Тихвин выполнена в системе Firstomo. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник-приемник» с максимальным

удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А - наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двумерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников – спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник-приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10.

Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии.

В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография активно обсуждается одна из актуальных проблем региональной геофизики – сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Обработка осуществляется с использованием P-S- и PS –волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов, что позволяет изучить до глубины 100 и более в едином ключе строении консолидированной коры и верхней мантии. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмоки имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Приведенные на рис. 2 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 2а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и

субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу [4].

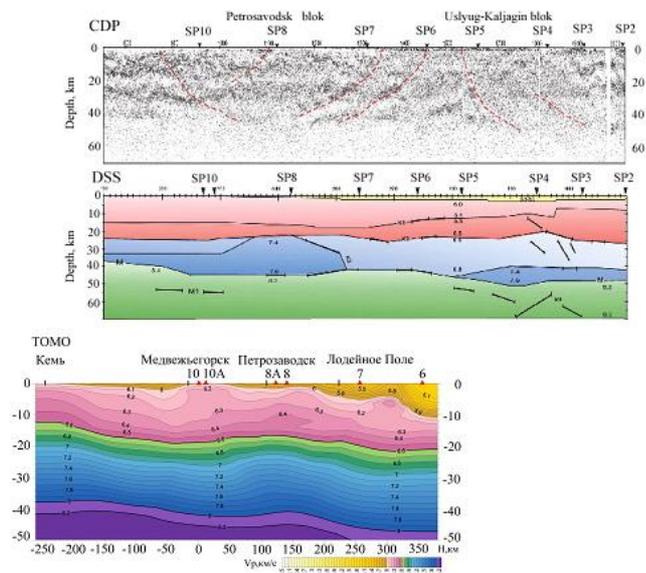


Рис. 2. Сейсмические разрезы по участку геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томография (в).

На рис. 2 а - пунктирными красными линиями отмечено глубинные нарушения и границы блоков коры; на рис. 2б - тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными - отражающие площадки, ПВ пункты взрыва; на рис. 2 в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости (км/с).

Разрез ГСЗ (рис. 2б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ [4], из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (рис. 2в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На

разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры осязаемы сейсмическими лучами менее надежно по сравнению с разрезом ГСЗ (рис. 2б).

В 1985 году ГП «Невскгеология», выполнила работы МОВЗ на профиле Мяндусельга-Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск-Петрозаводск) представлен на сводном разрезе только в статическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ). В 2001 году по этому же участку пройден геотраверс ОГТ 1-ЕВ ФГУ УГПП «Спецгеофизика».

Сопоставление построенных разрезов представлено на рис. 3. На сводном разрезе по МОВЗ видна зона перехода кора-мантия, ограниченная поверхностями M_I (30-38 км) – кровля зоны перехода и M_{II} (40-46 км) - подошва зоны перехода, в то время как на разрезе ОГТ индексом М обозначена область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей M_{II} (север), то с M_I (юг). В земной коре прослежены различные варианты как совпадений, так и различий положения границ. По мнению авторов совпадающие границы – это границы со значительными перепадами скорости, так называемые «жесткие» границы.

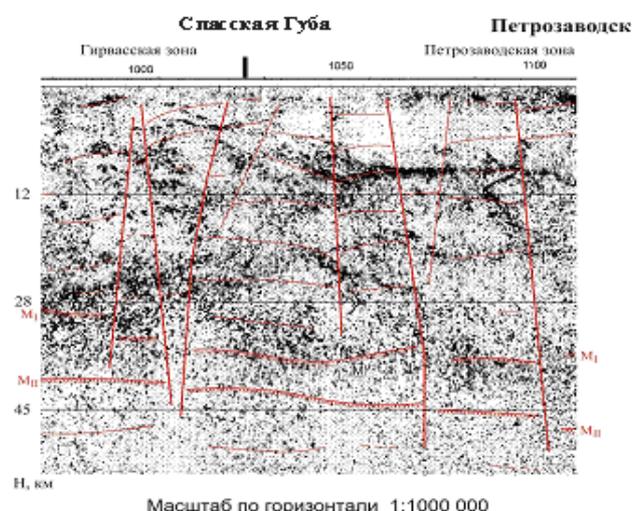


Рис. 3. Совмещенный глубинный разрез ОГТ (ФГУ УГПП «Спецгеофизика») и МОВЗ (ГП «Невскгеология») по участку геотраверса 1-ЕВ.

Блоки и зоны, выделяемые по комплексу волновых признаков в МОВЗ в материалах ОГТ либо весьма размыты, либо не обозначаются вовсе, что связано с невозможностью в ОГТ выделения границ и зон с углами наклона более 45°; в то время как в МОВЗ такие границы и зоны выделяются по целому комплексу признаков: топография границ, дифференцированная расслоенность, частотные и амплитудные спектры волн, обменоспособность среды и поляризационные свойства волновых полей.

В результате анализа совместных материалов МОВЗ, ОГТ, ГСЗ и томографии можно утверждать, что только комплексный подход к построению глубинных сейсмогеологических разрезов позволит приблизиться к пониманию тектонических процессов, как в современной земной коре, так и в протокоре. Взаимно выигрышная комбинация совместного использования Р, S, PS- волн. Компоненты поперечной и обменной волн позволяют определить иные свойства земной коры, чем волны сжатия-растяжения. Но ни один из этих компонентов в отдельности не позволяет дать объективную картину глубинного строения литосферы. Однако сочетание этих компонентов позволяет извлечь ту комплексную, более достоверную информацию, которая не доступна каждому из них по отдельности. Следовательно, данные различных сейсмических методов должны использоваться в комплексе для взаимного дополнения, информации о геологическом строении среды.

Литература

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004.-353 с.
2. Горбачев В.И., Есипко О.А., Неронова И.В., Шахрай А.В. Результаты геофизических исследований в Онежской параметрической скважине // Связь поверхностных структур с глубинными. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. - Ч. I. - С. 142-144.
3. Кокорина Л.К., Мурова Э.В., Дворецкая Л.М. Отчет о региональных сейсморазведочных работ в Пряжинском,

Кондопожском и Медвежьегорском районах Карельской АССР в 1975г. Л.: Фонды Карлгеолком 1976. - 150 с.

4. Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. – С. 229-232.
5. Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В. Геолого-геофизическая модель строения земной коры Онежской структуры // Геофиз жур. - 2008. – 30, №3. – С. 132-139.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ**Ашурков В.А.^а, Черкасов Г.Н.^а, Шаров Г.Н.^б**^а ФГУП СНИИГГиМС, Новосибирск, Россия (cherkasov@sniiggims.ru)^б ООО ИГЭП РАНН, Москва, Россия (g.sharov@bk.ru)

Углеводородный потенциал Кузнецкой котловины определяется ресурсами нефти, в т. ч. залежами молодой (N-Q) нефти [4,5,6,7], природного свободного газа и газа, сорбированного в угольных пластах [8,9].

Примером подобного сочетания освоенных промышленностью ресурсов является бассейн Сан-Хуан (США).

В 1996 году во исполнение совместного распоряжения Минтопэнерго и Роскомнедра ВГ-5080 от 25.08.96 г. была составлена «Программа геологоразведочных работ на нефть и газ по Западной Сибири на 1997-2000 г.г. и прогноз на 2001-2005 г.г.».

По инициативе Южсибгеолкома в этом году была составлена соответствующая Подпрограмма по Кузбассу, которая вошла в качестве составляющей в упомянутую выше Программу. Министерство геологии РФ на 1997 г. выделил из федерального бюджета средства на проведение сейсморазведочных работ по отрасли нефть и газ и на бурение поисково-тестовой скважины по добыче метана из угольных пластов.

В предшествующий период, начиная с 1984 г., в результате тематических исследований ПГО «Запсибгеология», затем «Южсибгеолкома» были обобщены сведения о проявлениях углеводородов в Кузнецкой котловине. Ресурсы газа в угольных пластах до глубины 1500 м. оценены в 13 трлн. м³ при средней плотности 716,5 млн. м³ на 1 км². Концентрация метана в наиболее продуктивных пластах достигает 30-35 м³/т [3,8]. Начаты сейсмопоисковые работы на нефть и природный газ, которые в связи с отменой отчислений на воспроизводство минеральных ресурсов остались не оконченными.

В основе прогноза нефтегазоносности Кузнецкой котловины лежат представления о глубинном происхождении

углеводородов. Основанием для прогноза конкретных обстановок их промышленных концентраций являются накопленные сведения по более чем 600-ам битумо-, нефте- и газопроявлениям, данные сейсмопоисковых работ [1,9].

Кузнецкая котловина является крупной межгорной впадиной зажатой горными сооружениями Кузнецкого Алатау с востока, Салаира с запада, Томь-Кольванской складчатой зоной с севера и Горной Шорией с юга. Наибольшая длина котловины 335 км, наибольшая ширина 110 км, площадь 26700 км². Частично угленосные отложения котловины на западе и севере скрыты надвинутыми примерно на 20, а то и на 40 км, горными сооружениями Салаирского кряжа и, возможно, Томь-Кольванской складчатой зоны.

Поверхность Мохоровичича под котловиной образует выступ. Глубина её залегания 37-41 км, под горными сооружениями она равна 48 км. Общая мощность осадочного слоя, включая отложения девона 10-13 км. Максимальная мощность осадков по гравиметровым данным оценивается в 18 км.

Кузнецкая котловина в основании имеет рифт, наличие которого подчёркивается излияниями траппов. Тепловой поток в пределах котловины повышен, особенно в южной её части. Месторождения минеральных вод в пределах котловины высоко минерализованы и газонасыщены, что свидетельствует об интенсивном подтоке вещества, имеющего глубинное происхождение.

Исследуя геологическое строение Кузнецкого угольного бассейна, И.М. Губкин [2] пришёл к выводу «... мой вопрос – нет ли в Кузнецкой котловине под каменными углями в основании карбона и в девоне нефти? – является вполне естественным и, думается мне, вполне

обоснованным». Это суждение сегодня остаётся актуальным.

В последующие годы сомнения в возможности вообще нахождения в Кузнецкой котловине залежей нефти и природного газа, как и открытие Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, надолго пресекли любые попытки возобновления в Кузнецкой котловине нефтепоисковых работ.

По мнению ряда авторитетных учёных, высокий тепловой поток ставит под сомнение возможность сохранения нефтяных залежей, предполагая их деструкцию, а наличие битумов, асфальтитов, небольшие нефтепроявления рассматривают в качестве остаточных признаков бывших нефтяных залежей.

Биогенная гипотеза происхождения нефти, давшая несомненные практические положительные плоды при поисках месторождений нефти, сдерживала альтернативные исследования. Практические же результаты нефтепоисковых работ всё более подтверждают глубинное происхождение углеводородов. Последнее открытие в Мексиканском заливе крупной, если не гигантской, залежи нефти на глубинах 10,6-11,2 км. подтверждает первично глубинное происхождение углеводородов, хотя и не исключает важной роли биогенного вещества, особенностей геологического строения осадочных толщ в процессе формирования и передислокации залежей нефти.

Возможность нахождения в Кузнецкой котловине промышленных залежей нефти и природного газа обосновывается нами с учётом факторов, имеющих место в обоих этих, подчёркиваем, рабочих, гипотезах, а также с учётом фактических данных по более чем 600-ам битумо-, нефте- и газопроявлениям и последних данных геофизических исследований.

Сразу следует отметить, что углеводороды Кузнецкой котловины рассматриваются нами в качестве производных глубинных процессов, происходящих в ядре Земли, на границе ядра и мантии.

В 1935 – 1943 г.г. и 1949 – 1962 г.г. на основании рекомендаций И.М. Губкина были осуществлены буровые поисковые работы. В то время бурение скважин было основным методом поиска нефтяных месторождений. Из 25 пробуренных скважин 15 не достигли проектных глубин, 6 ликвидированы по техническим причинам, 3 скважины не испытаны.

Скважины были пройдены на антиклинальных структурах. Притоки свободного природного газа Сыромолотненской антиклинали получены в двух скважинах с горизонтов 2416-2489 м. и 2690-2870 м. в количествах 14000 и 18500 м³/сут. Состав газа в %: CH₄ 83.4 и 90.1; CO₂ + H₂S 0,4 и 0,7; N₂ + редкие газы 8.4 и 2.5; Ar + Kr + Xe 0,04 и 0,04; Ne + He 0,02 и 0,0008; тяжёлые углеводороды 7,8 и 6,7. На Борисовской антиклинали получены притоки в двух скважинах по трём горизонтам (180-380 м, 322-470 м, 447-525 м.) в объёме 14000, 18240 и 20000-25000 м³/сут. Газ состоит из метана (85.6%), тяжёлых углеводородов (8.7%), азота и редких газов (3%). На Абашевском куполе притоки получены с трёх горизонтов в интервале глубин 1840-1502 м. в объёме 40000, 43200 и 216200 м³/сут.

На Мрасской площади, в скважине Томской Глубокой пробуренной в конце 80-х годов по инициативе ПГО «Запсибгеология», установлено четыре газоносных горизонта.

Первый газоносный горизонт находится на глубине 1083 - 1293 м. Горизонт приурочен к песчаникам над Сыркашевским силлом диабазов, трещиноватым участкам самого силла и песчаникам под силлом. Тип коллектора - порово-трещинный. Объём газа около 0.8 млрд. куб. м. Состав газа преимущественно метановый, тяжёлых углеводородов 1.0 - 5.7%.

Второй газоносный горизонт вскрыт на глубине 1950 - 1980 м. Залежь приурочена к песчаникам трещиноватым и дробленным. Газ метановый. Объём 0.3 млрд. куб. м.

Третий газоносный горизонт встречен на глубине 2194 - 2345 м. Он приурочен к трещиноватым диабазам Майзасского силла и песчаникам острогской свиты. Газ по

составу азотно-метановый (метан - 54%, азот - 37%) с содержанием водорода (8,5%). Объем газа 0.6 млрд. куб. м.

Четвертый газоносный горизонт находится на забое скважины на глубинах 2393 - 2540 м. Он приурочен к пяти пластам песчаников, разделенных аргиллитами и диабазами силла. Состав газа метановый. Объем газа 1.8 млрд. куб. м.

В Кузбассе в ряде мест отмечены аномальные значения содержания тяжелых углеводородов. На шахте Бирюлинская в скважине 3594 содержание этана на глубине 533 м составило 54%. На Абашевском куполе в ряде скважин содержание этана доходило до 13%.

Жидкая нефть в Кузбассе встречена вблизи сел Узунцы, Сыромолотное, Борисово, Осинное Плесо, Кыргай, Абашево.

На Борисовской антиклинали в скв. 29 с глубины 450 м получен приток нефти 380 л/сутки.

Элементарный состав нефти Кузбасса: углерод (83.7 - 87.30%), водород (11.4 - 14.8%), кислород (1.3 - 3.0%). Так, узунцовская нефть состоит из 83.7% углерода, 13.9% водорода, 2.4% кислорода. Отношение углерода к водороду 6.0.

Исходя из химического состава, нефти Кузбасса относятся к двум классам. Первый класс (с. Узунцы, Осинное Плесо, Абашево - I, Кыргай) - это нефти существенно метановые (метановых более 75%), бессернистые (серы 0.08%), парафинистые и высокопарафинистые (парафины 5 - 25%). Нефти легкие (удельный вес 0.80 - 0.82 г/куб.см). Второй класс - это нефти (с. Сыромолотное) метано-нафтеновые (нафтенных более 50%). Парафина и смол в них нет, серы до 0.15%. Это легкая нефть (удельный вес 0.79).

Коллекторские свойства отложений Кузбасса вполне удовлетворительные как по пористости (15-28,6%), так и по проницаемости (от первых десятков до 480 миллиардов).

В Кузбассе, безусловно, имеют место трещинные коллекторы, о чем свидетельствуют мощные фонтанные притоки минеральных вод Макарьевского

месторождения и газа (свыше 200000 куб.м/сутки) на Абашевском куполе.

В ряде случаев в качестве хороших коллекторов могут оказаться пласты угля, поскольку исследования на газопроницаемость показали, что она по напластованию колеблется в пределах 3.32 - 65.4 миллиардов, а вкряк напластованию 0.59 - 35.6 миллиардов.

В Кузбассе известно более 30 структур антиклинального типа, которые являются поисковыми объектами первой очереди. Более десятка из них крупные.

Амплитуда антиклиналей 100 - 300 м, некоторых до 1000 - 2000 м. Углы наклона крыльев - от пологих до крутых. Например, Нарыкская антиклиналь, судя по сейсмическим данным, имеет амплитуду порядка 2000 м и пологий угол северо-восточного крыла - 8 градусов.

Особо следует подчеркнуть приуроченность всех этих проявлений углеводородов к терригенным отложениям, перекрывающим девон - нижнекаменноугольные отложения котловины.

В 1997 г. ОАО «Сибнефтегеофизика» начала сейсморазведочные работы по опорным профилям, направленные на поиски месторождений нефти и газа.

Работы выполнены методом ОГТ с кратностью перекрытий 72 с применением виброисточников, объем выполненных работ 450,35 км. Кондиционные временные разрезы получены по трём поперечным и одному продольному профилям, пересекающим различные структурно-тектонические зоны: восточный склон Салаирского кряжа, Присалаирское осложнённое крыло, центральную часть Кузнецкого прогиба, частично складчатую зону Кузнецкого Алатау [1]

На глубинных региональных разрезах представлен полный геологический комплекс Кузнецкого прогиба. Появилась возможность проследить характер изменения мощностей крупных стратиграфических подразделений, внести уточнения в стратиграфические разбивки, выделить и наметить нефтегазоперспективные объекты.

В результате выполненной интерпретации первого этапа работ разработана покровно-блоковая модель строения Кузнецкого прогиба. Показано, что сочленение Кузнецкого прогиба с Салаирской складчатой областью проходит по пологому шарьяжу, под которым продолжают его силур-нижнепермские отложения. Под мощным тектоническим покровом в этой части разреза выделены крупные Урско-Бачатская антиклиналь, Подсалаирская синклиналь и Восточно-Салаирская тектоническая ступень. Были выявлены 4 первоочередных нефтегазоперспективных объекта. По кровле нижнекаменноугольных отложений выделена крупная антиклинальная структура – Кузнецкая мегаантиклиналь шириной около 70 км. и амплитудой до 2000 м.

Работы были продолжены в 1999 г. Было квыполнено 442,05 км. профилей.

Отражающие горизонты, выделяемые на временных и глубинных разрезах, соответствуют главным геологическим границам раздела в осадочном чехле Кузнецкого прогиба. Выделены опорные отражающие горизонты: ВБ – в кровле балахонской серии; ВТ – в подошве отложений Кузнецкого угленосного бассейна (кровля морских отложений верхотомской свиты); установлен ряд условных горизонтов (Г, Е, У, И), отождествляемых с границами внутри кольчугинской серии. Кроме того, также условно выделены границы S (кровля силурийских отложений) и R (кровля рифейских отложений). Предполагается, что история тектонического развития территории представляет собой процесс, который последовательно усложнял структуру краевой части западного склона Кузнецкого Алатау.

Оформившийся в салаирскую фазу каледонского тектогенеза в виде антиклинория Кузнецкий Алатау и расположенный юго-западу от него Салаирский горстовый массив представляли собой постоянные для каждого последующего этапа положительные структурные элементы.

Результатом позднегерцинского тектогенеза явилась смена тетонических деформаций: растяжение, следствием которого стало образование приразломной депрессии, сменилось процессами регионального сжатия, приведшими к появлению надвигов и взбросов, поверхности сместителей которых возникли в процессе образования складчатых структур.

На сейсмических разрезах видно, что кровля верхотомской свиты верхнего карбона (ВТ), а также вся толща, ограниченная этой поверхностью, смяты в складки близкие по типу к складкам скальвания, нагромождённым друг на друга и образующим антиклинальное поднятие.

Система Салаирских надвигов рассматривается как единая длительно развивающаяся структура, возникшая в результате периодического проявления однонаправленных сжимающих усилий. Предсалаирский надвиг представляет собой главный дизъюнктив системы Салаирских надвигов, по которому кембрийско-силурийские толщи Салаирской пластины надвинуты на отложения герцинской депрессии.

В зоне сочленения Томь-Колыванской складчатой области и Кузнецкой котловины надвиговых структур не зафиксировано. Особенностью Томь-Колыванского антиклинория является смена приповерхностной высокоамплитудной складчатости с глубиной низкоамплитудной складчатостью в осадочной толще среднекембрийско-девонского возраста.

В развитии Кузнецкой котловины, как возможного нефтегазозносного бассейна рассматривается две стадии развития: преимущественного прогибания и осадконакопления и складкообразования, вызванного орогенезом.

Выделены следующие перспективные поисковые объекты скопления УВ:

а) Области развития девонских органогенных построек (гл. 1500-2000 м.): пр. 04.99.04 ПК 102000-108000; пр 04.99.05 ПК 28000-35000.

б) Высокоамплитудная складчатость девонских отложений Томь-Колыванской

складчатой области (гл. 1000-3000 м.): пр. 04.99.01 ПК 160000-172000.

в) В прибортовой зоне возможны месторождения как в девонско-каменноугольном комплексе на глубинах 2900-4200 м (асимметричные складки – Виноградовская антиклиналь и Сыромолотненская гемиантиклиналь), так и в нижних горизонтах пермских отложений на глубине ок. 1000 м. антиклинальных структур (Виноградовская, Сыромолотненская, Южно- и Северо-Борисовская).

г) В покровно-складчатой зоне возможны месторождения УВ в девонско-каменноугольных отложениях, собранных в антиклинальные складки (Подсалаирская, Восточно-Салаирская, Мусохрановская), гл. 4000-7500 м.

В 2000 году были проведены тематические работы «Экспертная обработка результатов работы методом ОГТ». В результате была подтверждена высокая эффективность метода. И даны рекомендации: «Начать площадные поисковые работы в зоне сочленения Кузбасса и Кузнецкого Алатау, переинтерпретировав имеющиеся здесь материалы глубокого бурения с позиций выделения рифогенных тел в карбонатной толще нижнего карбона – верхнего девона».

Таким образом, Кузнецкая котловина рассматривается нами в качестве новой нефтегазоносной провинции расположенной в центре промышленно освоенной части Сибири.

Литература

1. Борщ С.С., Беспечная Л.Ю., Ведерников Г.В. Новые данные о геологическом строении Кузнецкого прогиба. – Геофизика, 2001 (спецвыпуск).
2. Губкин И.М. Избранные сочинения, т. II. Изд. АН СССР. М.:1953, с. 339.
3. Угольная база России. Т. II.М:Изд. ООО «Геоинформцентр». 2003, 604 с.
4. Черкасов Г.Н. Эпохи формирования месторождений нефти и газа и новое направление их поисков в Сибири //Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа (Матер.V Междунар. конф.). – М.:МГУ, 2001, с.484-487.

5. Черкасов Г.Н., Сержантова Е.А. Дегазация Кузнецкого блока литосферы Алтае-Саянской складчатой области и перспективы его нефтегазоносности //Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ (Матер. Междунар. конф., посвящ. памяти акад. П.Н.Кропоткина). – М.:ГЕОС, 2002.
6. Черкасов Г.Н. Новый подход к оценке перспектив нефтегазоносности Кузбасса (Западная Сибирь) // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: системы осадочных бассейнов (Матер. VIII Междунар. конф.). – М.: ГЕОС, 2005, с.475-477.
7. Черкасов Г.Н. Принципиальная геолого-генетическая модель нефтидогенеза и его современные проявления по югу Сибири //Вулканизм, биосфера и экологические проблемы (Матер. V Междунар. научн. конф.). – Майкоп-Туапсе:Изд-во АГУ, 2009, с.74-75.
8. Шаров Г.Н., Березиков Ю.К., Авдеев А.П., Макеев В.Ф., Натура В.Г., Зимаков В.М. Угольный газ Кузбасса и перспективы его промышленного освоения. - В сб.: Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения, т. 2. Санкт-Петербург. 1992, с. 56-57.
9. Шаров Г.Н., Черных А.И. Особенности глубинного строения Кузнецкой впадины в связи с нефтегазо- и рудоносностью. В кн: Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Новосибирск, изд. «Гео». 2006, с. 243-245.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**Шаров Г.Н.***ООО Институт геолого-экономических проблем РАН
(g.sharov@bk.ru)*

Глубокий анализ состояния и проблем геодинамики, данный В.Е. Хаиным в начале текущего десятилетия [8, 9], несмотря на достижения последующих лет, сохранил свою актуальность.

Важнейшими положениями являются рассмотрение планеты в качестве открытой системы, признание равноправного сосуществования плейт-тектоники и плюм-тектоники, необходимость учёта влияния ротационного эффекта на геодинамические процессы, обозначение активных слоёв, обладающих пониженной вязкостью и играющих ведущую роль в глобальной геодинамике. Остаётся открытым вопрос об источнике энергии, не иссякающей миллиарды лет и являющейся движущей силой эволюции Земли.

Исследование Земли, познание процессов её зарождения, эволюции, имеют не только научно-познавательное, но и сугубо прикладное значение.

Господствующие парадигмы, гипотезы, нередко объявляемые теориями, с одной стороны являются рабочими и позволяют находить эффективные пути поисков месторождений полезных ископаемых, с другой часто сдерживают реализацию решений, которые впоследствии оказываются эффективными. В первую очередь это касается поисков месторождений углеводородного сырья.

Полезными ископаемыми являются все природные вещества Земли, извлечение и использование которых при существующих технологиях экономически целесообразно.

Важным следствием познания эволюции Земли является понимание опасности вмешательства современной цивилизации в естественные процессы, являющиеся неотъемлемой составляющей эволюции Земли.

Несмотря на некоторую архаичность, на которую указывает ряд исследователей,

гипотеза О.Ю. Шмидта [14] остаётся смелым шагом в познание мира.

Отталкиваясь от её основ, учитывая идеи, изложенные в трудах В.И. Вернадского [3], В.Е. Хаина [8, 9], И.С. Шкловского [13], Ю.М. Пушаровского [6], Е.Е. Милановского [5], других отечественных и зарубежных учёных, а также опираясь на собственные исследования [10, 11, 12], автор пришёл к некоторым выводам, изложенным в данном докладе.

Для природы характерно «соперничество» антагонистических процессов: уплотнение-разуплотнение, рассеяние-концентрация, упрощение-усложнение и т.п. Нередко эти процессы сосуществуют при превалировании одного над другим или сменяют друг друга. Эволюция Земли не исключение.

На стадии аккреции преобладало уплотнение, вызванное постоянным наращиванием массы планеты в условиях интенсивной бомбардировки, втягивания в её зону гравитационного влияния газово-пылевого межзвёздного вещества.

При этом, кинетическая энергия превращалась в тепловую, которая тут же (по некоторым расчётам до 50%) стала излучаться во Вселенную, а также обеспечила не только разогрев, но и уплотнение вещества вплоть до образования фазы, в которой находится вещество ядра планеты. Значительная часть энергии как бы законсервирована в ядре и удерживается в высокоплотных фазах.

Кроме обычных фазовых переходов типа кипения, плавления, возгонки, происходящих в рамках атомно-молекулярной структуры вещества, предполагается фазовый переход, когда увеличение давления и температуры приводит к нарушению структуры атомов и образованию сверхплотной материи в состоянии близком к плазме.

В следующую после аккреции стадию формирования планеты на смену уплотнению пришло разуплотнение. Поступление масс из космоса на поверхность Земли и несомая ими кинетическая энергия стали незначительными. Однако планета продолжала и продолжает излучать в Космос тепловую энергию, но уже за счёт аккумулированной в ядре энергии. Высвобождение этой энергии, по мнению автора, происходит в процессе обратных фазовых превращений и перехода вещества более плотной в менее плотную фазу.

Одним из наименее исследованных вопросов является вопрос о начале аккреции, о центре аккретизации (по аналогии с центром кристаллизации). Были «зародыш» или нет. И.М. Белозёров [1] предполагает в качестве зародыша осколок барионной звезды, некоторые исследователи предполагают крупные планетозимали. Однако возникновение самих планетозималий при этом «остаётся за скобками».

По мнению автора, следует согласиться с понятием так называемой «гравитационной неустойчивости». «Сущность этой неустойчивости состоит в том, что по причине всемирного тяготения материя не может быть распределена с постоянной плотностью в сколько угодно большом объёме», Шкловский И.С. [13].

Согласно этому положению, вещество не может быть в пространстве размещено равномерно, концентрация в сгустки неизбежна. В обозримом пространстве сгустками являются галактики, газопылевые туманности, звёзды, планетарные туманности, планеты.

В основе превалирующих представлений о строении Земли лежит предположение о внутреннем ядре, как об остаточном дифференциате расплавленной вследствие получения огромного количества кинетической энергии планеты. Внешнее ядро при этом - остаточный материал первичного расплава, из которого тяжёлые составляющие уходят во внутреннее ядро, а лёгкие формируют мантию.

Позволю себе предположить другую схему. Внутреннее ядро представляет собой вещество, образовавшееся из первичного материала планеты, сформированного в процессе аккреции. В ядре находятся все составляющие, которые попали в тело планеты на стадии аккреции. В том числе водород, углерод, кислород, азот, сера и другие лёгкие элементы. Однако все они под влиянием колоссальных давления и температуры перешли в иное фазовое состояние. В связи с неясностью этого состояния различными исследователями даются ему и различные названия: плазма, предплазменное состояние, перегретый и пересжатый пар, нейтронный бульон. Такие определения несут неодинаковое содержание. В любом случае, плотность этого вещества находится между плотностью вещества в атомарно-молекулярном виде и ядерной плотностью.

В любом случае, разрушаются не только химические связи, но и электронные оболочки атомов, образуется по терминологии И.М. Белозёрова [1] «нейтронный бульон». Находящиеся в центре Земли, по мнению В.В. Кузнецова [4] остатки остывающего плазмоида Протоземли, представляющие собой перегретый, пересжатый пар, имеют расчётную сверхметаллическую плотность при давлении в центре Земли около 3.5 миллиона атмосфер и температуре около $1,5 \times 10^4 \text{K}$ около 35 г/см^3 .

С окончанием аккреции начинается обратный фазовый переход. В первую очередь из вещества внутреннего ядра по И.М. Белозёрову за счёт распада нейтронов формируется водород, затем гелий, затем все остальные элементы включая их многочисленные изотопы. Эти преобразования носят экзотермический характер. Внешнее ядро, состоящее уже из этих производных, может существовать только в виде расплава, в котором циркулируют постоянно поступающие из внутреннего ядра протоны, электроны, водород и его производные. Создаётся постоянный электрический ток во внешнем ядре, обуславливающий магнитное поле Земли. Магнитное поле Земли

взаимодействует с внешним магнитным полем, в частности солнечным, вызывая обратное влияние на характер электрического тока во внешнем ядре. Последствия, вызываемые этим явлением, пока не ясны.

Переход вещества из фазового состояния внутреннего ядра в фазовое состояние внешнего ядра сопровождается уменьшением его плотности, увеличением радиуса планеты, её объёма и площади поверхности. При формировании каждой следующей оболочки планеты, происходит уменьшение плотности, увеличение радиуса, объёма и площади поверхности Земли.

На начальных стадиях разуплотнения Земля представляла собой внутреннее ядро, покрытое огненным океаном внешнего ядра, на котором формировалась первичная кора.

По мере расходования вещества внутреннего ядра происходит уменьшение его радиуса, объёма и площади поверхности. Соответственно снижается общая теплоотдача внутреннего ядра, создаются благоприятные условия для формирования мантии и коры. Происходит постепенное «выгорание» ядра.

Эволюция Земли происходит в условиях открытой системы. Это касается и каждой из оболочек планеты. По мнению автора, в условиях преобладания разуплотнения Земли, на границах разнофазовых сред происходит изменение фазового состояния вещества, сопровождаемое скачкообразным уменьшением его плотности и таким же увеличением объёма, высвобождением энергии, в том числе тепловой. Возникает избыточное давление на вышележащие оболочки в условиях открытой системы, а также разогрев вышележащей оболочки в переходном слое D'' с образованием менее плотных очагов, являющихся корневыми системами плюмов.

На границах вышележащих оболочек Земли, имеющих разные физические характеристики, также имеют место фазовые превращения, сопровождающиеся меньшими, но также скачкообразными изменениями плотности. При этом скорость

вращения каждой оболочки с удалением от ядра падала. На границах возникали зоны пониженной вязкости (возможно плавления). Здесь происходит разрядка возникающих напряжений и формируются корни плюмов более высоких порядков.

Поскольку поверхности всех оболочек (начиная с поверхности ядра) имеют в рельефе положительные структуры, а мощность слоя D'' колеблется в широких пределах, то помимо избыточного давления вверх, возникают усилия направленные на выдавливание вещества менее плотной фазы в сторону вершин положительных структур, над которыми и формируются корни плюмов. Этот механизм «работает» на границе ядро-мантия и на всех выше расположенных зонах перехода. Поэтому плюмы могут быть различной глубины заложения, но зачастую они телескопируются. Плюм рассматривается как некоторый объём разуплотнённого вещества, проникающего через более плотные оболочки Земли в направлении от её центра. Характерно наличие выступов ядра под океанами.

При разуплотнении на границе ядра и мантии происходит разделение элементов с последующим образованием минеральных форм. Где, на каком этапе происходит разделение на твёрдые, жидкие, газообразные образования в процессе восхождения плюмов, требует дополнительного изучения. Металлоносность нефтей, наличие битумов в рудных месторождениях подчёркивают общность их происхождения.

В процессе продвижения восходящего потока и направленного изменения РТ-условий усложняется химический состав движущейся массы с образованием H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2S и др., а в дальнейшем происходит синтез сложных углеводородов, возможно в капиллярных системах в присутствии катализаторов, а также образование металлоорганических соединений и других соединений, являющихся прародителями как нефти, так и минеральных эндогенных образований.

Границы сред, в которых вещество находится в различных фазовых состояниях,

иногда являются ловушками для различных полезных ископаемых. Например, газогидраты на границе океанической коры и водной оболочки. Ловушками для жидких, газообразных, твёрдых полезных ископаемых являются и различные геоструктурные, термобарические, геохимические, возможно и иные, обстановки.

Предлагаемая гипотеза предопределяет вывод о постепенном «выгорании» ядра и переходе его вещества в мантию. Соответствующие переходы, сопровождаемые увеличением объёма каждой последующей менее плотной фазы, приводят к увеличению общего объёма планеты, увеличению её площади, что подтверждает вероятность гипотезы расширяющейся Земли. На всём протяжении эволюции Земли происходило и происходит «глобальное растрескивание» всех оболочек выше слоя D". Проявление плюмов на поверхности Земли в зоне влияния таких трещин происходит в рифтовых океанических системах. В иных случаях образуются структуры центрального типа, такие как структура Мексиканского залива или Яно-Колымский геокон [12]. По мере «выгорания» ядра снижается теплоотдача планеты, активность её дегазации и пополнения атмосферы. Постепенная потеря атмосферы в этом случае в результате диссипации неизбежна.

Построения Тектоники плит с учётом предлагаемой гипотезы требуют существенной трансформации. Приоритет глубинных процессов проходящих на границах разноплотностных сред в глубинах Земли, перемещение плит как следствие этих процессов на сегодня уже не кажутся лженаучными. Увеличение объёма и площади Земли позволяют избежать искусственных построений связанных с понятием субдукции, спрединга. Они есть, но не в тех масштабах и не на ту глубину.

Роль конвекции в эволюции Земли, на взгляд автора, преувеличена. В условиях гравитации ничто менее плотное не может погрузиться в более плотное без приложения дополнительных усилий. Такие усилия создают плюмы, но эти усилия

достаточны для реализации плитной тектоники лишь в верхних оболочках Земли, преимущественно в коре, но не достаточны для вдавливания плит, тем более представляющих собой мозаику, в глубины мантии, тем более, вплоть до её нижней границы. При этом должна иметь место обратная конверсия плотностей, что маловероятно. Конвекция, сопровождаемая тепломассопереносом, по мнению автора, возможна лишь в пределах слоёв с близкой плотностью на основе её изменения при разности температур.

Помимо переноса вещества плюмами от ядра происходит постоянное поступление нейтронов, пронизывающих всю толщу мантии и земной коры. Воздействие образующегося водорода, образование метана, синтез нефти происходят постоянно. Осадочные отложения, особенно углеродсодержащие являются благоприятной средой для накопления углеводородов. В том числе это рассеянное углеродистое вещество в карбонатах, горючие сланцы, пласты угля.

Предлагаемая гипотеза требует пересмотра сложившихся подходов к поискам месторождений, в первую очередь, углеводородов. Влияние этих процессов на характер рудоотложения не изучен. Это касается как разновозрастных стратиформных месторождений, так и месторождений других типов, особенно крупных и гигантских.

Среди опасностей для цивилизации, которые возникают в связи с деятельностью человека, нарушающей естественный ход эволюции Земли, хочу отметить три:

Растущее использование атомной энергии ведёт к накоплению ядерных отходов. Какими бы средствами защиты мы не изолировали их, по сравнению с периодами полураспада они являются временными. Это кроме последствий ядерных катастроф типа чернобыльской или, не дай Бог, ядерной войны.

Загрязнение нефтью и нефтепродуктами гидросферы. Это не только океан, но и гидросфера суши. Дефлюидизация Земли является естественным процессом, последствия которого природой

компенсируются. Однако она не готова к компенсации искусственных разливов нефти.

Изменение температурных и иных условий нахождения газогидратов в океанах и под многолетнемёрзлыми породами чревато их массовой газификацией, что непосредственно повлечёт к изменению состава атмосферы со всеми вытекающими последствиями.

В очень интересной книге Ивана Мазура «Восток России: новая эпоха» приведено изречение на пирамиде Хеопса: «Люди погибли от неумения пользоваться силами природы и от незнания истинного мира».

Переосмысливая это изречение можно сказать: «Будущее человечества находится в руках лучшей его части – в руках научного сообщества».

Литература

1. *Белозёров И.М.* Природа глазами физика. - Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008.- 131 с.
2. *Валяев Б.М.* Угледородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. Геология нефти и газа, 1997, № 9, с. 30-37.
3. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. М: Наука, 1983. 422 с.
4. *Кузнецов В.В.* Физика Земли и Солнечной системы. Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Вып 639. – Новосибирск, 1984. – 92 с.
5. *Милановский Е.Е.* 27-й Междунар. геол. Конгресс. Доклады. Т. 21. Становление и современное состояние концепций расширения и пульсаций Земли. – М: «Наука», 1984. – с. 41-51.
6. *Пуцаровский Ю.М.* Избранные труды: Тектоника Земли. Т. 1: Тектоника и геодинамика. – 2005. – 2005. – 350 с.
7. Тектоносфера Земли. – М: «Наука», 1978. – 532 с.
8. *Хаин В.Е.* Современная геодинамика: достижения и проблемы. «Природа». 2002, с. 1-16.
9. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. – М: Научный мир, 2003. – 348 с.
10. *Шаров Г.Н.* Эволюция Земли и происхождение полезных ископаемых// Металлогения Сибири. Тез. докл. Новосибирск: СО РАН, 1987. С. 223-228.

11. *Шаров Г.Н.* Фазовый переход вещества и эволюция Земли// VI Междунар. Конф.: Новые идеи в науках о Земле. Тез. докл. М. 2003. С. 128-129.
12. *Шаров Г.Н.* Особенности строения и рудоносность Яно-Колымского геокона – Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Новосибирск. СО РАН, 2006. С. 242-243.
13. *Шкловский И.С.* Звёзды. М: Наука. 1980, 352 с.
14. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.

ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОМЕТРИИ РАЗЛОМНО-СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Шахтыров В.Г.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан, Россия
(Shakhtyrov@neisri.ru)*

В.И.Вернадский в своей работе «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» писал, что «... есть одна область явлений, которая, в сущности, лежит в основе всего естествознания. Это пространственная геометрическая основа всех земных материальных и энергетических проявлений ...» (цитировано по изданию 1987 г.). Каждая из конкретных мелкомасштабных структур Верхояно-Колымской складчатой области, будь то антиклинории, синклинории, «районы пологих деформаций» и др., обладает теми или иными размерами, определенной формой в плане, инфраструктурными разломно-складчатыми рисунками и их ориентировкой, которые необходимо анализировать с целью получения дополнительной тектонической информации.

Так обращает на себя внимание размер складчатых структур в зависимости от того, какой возраст имеют слагающие их терригенные отложения верхоянского комплекса. В Западном Верхоянье картируются крупные антиклинории (Орулганский, Куранахский, Бараинский) протяженностью от 250 до 500 км, сложенные каменноугольно-раннепермскими отложениями. В Яно-Колымской складчатой системе уже видна тенденция к уменьшению размера складчатых структур. Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный главным образом позднепермскими осадками, состоит из правостороннего эшелона складок, каждая из которых простирается не более чем на 100-150 км. Иньяли-Дебинский синклинорий, как и Сартангский синклинорий Верхоянья, представлены

серией многочисленных узких линейных складок протяженностью менее 100 км.

Причина этого явления кроется в том, что здесь сработал своеобразный «эффект ожидания складчатости». В Западном и Южном Верхоянье осадочные толщи длительное время находились в режиме диагенетических преобразований (начиная с верхнего карбона – до средней юры), в Аян-Юряхском и Нерском антиклинориях Яно-Колымской складчатой системы это «ожидание» заметно короче – начиная с поздней перми, в Иньяли-Дебинском синклинории – с триаса-ранней и средней юры. Эта ситуация отражена, например, в степени развития так называемого стратиформного золотого оруденения. «Стратиформный» кварц в Верхоянье и Южном Верхоянье развит широко, в Аян-Юряхском и Нерском антиклинориях значительно реже и преимущественно в замках антиклинальных структур, в Иньяли-Дебинском синклинории этот кварц практически отсутствует. Реакция на складчатость опосредована физическим состоянием осадочных толщ; наиболее древние отложения претерпели катагенетические преобразования, лишились значительного количества воды и приобрели хрупкие качества, в то время как более молодые, в частности юрские осадки, сохранили значительное количество воды и проявляли себя в момент главной складчатости как пластические толщи.

Рассмотренные факты характеризуют приповерхностные зоны земной коры, однако не отражают физического состояния глубоких частей литосферы региона. О нем можно судить по следующим признакам. Юго-восточная (магаданская) часть Яно-Колымской складчатой системы в момент

главной колымской складчатости развивалась в правостороннем, центральная (прииндигирская) – в левостороннем сдвиговом режиме, северная (улахантасская) приобрела широтную ориентировку и в поле тектонических напряжений формировалась в надвиговом тектоническом режиме [5]. Подобная кинематическая ситуация явно отражает крупные смещения в фундаменте складчатой системы, происходившие в условиях потери прочности.

Верхоянский антиклинорий в своей южной оконечности испытывает мощный загиб, отражающий левосторонние сдвиговые деформации по сквозной Вилуйско-Алданской зоне дизъюнктивных нарушений [2], в восточном направлении эта разломная зона продолжается как Кобюминская система субширотных складок и нижнеюрских впадин [6]. По нашему мнению сквозная зона продолжается еще далее в восточном направлении, отражаясь Верхоянской неотектонической впадиной субширотной ориентировки, заметным переломом простирания структур Аян-Юрхского антиклинория, 2-3х километровым левосторонним смещением магнитных аномалий в Чай-Юрьинском глубинном разломе, крупным поперечным разломом-сбросом, разграничивающим только начинающие вскрываться эрозией и глубокоовскрытые части гранитоидных «батолитов» Малый и Большой Анначаги, заканчиваясь в виде группы широтных Оротуканских разломов. Крупный широтный линеамент, продолжающий рассматриваемую сквозную зону к западу, прослеживается практически через всю южную часть Сибирской платформы [3].

Названные кинематические особенности как продольных, так и сквозных тектонических структур уже не могут быть объяснены физическим состоянием осадочного чехла, и, несомненно, имеют более глубинные причины. Как считает Е.В.Артюшков [1], континентальная литосфера основную часть времени сохраняет высокую прочность, однако изредка испытывая резкое

размягчение, когда и проявляются складчатость и рифтогенез. Такое резкое размягчение по всей вероятности и характеризует этап главной колымской складчатости с его интенсивным гранитоидным магматизмом, однако локальные и кратковременные размягчения видимо происходили и ранее, о чем свидетельствует, например, проявление раннеюрского базальтового магматизма в Кобюминской зоне складок и триасовые вулканогенно-туфогенные проявления в полосе влияния Оротуканской группы широтных разломов.

Локальная потеря прочности помимо Яно-Колымской складчатой системы характеризует также Аллах-Юньскую и центральную часть Верхоянской складчатых систем. Эти структуры охарактеризованы нами как сфенохазмы – своеобразные клиновидные образования, требующие для своего формирования горизонтальных растяжений литосферы путем противоположного вращения контактирующих блоков [4]. Сфенохазмы ограничены крутыми осадочными флексурами, которые в орогенный этап трансформируются в сдвиги и служат основными вместилищами золото-сульфидно-кварцевых, золото-кварцевых и золото-сурьмяных месторождений. Крупнейшей флексурой является Адыча-Тенькинская в Яно-Колымской складчатой системе, контролирующая размещение Сентачанского, Сарылахского месторождений в якутской части и Родионовское, Игуменовское, Павликовское, Наталкинское, Дегдеканское и Токичанское месторождения – в магаданской. По Е.В.Артюшкову крутые пограничные флексуры – свидетели глубинного размягчения литосферы.

Литература

1. *Артюшков Е.В., Беэр М.А.* Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 1. Верхояно-Колымская складчатая система // Тихоокеан. геология, 1984, № 2. С. 10-21.

2. *Ситников В.С., Спектор В.Б.* Виллойско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35-45.
3. *Старосельцев В.С.* Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр, 2007, № 8. С. 15-20.
4. *Шахтыров В.Г.* Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всероссийского совещания. Магадан, 4-6 сентября 1997 г. Том 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: 2000. С. 68-76.
5. *Шахтыров В.Г.* Верхояно-Колымский ороклад // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ. (XII годовое собрание Сев.-Вост. отд-ния ВМО), посвящ. 90-летию акад. Н.А.Шило (Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 59-62.
6. *Шепелева Я.П.* Условия проявления раннеюрского магматизма Южного Верхоянья // Вестник Якутского ГУ, 2007, том 4, № 1. С. 121-124.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ АНГАРОВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ – ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Шацлло А.В., Федюкин И.В.

ИФЗ РАН, Москва (shatsillo@gmail.com)

Кривые кажущейся миграции полюса (КМП) древних платформ являются одним из важнейших «инструментов» используемых при построении глобальных палеореконокструкций, оценке кинематических параметров платформ и восстановлении тектонических событий в складчатых областях, обрамляющих эти крупнейшие элементы Земной коры. На сегодняшний день уровень разработки средне-позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы едва ли можно признать удовлетворительным, что вызвано двумя обстоятельствами: недостаточным количеством палеомагнитных данных и, зачастую, их низким качеством, с одной стороны, и противоречивостью данных, с другой. Как следствие этому, вопросы, касающиеся палеогеографии, характера перемещений Сибирской платформы при взаимодействии с Балтикой, Казахстанским континентом и другими Евразийскими блоками в процессе закрытия Палеоазиатского океана и амальгамации Пангеи, остаются, по сути, открытыми. Таким образом, получение достоверных палеомагнитных данных для рассматриваемого интервала геологической истории представляется весьма актуальным.

В настоящем сообщении мы приведем палеомагнитные результаты для карбон-пермского уровня, полученные авторским коллективом по югу Сибири (Байкало-Патомская складчатая область) за последние годы.

Байкало-Патомский регион и прилегающие к нему территории имеет достаточно сложное геологическое строение, что вместе со средней степенью обнаженности, практически полным отсутствием дорог, интенсивной

расчлененностью рельефа (вплоть до альпийского) и труднопроходимой тайгой, представляет определенные сложности при его изучении. Каменный материал, результаты исследования которого мы представляем, был получен в ходе сплавных маршрутов 2008-2010г.г. по крупным водным «артериям» региона (реки Ципа, Витим, Бол.Патом, Лена) и их притокам.

В самом приближенном виде геологическое строение региона (рисунок), изучавшееся не одним поколением отечественных геологов, все имена которых просто не позволяет перечислить формат публикации, можно охарактеризовать следующим образом (с севера на юг):

От дугообразного изгиба р.Лена (~60°с.ш.), конформного структурам Байкало-Патомской складчатой области, до широты п.Бодайбо (~58°с.ш.) располагаются мощные рифей-вендские комплексы пассивной (Патомской) окраины Сибири. Позднедокембрийские комплексы Патомской окраины интенсивно деформированы, осложнены надвигами (с вергентностью в сторону кратона) и разобщены палеопротерозойскими террейнами (Чуйское, Тонодское и Нечерское поднятия), являющимися, вероятно, фрагментами фундамента Сибири. По платформенной периферии Патомской зоны рифей-вендские толщи перекрываются (без угловых несогласий) палеозойскими (вплоть до силура) терригенно-карбонатными отложениями чехла, вмещающими силлы и дайки позднедевонских базитов (жаровский комплекс). Перечисленные образования деформированы в едином структурном плане, что указывает на постдевонский

возраст складчатости, по крайней мере, в этой (приплатформенной) части Патомской зоны. В тоже время на юго-западе территории появляются синтетектонические граниты (Мамская кристаллическая полоса), возраст которых, в пределах Ю-3 части Мамско-Бодайбинского синклинория (~57°с.ш. 110°в.д.) недавно был определен как силурийский [3].

Далее к югу, примерно от широты п.Бодайбо и до широты г.Улан-Удэ (~52°с.ш.), получают тотальное

распространение посттектонические карбон-пермские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (АВБ), «уничтожившие» значительную часть более древних образований. Здесь же Патомская зона граничит с Байкало-Муйской, граница между которыми трассируется на юго-запад к северной оконечности оз.Байкал и на юго-восток к оз.Орон, «утыкаясь» здесь в раннедокембрийские структуры Алдано-Станового щита.



Генерализованная тектоническая схема Байкало-Патомской области и прилегающих территорий. Многоугольники соответствующие им цифры - районы работ: 1- нижнее течение р.Бол.Патом и р.Лена (жуинская, ченчинская и нохтуйская свиты, жаровский комплекс); 2- нижнее течение р.Витим (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита- конку деремамаканский и мамско-оронский комплекс); 3- нижнее течение р.Ципа (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита- витимканский и ингамакитский комплекс); 3 и 4- материалы К.М.Константинова (ИЗК СО РАН), холоднинская(4) и падроканская(5) свиты. Пояснения в тексте.

Байкало-Муйская зона имеет сложное строение, определяющееся сочетанием разновозрастных линейных и мозаично-блоковых зон, включающих офиолитовые, островодужные, турбидитовые и пр. комплексы, а также гранитоиды и метаморфиты с возрастными от ~1000 до 600 млн.лет [4]. В настоящее время получены достаточно убедительные свидетельства вендской (~600млн.лет) коллизии Байкало-Муйской зоны с Сибирской платформой (=Патомской зоной), проявленные как на западе зоны, так и на востоке [5,6]. В пределах Байкало-Муйской зоны, помимо позднепалеозойских гранитоидов АВБ, обнаружены также ордовикские и силурийские граниты [4], маркирующие, вероятно, тектонические события, произошедшие после главной коллизионной стадии и, возможно, являющиеся отголоском коллизионных событий Ольхонского региона.

Далее к югу от Байкало-Муйской зоны (~56° с.ш.) и вплоть до Монголо-Охотской мезозойской сутуры З-ЮЗ – В-СВ простирания (~50-52° с.ш.) располагаются турбидитовые и островодужные комплексы венда- раннего палеозоя Забайкалья, фрагментарно сохранившиеся в провесах кровли АВБ. В свою очередь, на каледониды Забайкалья наложены средне- позднепалеозойские впадины интерпретируемые как бассейны pull-apart (подобные структуры зафиксированы и в Байкало-Муйском поясе). Толщи, слагающие эти впадины, достаточно интенсивно деформированы. На юге территории получают широкое распространение позднепалеозойские образования Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса рифтогенного типа, формировавшегося, как предполагается, в тылу активной континентальной окраины Сибири [2]. Структуры Забайкалья, как и вся южная часть Алдано-Станового щита, интродуцированы мезозойскими гранитоидами, являющимися результатом субдукции коры Монголо-Охотского океана «под» Сибирскую платформу. Общая структура региона осложнена

системой левых сдвигов Ю-З – С-В простирания, связанных с развитием Байкальской рифтовой системы, но возможно имеющих более древнее заложение.

Основным объектом палеомагнитных исследований, направленных на получение информации по карбон-пермскому уровню, были гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Это определялось генеральным посттектоническим положением батолита в структуре региона, широким площадным распространением, слагающих его пород и достаточно убедительной оценкой возраста, основанной на десятках геохронологических определений, укладываемых в интервал 310-270млн.лет [7].

Необходимо отметить, что крупные гранитные массивы являются достаточно сложным объектом для палеомагнитных исследований, что связано, в первую очередь, с отсутствием надежных критериев для восстановления их первичного залегания. Именно поэтому главным полигоном исследования АВБ были выбраны самые северные его выходы, где наложенные тектонические процессы наименее проявлены. Гранитоиды АВБ были нами изучены в нижнем течении р.Витим (от оз.Орон до п.Бодайбо и ниже), что соответствует северной части Байкало-Муйской зоны – югу Патомской, а также, рекогносцировочно, по р.Ципа в зоне Забайкальских каледонид (Баргузинский террейн). Всего было изучено около 30 обнажений гранитоидов, относимых к мамско-оронскому, конкудеро-мамаканскому, витимканскому и ингамакитскому комплексам. В той или иной степени уверенный результат был получен лишь по 8-ми обнажениям р.Витим (2-я фаза конкудеро-мамаканского комплекса), достаточно узко географически локализованным, и по одному на р.Ципа (2-я фаза витимканского комплекса), таблица. Рассчитанные для каждого обнажения палеомагнитные полюсы хорошо группируются, что указывает на близкий возраст

намагниченности зафиксированной в изученных объектах и на отсутствие значительных тектонических движений (вращений и наклонов) в «теле» батолита в постмагматическое время. При этом примечательно, что «витимские» и «ципинские» объекты разделены серией мощных сдвиговых зон (Томпуда-Нерпинская, Баргузинская, Аргода-Бамбуйская), активных в кайнозой. Практически все изученные гранитоиды обратномагничены, что в комплексе с геохронологическими данными по АВБ, позволяет предполагать, что намагниченность пород сформировалась во время суперхрона обратной полярности Киама (317-265млн.лет). Значительное отличие рассчитанного среднего полюса гранитоидов от референтного полюса пермо-триаса Сибири и близость к раннекарбонному полюсу [8] может указывать на наиболее древний из «допустимого» (~300млн.лет) возраст намагниченности и, соответственно, изученных гранитоидов АВБ.

На севере Патомской зоны (нижнее течение р.Бол Патом, р.Лена) в структурах северного фланга Тонодского поднятия и Тогус-Дабанской мульды нами были изучены осадочные толщи позднего докембрия (жуинская и ченчинская свиты, 5 обнажений), раннего кембрия (нохтуйская свита, 7 обнажений) и позднедевонские базитовые силлы жаровского комплекса (20 обнажений). Лабораторная обработка палеомагнитных коллекций показала, что в значительной части образцов, (особенно жуинской и ченчинской свит) содержится метахронная компонента намагниченности, часто являющаяся единственной четко интерпретируемой. В породах нохтуйской свиты и жаровского комплекса данная компонента проявлена менее интенсивно, но ее присутствие, в той или иной степени, всегда ощутимо. Данная компонента уверенно определяется фолд-тестами как послескладчатая, как в объеме обнажений (если это позволяют вариации элементов залегания), так при сравнении средних по обнажениям для всех изученных возрастных уровней. Полюсы для каждого

обнажения, рассчитанные в современной системе координат, достаточно хорошо группируются, а рассчитанный по региону средний полюс статистически не отличается от полюса гранитоидов АВБ (таблица). Как и гранитоиды АВБ все изученные породы Патомской зоны обратномагничены. Мы предполагаем, что формирование послескладчатой намагниченности Патомской зоны вызвано становлением гранитоидов АВБ и синхронно ему.

Отметим, что расстояние от изученных структур Патомской зоны до самых северных выходов АВБ, экспонированных на дневную поверхность, составляет не менее 200км. В тоже время, данные аэромагнитной съемки [1], показывают наличие интенсивных отрицательных магнитных аномалий, охватывающих территорию площадью 1100кв.км, которая расположена в непосредственной близости от изученного нами района (северная граница площади распространения аномалий соответствует ~60°с.ш. 116°в.д.). Это может означать, что под рифей-вендскими толщами Патомской зоны находится не вскрытый эрозией крупный интрузив. Учитывая полученные нами палеомагнитные данные, есть основания полагать, что таким интрузивом могут являться производные АВБ.

При обсуждении вопроса «батолитового» перемагничивания пород Патомской зоны интересно привлечь независимые данные, полученные К.М.Константиновым и коллегами (персональное сообщение) по образованиям Байкало-Муйской зоны (таблица, холоднинская (ранний-средний карбон), падроканская (венд) свиты). Здесь, как и в нашем случае, зафиксирована четкая послескладчатая компонента намагниченности обратной полярности. Как видно (таблица), соответствующие полюсы перемагничивания, либо близки, либо статистически значимо не отличаются от среднего полюса гранитоидов АВБ. Таким образом, можно говорить о «трансрегиональном» характере

послескладчатого перемагничивания,
вызванного становлением АВБ.

№	Объекты	n	Plong	Plat	A95	Slong	Slat
ПАТОМСКАЯ ЗОНА							
1	21 жуинская и ченчинская св.	29	121.5	35.6	5.0	114.51	59.78
2	22 ченчинская св.	6	113.8	33.2	7.3	114.51	59.89
3	31 ченчинская св.	12	125.5	21.2	13.6	115.55	60.11
4	33 жуинская и ченчинская св.	18	136.7	24.9	7.8	115.65	60.12
*5	34 жуинская и ченчинская св.	15	124.8	13.3	12.7	115.65	60.16
СРЕДНЕЕ (1-5)		5	124.7	25.8	11.1		
6	24 нохтуйская св.	6	124.6	43.3	34.7	114.58	59.95
7	25 нохтуйская св.	12	109.7	29.9	20.0	114.89	60.04
*8	28 нохтуйская св.	3	60.8	48.8	40.3	115.31	60.09
9	37 нохтуйская св.	13	121.7	44.8	10.0	116.16	60.15
*10	40 нохтуйская св.	4	117.7	4.9	17.7	116.17	60.19
СРЕДНЕЕ (6-10)		5	109.3	36.5	26.0		
*11	30 жаровский к-с	9+1c	95.3	37.7	19.3	115.48	60.10
*12	41 жаровский к-с	9+1c	107.1	51.4	29.5	116.19	60.20
13	44 жаровский к-с	5+3c	126.7	35.5	18.2	116.30	60.30
14	59_2 жаровский к-с	5	127.4	39.6	45.8	116.39	60.42
15	L-1 жаровский к-с	22+12c	136.8	35.6	8.8	116.66	60.44
СРЕДНЕЕ (11-15)		5	119.4	41.0	14.0		
СРЕДНЕЕ ПО РЕГИОНУ $\gamma/\gamma_c=7.5/14.0$		15	118.2	34.5	9.3		
БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ ЗОНА							
**16	холоднинская свита $\gamma/\gamma_c=13.9/13.6$	11	131.0	25.0	10.1	110.5	56.2
**17	падроканская свита $\gamma/\gamma_c=10.2/19.5$	27	115.0	44.0	10.3	115.0	57.0
ГРАНИТОИДЫ АНГ АРС-ВИТИМСКОГО БА ТОЛИГА							
18	T-3 конкудеромамаканский к-с	2+3c	119.9	28.5	31.3	115.05	57.79
19	T-4 конкудеромамаканский к-с	3+3c	128.6	30.0	22.2	114.92	57.93
20	T-5 конкудеромамаканский к-с	10	121.6	42.5	12.4	114.87	57.86
21	T-5A конкудеромамаканский к-с	7+1c	121.8	36.2	9.9	114.87	57.86
22	T-5B конкудеромамаканский к-с	9	123.5	50.2	13.8	114.87	57.86
23	T-5C конкудеромамаканский к-с	3+5c	142.3	39.3	23.2	114.87	57.86
24	T-017 конкудеромамаканский к-с	3	117.7	51.2	26.4	114.98	57.82
25	T-018 конкудеромамаканский к-с	6	121.7	31.9	17.2	114.87	57.86
26	4 витимканский к-с	8	136.5	32.6	18.9	115.65	55.06
СРЕДНЕЕ (18-26)		9	126.2	38.3	6.8		
Варианты расчета осредненного полюса							
1	среднее по регионам	4	123.0	35.6	11.4		
2	среднее по обнажениям	26	121.4	35.9	5.8		
3	среднее по обнажениям, селекция	21	125.1	36.2	4.2		

Палеомагнитные полюсы.

№- порядковый номер; n- количество образцов/штуфов/обнажений/регионов участвующих в статистике, для отдельных обнажений индекс «с»- круги перемагничивания; Plong/Plat- долгота/широта палеомагнитного полюса; A95- радиус круга доверия; Slong/Slat- долгота/широта обнажения; γ/γ_c - угловое расстояние и его критическое значение при сравнении с полюсом гранитоидов АВБ; *- данные, исключенные в результате селекции (3-й вариант расчета осредненного полюса); **- данные К.М.Константинова (ИЗК СО РАН).

Средний полюс, рассчитанный на основе полученных данных и данных К.М.Константинова, дает прочную основу для разработки позднепалеозойского сегмента КМП Сибири и восстановления палеогеографического положения Сибирской платформы на рубеже карбон-пермь. Далее остановимся на вариантах расчета среднего полюса. Мы предлагаем «пользователям» три варианта (таблица): 1) расчет по средним направлениям для регионов (Патомский + Байкало-Муйская зона, холоднинская свита + Байкало-Муйская зона, падроканская свита + гранитоиды АВБ); 2) расчет среднего по всем обнажениям; 3) расчет среднего по всем обнажениям с использованием селекции данных. В данном случае селекция данных подразумевает последовательное исключение из выборки полюсов, статистически значимо (на 95% уровне вероятности) отличающихся от среднего, при соответствующих значениях кучности распределения (этот механизм реализован в пакете палеомагнитных программ «SELECT» С.В.Шипунова и подробно описан в [9]). Как видно (таблица), все три способа дают очень близкие результаты, разница выражается в величине круга доверия (A95), то есть в точности определения. Принимая во внимание тот факт, что вариант расчета (1) использует крайне неравномерные по объему выборки исходных данных, мы считаем, что более корректными являются подходы 2 или 3, «склоняясь» в пользу последнего.

Выводы:

1. Получен первый надежно обоснованный полюс Сибири для рубежа карбон-пермь, который мы предлагаем использовать для построения соответствующих палеореконструкций и при разработке кривой КМП Сибирской платформы. Из полученных данных следует, что на рубеже карбон-пермь Сибирь располагалась в северном полушарии, на широтах, близких к современному (между 48 и 72° с.ш.), при этом она была развернута на ~160° по часовой стрелке, таким образом, что ее

современная «алданская» окраина была обращена к северу, а Диксон, по иронии судьбы, был самой южной точкой.

2. Хорошая региональная сходимость карбон-пермских полюсов Патомской, Байкало-Муйской зон и Баргузинского террейна указывает на то, что в послекарбоновое время рассматриваемые регионы развивались как единая жесткая структура и не испытывали существенных тектонических воздействий, которые смогли бы привести к локальным разворотам и наклонам отдельных блоков.

3. Исходя из масштабов карбон-пермского послескладчатого перемагничивания пород Байкало-Муйской и Патомской зон, можно сделать вывод о трансрегиональном характере его проявления. Время становления гранитоидов Ангаро-Витимского батолита можно считать верхним возрастным пределом складчатости Байкало-Муйской и Патомской зон.

4. Исходя из того, что на севере Патомской зоны (Тогус-Дабанская мульда) в складчатость вовлечены позднедевонские силлы, а верхний возрастной предел складчатости, как было показано, не моложе рубежа карбон-пермь, складчатость в этом районе должна иметь карбоновый возраст. Это заключение вступает в противоречие с данными о «силурийском возрасте главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны» [3], полученными в результате датирования синтектонических гранитов Ю-3 части Мамско-Бодайбинского синклиория. То есть либо фронт складчатости «проградировал» на северо-восток и достиг северной части Патомской зоны только через 50-100 млн. лет после аналогичных событий на юго-западе региона, либо рассматриваемые регионы имели относительно независимое тектоническое развитие, либо заключение о силурийском возрасте главных складчатых деформаций в Мамско-Бодайбинском синклиории ошибочно.

5. Данные по карбон-пермскому «батолитовому» перемагничиванию пород

севера Патомской зоны, в комплексе с данными аэромагнитной съемки [1] позволяют предполагать наличие в этом регионе не вскрытого эрозией крупного интрузивного тела карбон-пермского возраста, являющегося, вероятно, самым северным ареалом проявления позднегерцинского магматизма в Байкало-Патомской складчатой области.

Спасибо Виктору Ефимовичу Хаину.

Литература

1. Буш В.А., Лёвин Ф.Д. Трапповые и дайковые комплексы юга Сибирской платформы // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 1. М.:ГЕОС, 2010, с.91-96.
2. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с.53-70.
3. Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН, 2008, том 423, №2, с.228-233.
4. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника 2007. №6. с.23-51.
5. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb-изотопные данные // ДАН, 2006, том 407, №6, с.819-822.
6. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М. Возраст гранитоидов зоны сочленения Байкало-Муйского складчатого пояса и Каларского метаморфического террейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, том 17, №2, с.38-46.
7. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, с.156-180.
8. Шацилло А.В., Орлов С.Ю. Новые палеомагнитные данные по

- среднепалеозойским траппам Виллойской палеорифтовой системы (Ыгыттинская впадина, р.Виллой) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – В 2-х томах. – Т. 2. с.152-153.
9. Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С. Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Физика Земли, 1999, №3, с.52-61.

**МЕЗОЗОЙСКАЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА АЛДАНО-СТАНОВОГО
ЩИТА****Шевченко Б.Ф.^а, Горошко М.В.^а, Гурьянов В.А.^а,
Сальников А.С.^б, Соловьев В.М.^в**

^а *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск
(goroshko@itig.as.khb.ru)*

^б *ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального
сырья. МПР РФ, Новосибирск*

^в *Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск*

При выполнении тектонических построений на основе новых данных о геолого-геофизическом строении исследуемой территории (карты нового поколения, космические снимки) и глубинном строении Алдано-Станового щита с последующим анализом тектоники метаморфических толщ, в пограничной зоне между Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областями установлена Пристановая зона интенсивного развития складчато-надвиговых дислокаций субширотного простирания, прослеживающаяся вдоль Станового разлома от восточного Забайкалья до Прибрежной системы северо-восточных разломов на побережье Охотского моря, на расстояние свыше 1000 км при ширине 50-100 км.

Район области исследований ограничен координатами 122-129° в.д. и 52-60° с.ш. и включает помимо названных выше тектонических структур следующие тектонические элементы: Аргуно-Мамынский микроконтинент, Монголо-Охотский и Селенга-Становой орогенные пояса. Результаты анализа (детальные геологические разрезы масштаба 1:200 000 и комплексные геолого-геофизические модели), позволили нам выделить упомянутую выше зону интенсивного развития надвиговых структур в виде самостоятельного тектонического элемента.

За северное ограничение Пристановой зоны принята система мезозойских субширотных надвигов трассирующих серию юрско-меловых Южно-Алданских впадин (Южно-Якутский, Гонамский, Атугей-Нуямкий, Токинский). Южная граница зоны с запада на восток проходит

практически по Становой системе разломов, имеющих сбросо-сдвиговый и надвиговый характер. Этими надвигами прогиб разделен на фрагменты, выделяемые как отдельные впадины (Чульманская, Токинская и др.) и так называемые «грабены», являющиеся ничем иным, как эрозионными «окнами» в аллохтонных покровах метаморфических толщ или выведенными на поверхность юрскими отложениями в ограниченных разломами тектонических клиньях. К востоку от Токинской впадины, в бассейне р. Большой Тырган юрские отложения установлены только бурением под покровом гнейсов мощностью свыше 100 м, и на дневной поверхности не наблюдаются. Следовательно, Южно-Якутский прогиб, как единая структура, по своим масштабам сродни Донбассу, в юрских отложениях которого, включая и перекрытые аллохтонами докембрийских толщ, могут быть заключены гигантские запасы каменных углей.

Главные черты геологического строения области сочленения Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей нашли свое отражение в геофизических полях. В гравитационном поле в Пристановой зоне выделяется осевой максимум и расположенные на его флангах линейные минимумы [1]. Осевой линейный максимумна всем своем протяжении соответствует поясу выхода на поверхность пород гранулитовой фации высоких давлений и линейно вытянутым в субширотном направлении ареалам дайкообразных тел, лакколлитов и штоков раннепротерозойских мафит-ультрамафитов непосредственно трассирующих северное

крыло Станового линейного элемента. С севера и юга центральный осевой максимум обрамлен полосами пониженного гравитационного поля, природа которых на юге определяется массивами юрских гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса, а на севере отвечает Южно-Алданскому угленосному прогибу. Контакты глубинных гранулитов со структурами Становой области прослеживаются на значительные глубины с наклоном на север. По всей вероятности, выведенные на дневную поверхность гранулиты Зверевского, Сутамского и других блоков этого пояса следует рассматривать как выходы нижних горизонтов земной коры.

По комплексу геофизических признаков Пристановая складчато-надвиговая зона (ПрСНЗ) имеет отличный от сопредельных тектонических структур глубинный образ. По геологической интерпретации геофизических данных ПрСНЗ расположена в зоне смены типов земной коры от двухслойного (Становой мегаблок) к трехслойному (Алданский мегаблок). Глубинные характеристики земной коры и литосферной мантии, полученные на основе комплекса геофизических методов, позволяют построить серию структурно-геофизических моделей [6]. Они являются результатом решения обратной задачи геофизики и, частично, решением прямой задачи (плотностная 2 D модель). Уверенно выделяются элементы позволяющие отделять выделенную область развития Пристановой зоны на уровне верхней коры (глубины до 7 -10 км), на уровне средней и нижней коры (глубины 42 -50 км) и на уровне подошвы литосферы (глубины 120 -140 км) от расположенной южнее Становой гранит-зеленокаменной области и от расположенной севернее Алданской гранулит-гнейсовой области.

На уровне верхней коры в плотностной 2 D модели Пристановой складчато-надвиговой зоне соответствуют области эффективных значений плотности $2.73 - 2.75 \text{ кг/м}^3$. В 3 D плотностной модели конфигурация этой области значительно усложняется. Она распадается на два

относительно изолированных тела с различной эффективной плотностью. Граница между этими телами, в проекции на земную поверхность, отвечает зоне Южно-Якутского надвига. Распределение трасс аномалий магнитоактивных тел, (магнитная модель) подчеркивает обособленность Пристановой зоны. Такая же обособленность проявляется в структурном плане скоростной модели (данные метода КМПВ). Модели для более глубоких уровней - 2 D и 3 D плотностные, геоэлектрическая (данные МТЗ), сейсмические (данные ГСЗ, МОВ-ОГТ) сейсмологическая (данные МОВЗ), тепловая (подошва литосферы) усиливают обособленность ПрСНЗ от сопредельных тектонических элементов земной коры.

Системы разломов, ограничивающие Пристановую складчато-надвиговую зону (Становая и Гонамская) имеют сквозькорую природу и сопряжены с мантийными окнами (разрывы на границе поверхности «М») в подошве земной коры.

Установленные особенности геологического строения указывают на преобразование земной коры в коллизионной зоне сжатия [5]. Сжатие на границе мегаблоков сопровождалось сдвигово-надвиговыми дислокациями. В связи с этим, Пристановая зона сложена большим количеством тектонических пластин, представленных разнообразными по составу и условиям метаморфизма породами: гранулитами, ортогнейсами тоналит-трондьемитового состава, эндербито-гнейсами, плагиогнейсами, пириболитами, двупироксеновыми, роговообманко-пироксеновыми, гиперстеневыми кристаллическими сланцами, плагиоэктогитами, анортозитами, габброидами, гранитами, позднепротерозойскими и раннепротерозойскими зеленокаменными породами, линзами ультраосновных сланцев и кварцитов.

Положение Пристановой зоны в геодинамической эволюции данного региона и время её формирования обусловлены процессами сближения Сибирской и Китайской платформ,

перемещением микроконтинентов и фрагментов орогенных поясов, находившихся между этими двумя платформами, а ныне входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса [4]. Более детальные палеогеодинамические реконструкции, основанные на дополнительных палеомагнитных данных, подтверждают наши тектонические построения.

Мезозойский возраст формирования зоны обосновывается: 1) наличием надвига архейских метаморфитов Станового мегаблока на юрские терригенные отложения Южно-Алданской системы впадин, 2) присутствием в зонах меланжа уплощенных глыб и обломков пород архейских метаморфических и юрских песчаников, 3) К-Аг-датировками диафторитов и динамо-пород по архейским метаморфическим комплексам в 142-154 млн. лет [2], 4) временем образования массивов (109-152 млн. лет) известково-щелочных гранитов (тындинско-бакаранский, удско-зейский и другие комплексы) вдоль южного борта Станового линеамента [5].

На начальной стадии в области будущей Пристановой складчато-надвиговой зоны заложилась серия рифтогенных впадин северо-северо-восточного простирания (древние координаты). Далее в результате процессов сжатия со стороны блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса с одновременным формированием Станового плутоногенного пояса на уровне средних и, возможно, нижних частей земной коры произошло выдавливание гранулитовых пластин в верхние горизонты земной коры. В постколлизийный этап, гранулитовые пластины, слагающие Пристановую зону, были надвинуты на юрские терригенные отложения впадин Южно-Алданской системы и метаморфические образования Алданского мегаблока. Процесс надвига гранулитовых пластин происходил дискретно. Об этом свидетельствует степень дислоцированности юрских отложений южных частей Чульманской и Токинской впадин. В частности в

Чульманской впадине установлены антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона крыльев 49° - 70° , осложненные многочисленными субпараллельными взбросами, которые наклонены к югу. В северных частях впадин юрские отложения залегают спокойно (до 2°) полого погружаясь к югу. Накопление мезозойских отложений происходило в пределах единого узкого бассейна протяженностью до 1000 км.

Таким образом выполненные исследования указывают на то, что Пристановая складчато-надвиговая зона является постюрским тектоническим элементом, расположенным на границе двух крупных тектонических структур – Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей Алдано-Станового щита.

Тектонические движения в Пристановой зоне продолжаются и в настоящее время. На это указывает интенсивное проявление в ней разноглубинных землетрясений различного энергетического класса [3].

Литература

1. А.М. Алакиин, Л.П. Карсаков Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеанская геология, №3, 1985, С.76-86
2. В.Г. Амарский, В.Г. Ветлужских. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика, № 2, 1990, С. 8-12
3. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны // Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др./ Якутск, изд. ЯФ СО РАН, 1985, 136 с.
4. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Мальшеев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, №5, С. 629-647.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)–М., МАИК Наука / Интерпериодика», 2001,- 571 с.
6. Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, и др. Структура и геолого-геофизическая модель области сочленения

восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и южной части Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, С. 154-155.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ФАНОРОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

Шевырев С.Л., Калашников А.О.

*Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия
(shevirev@mail.ru)*

Введение

Применение автором на Воронежской антеклизе космофотоснимков (КФС) с большим обзором и разрешающей способностью способствовало выявлению структур, рассматриваемых как зоны фанерозойской тектонической активизации. Это участки повышенной проницаемости земной коры, перспективные на обнаружение рудных и неметаллических полезных ископаемых.

На настоящем этапе исследований предложена методика обнаружения таких зон изучением структурных параметров (СП) рисунка линевентов (спрямленных участков изображения космических снимков, гидросети, овражно-балочной сети, в том числе ложбин безруслowego стока, границ областей контрастного фототона), установлена корреляция известных рудопроявлений и месторождений с аномалиями карт СП.

Основой для расчета параметров рисунка линевентов юго-западного крыла Воронежской антеклизы, включившего Курскую, Белгородскую, Воронежскую области, часть Харьковской, Луганской и Ростовской областей, послужил массив макротрещин ручного дешифрирования числом более 32000 единиц, образовавших карту общей макротрещиноватости [8]. Вычисления параметров рисунка макротрещиноватости проводились по 400 окнам осреднения.

Карты структурных параметров рисунка линевентов

В ходе исследований были построены карты плотности линевентов (вычисленные по плотности и длине), карты изотропности и карты фрактальной размерности Минковского. Ниже освещается методика построения этих карт и принципы районирования по ним.

Самым общим выражением макротрещиноватости являются карты плотности линевентов (рис. 1А).

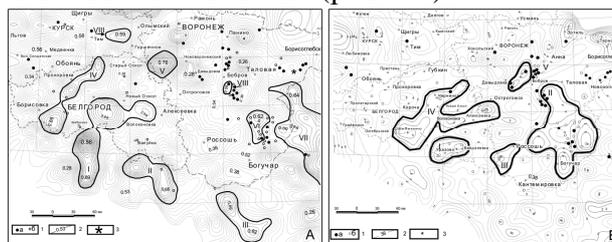


Рис. 1А. Карта Пд. 1 – рудопроявления (а – фундамент, б – чехол); 2 – значение, 3 – Каменносадовский палеовулкан (D₃fr). Б – Карта σ. Черные контуры - площади максимумов

Известно, что линейные элементы на КФС не тождественны разрывным структурам, а являются их отражением в ландшафте. Соотношения между линевентами и разрывными нарушениями носят вероятностный характер [6]. Плотность макротрещин – это совокупная длина или количество дешифрированных элементов на площадь расчетного окна осреднения, вычисляется автоматически по окнам осреднения с помощью авторского специализированного пользовательского расширения ГИС MapInfo. Сопоставлением полученных карт, а также известных фанерозойских структур и рудопроявлений установлено, что наиболее полно отражает тектоническую обстановку именно карта плотности длин макротрещин. Это объясняется тем, что единственное разрывное нарушение в действительности может дать на космоснимке прерывистый линевент и внесет свой вклад в составляемую карту. В случае если плотность вычисляется по совокупным длинам линевентов, этого не происходит.

Плотность макротрещин говорит о наличии на участке определенного числа макротрещин, но не может охарактеризовать свойства узора – такие как разнонаправленность линевентов или

степень, с которой трещины образуют непрерывную систему, где циркулируют флюиды – связность макротрещин. Информацию об этих качествах рисунка макротрещин нам предоставляют параметры – численно выраженные изотропия (рис. 1Б) и фрактальная размерность Минковского (рис. 2; 3). Рис. 3 отражает сопоставление месторождений, проявлений и пунктов минерализации рудных полезных ископаемых по данным ВСЕГЕИ [2] в пределах Калачско-Эртильского макроблока и Россошанской жесткой глыбы (РЖГ).

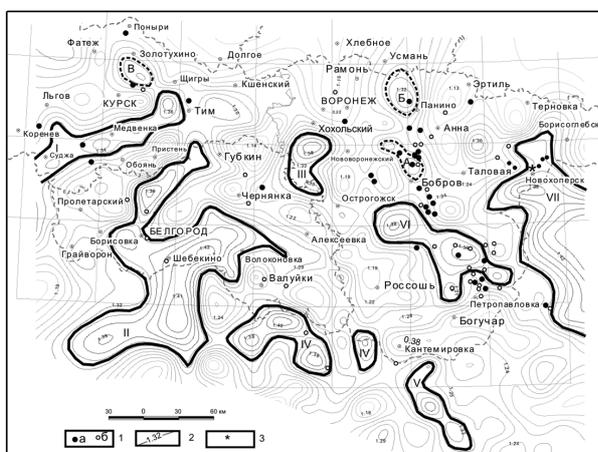


Рис. 2 Карта D_m . 1 – рудопроявления (а – фундамент, б – чехол); 2 – значение D_m , 3 – Каменносадовский палеовулкан (D_{3fr}). Черные контуры – площади максимумов, прерывистые – локальные максимумы (D_m).

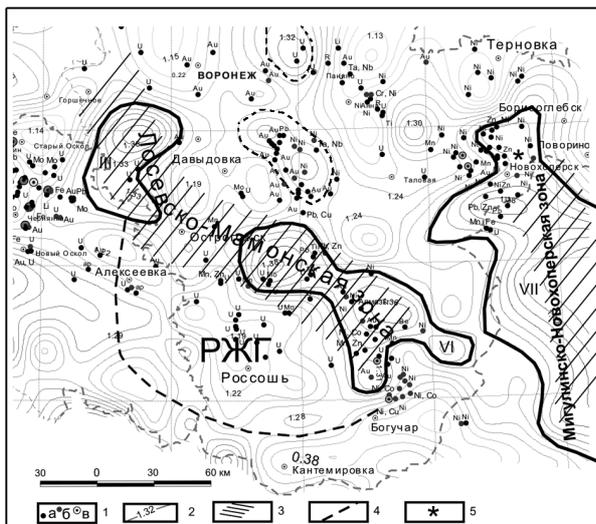


Рис. 3 Карта D_m для Калачско-Эртильского макроблока. 1 – рудные ПИ (а – месторождение б – рудопоявление в – пункт минерализации); 2 – значение, 3- зоны тектонической активизации, 4- РЖГ, 5- палеовулкан

Ранее классификация изучаемых территорий по изотропности проводилась качественно – визуально по розам-диаграммам [8, 1]. Нами предложено проводить оценку изотропности на количественной основе. Под изотропностью объекта по какому-либо параметру понимают равенство значений данного параметра по всем углам направления относительно выбранного центра. Изотропность восходит к понятию полной пространственной симметрии как инвариантности по отношению к преобразованию вращения. Исходя из этих соображений, изотропность узоров, состоящих из прямых линий, можно определить как равномерность распределения линейных элементов (их длины или количества) по углам ориентировок. Чем ближе распределение к равномерному – тем изотропнее узор, чем ближе к нормальному и чем уже кривая нормального распределения – тем анизотропнее. Наглядно это ранее выразалось в виде роз-диаграмм. Разброс значений (в нашем случае отражающий близость распределения к равномерному, т.е. степень изотропности узора) – это дисперсия или стандартное отклонение.

Некоторая сложность связано с тем, что мы оперируем с замкнутой числовой системой (содержит значения от 0 до 360) и конечные точки в ней совпадают (0=360). Для определения изотропности линейных сетей предложен алгоритм, по возможности преодолевающий эти сложности. Заключается он в приведении углов ориентировки к одной полусфере и определении среднеквадратичного отклонения значений углов, которое и является количественным критерием степени изотропности. Подобная методика использовалась для количественного определения степени трахитоидности (анизотропности) фойзитов Хибинского массива по углам ориентировок кристаллов доминирующего минерала – КПШ [3]. Автоматизация расчета численной изотропии для массива линейентов

реализована в модуле ГИС MapInfo *Isotrophia*. Изотропию, как стандартное отклонение мы обозначаем σ .

Фрактальная размерность определялась клеточным методом [4] по тем же окнам осреднения, что и другие параметры (плотность, изотропность). Для автоматического ее вычисления нами был разработан программный модуль *WindowExporter* геоинформационной системы MapInfo. В его задачи входила разметка, подготовка и вывод растровых картографических данных из ГИС для обчета во внешнем приложении. В качестве внешнего приложения использовалась консольная версия программы *FractalAnalyzer* (автор Тихонов А., УГАТУ).

В твердом теле трещинная сеть образует перколяционный кластер [7], и таким образом, разломная сеть является структурой протекания, по которой из недр к поверхности в том или ином виде может передаваться эндогенные энергия и вещество (флюиды, гидротермы и т.п.). Проводимость структуры протекания не везде одинакова и определяется степенью связности. Выражением связности может служить фрактальная размерность Минковского, D_m [5].

Для характеристики взаимосвязи параметров, характеризующих рисунок сети макротрещин, были рассчитаны корреляционные кривые (рис. 4). Как видно из рисунка (см. рис 4, а, б), плотность сети линементов (P_c и P_d) демонстрирует некоторую корреляцию с фрактальной размерностью D_m , коэффициенты корреляции $r^2=0,5321$ и $r^2=0,5524$ соответственно. Это говорит о наличии зависимости между связностью системы макротрещин и их количеством, выраженным в числе или длине.

Корреляции между изотропностью и плотностью, изотропностью и фрактальностью не установлено, $r^2 < 0,01$ (см. рис 4, в, г, д). Совпадения пиков этих взаимно независимых параметров способствует выделению наиболее перспективных районов, где система макротрещин отличаются и высокой

изотропностью, и значительной фрактальностью, т.е. связностью. Такие участки мы полагаем наиболее перспективными для обнаружения эндогенных рудопроявлений.

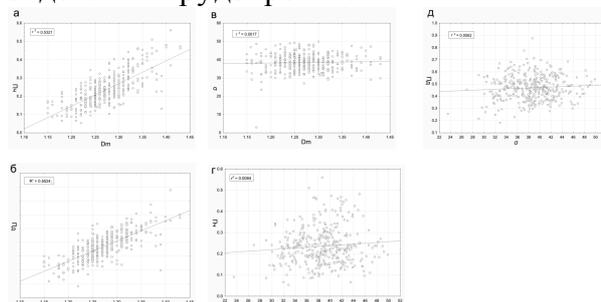


Рис. 4 Корреляция параметров макротрещиноватости P_d , P_c , D_m , σ .

При составлении карт рассчитанных параметров и выделении перспективных участков, выделялись аномалии, соответствующие следующему условию:

$$Z \geq M + s,$$

где Z – определяемый параметр, M – среднее арифметическое, s – стандартное отклонение. При определении пороговых значений аномалий мы использовали среднее арифметическое, так как оно соответствует максимуму кривой нормального распределения, а для рассчитанных параметров, характерен нормальный закон распределения.

Результаты

Рисунок макротрещин юго-западного склона Воронежской антеклизы вполне охарактеризован с помощью четырех новых параметров, расчет которых производится с помощью авторских расширений ГИС MapInfo: плотность сети макротрещин, исчисленная по их совокупной длине (P_d) и по количеству (P_c); изотропность σ ; фрактальная размерность Минковского D_m . Предложен способ количественной оценки изотропности макротрещин.

Установлены корреляционные зависимости между параметрами, что нашло свое выражение в интерпретации карт. Составлены соответствующие параметрам тематические карты, по которым установлены следующие закономерности:

- распределение рудоносных зон тектонической активизации фанерозоя и безрудных срединных массивов отражается в количественных параметрах рисунка макротрещиноватости;

- с помощью плотности P_d и D_m установлена выраженная поперечная зональность Юго-западного склона Воронежской антеклизы;

- выделяемые зоны максимумов и минимумов значений соответствуют рудоносным зонам тектонической активизации и безрудным срединным массивам;

- выявлена достаточно хорошая пространственная приуроченность аномалий максимальных значений полей параметров плотности и фрактальности массива макротрещин юга Воронежской антеклизы к зонам фанерозойской тектонической активизации осадочного чехла и, как следствие, к ее молодым рудоносным структурам. Зоны максимумов P_d , P_d и D_m соответствуют перспективным зонам фанерозойской тектонической активизации, часто совпадают с известными рудопроявлениями, в то время, как параметр σ , изотропность, должен интерпретироваться совместно с другими параметрами. Например, система трещин структуры может быть изотропной, но не связной;

- фрактальная размерность Минковского, как показатель связности макротрещин, благоприятной для проникновения флюидов и отложения рудных компонентов, наиболее полно отражает зоны альпийской и киммерийской тектонической активизации

- установлено, что Россошанский срединный массив обладает низкой плотностью и фрактальностью трещин, но высокой изотропией, что косвенно подтверждает в нем потенциальную алмазонасную структуру. Сходными исчисленными характеристиками обладает "Давыдовский максимум" (зона V на рис. 1Б), находящийся в зоне сочленения разломов и крупных тектонических структур.

Полученные новые данные позволили по-новому взглянуть на перспективы рудоносности и поведение тех или иных структур в фанерозое, оконтурить перспективные площади, осевые зоны которые должны привлечь внимание исследователей.

Литература

1. Геолого-минералогическая оценка нетрадиционных видов сырья на территории Липецкой области. Окончательный отчет по хоздоговорной теме за 2002-2004 гг. (А. Е. Звонарев (ответственный исполнитель), А. Д. Савко, Д. А. Дмитриев, А. И. Чашка, В. И. Коптиль и др.). Воронеж, НИИ Геологии, 2004 г. – 220 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист М-37, (38). - Воронеж. Карта полезных ископаемых / Шик С.М., Симонова И.Н., Рудакова Р.В., – СПб., 2001
3. *Калашников А. О.* Зональность Хибинского массива по данным изучения калиевых полевых шпатов / А. О. Калашников, Е. А. Селиванова, М. И. Квятковская, Н. Г. Коноплева, Я. А. Пахомовский // Апатиты: Изд-во K&M, Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии. 2006. С.121-123.
4. *Кроновер Р.М.* Фракталы и хаос в динамических системах / Р.М. Кроновер // – М.: Постмаркет, 2000. 352 с.
5. *Тарасевич Ю. Ю.* Перколяция: теория, приложения, алгоритмы: Учебное пособие./ Ю. Ю. Тарасевич // – М.: Едиториал УРСС, 2002. – 112 с.
6. *Трегуб А. И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива / А. И. Трегуб // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. – Вып. 9. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2002 – 220 с.
7. *Челидзе Т. Л.* Методы теории протекания в механике геоматериалов / Т. Л. Челидзе // – М.: Наука, 1987. 136 с.
8. *Шевырев С. Л.* Полиметаллическое оруденение в осадочном чехле южного крыла Воронежской антеклизы – условия локализации, прогнозные оценки прилегающих площадей по прецизионным дистанционным материалам/ С. Л. Шевырев // Вестник ВГУ, Серия Геология, 2006, №1, с. 114-121.

ПАЛЕОРИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Шейн В.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ»
(V_Shein@vniigaz.gazprom.ru)

Наиболее крупными плитотектоническими структурами БКР являются: Восточно-Европейский палоконтинент с архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, палеомикроконтиненты, отколовшиеся от крупных палеоконтинентов и объединившиеся в мезоконтиненты в позднем рифее-венде (Баренцевский), либо в позднем палеозое (Западно-Сибирский). На севере региона находится Северный Ледовитый океан – Нансенская и Норвежская океанические впадины и прилегающие к ним поздний мел-кайнозойские пассивные окраины (Шпицбергенская, Франц-Иосифовская). Древние палеоконтиненты, палеомезоконтиненты в процессе геодинамической эволюции были разделены на более мелкие – палеомикроконтиненты. Так в пределах БКР ныне выделяются: Свальбардский, Печорский и Карский. Упомянутые плитотектонические структуры в свою очередь состоят из палеорифтов (континентальных, океанических), пассивных континентальных палеоокраин (трансформированных столкновением плит и нетрансформированных столкновением плит), орогенов столкновения плит.

В пределах БКР широко развиты как глубинные так и поверхностные грабены и межграбенные блоки [1, 6, 7]. Растяжение здесь сменялось краткосрочными периодами схождения, столкновения блоков, плит, что приводило к образованию инверсионных структур во внутренних частях платформы, либо в складчатых областях, опоясывающих палеоконтиненты, палеомикроконтиненты, блоки. В пределах рассматриваемого региона выделено 5 палеорифтовых систем (тафрогенов) (рис. 1): А – Баренцевская (O-D₂; D₃-C₁; P-T₂), Б – Западно-Сибирская (PZ₃-T), Тимано-Печорская (O-D₂; D₃-C₁), Мезенская (R-V₁), Евразийская (K₂-N₁¹). В пределах Баренцевского тафрогена процессы растяжения

наиболее интенсивно проходили в ордовикско-среднедевонское, поздний девон-раннекаменноугольные, пермо-триасовое время, периодически сменяясь кратковременными импульсами схождения после каждого периода рифтогенеза. В северной части Западно-Сибирской рифтовой системы наиболее интенсивно рифтогенез проявился в позднепермско-триасовый, в Тимано-Печорской – в ордовикско-девонский, в Мезенской – в рифей-ранневендский, в Евразийской – в поздний мел-раннемиоценовый этапы формирования бассейнов. Эпирифтовый этап в Баренцевском тафрогене наиболее четко прослеживается в поздний триас-ранне-меловой, в Западно-Сибирском – в юрско-кайнозойский, в Тимано-Печорском – в мезозой-кайнозойский, в Мезенском – в поздний венд-мезозойский, в Евразийском – в поздний миоцен-четвертичный периоды. В эпирифтовый этап в пределах Баренцевского, Западно-Сибирского тафрогенов формировались надрифтовые депрессии, а на территории и акватории Тимано-Печорской, Мезенской, Евразийской рифтовых систем – пассивные континентальные палеоокраины. Причем в Тимано-Печорском и Мезенском тафрогене пассивные окраины были деформированы, а в Евразийском такой процесс еще не наступил. Рифтовые системы подразделяются на рифтовые зоны (см. рис. 1).

Тафрогены и рифтовые зоны служат основой для формирования нефтегазоносных (НГБ) и потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) бассейнов Баренцево-Карского региона.

В разрезе палеорифтовых систем (БКР) нефтегазоносность установлена в палеозойских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложениях. Нефтегазоносность Ба-

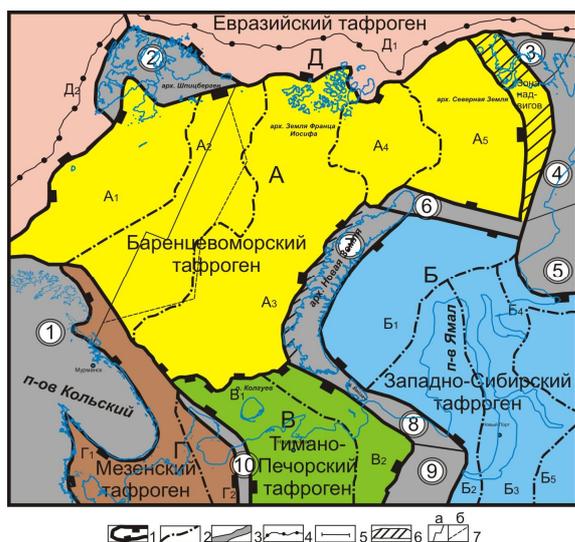


Рис. 1. Палеорифтовые системы Баренцево-Карского региона. Составлена по данным работ ([1-7] и др.).

1-2 - границы: 1 – палеорифтовых систем (тафрогенов), 2 – палеорифтовых зон; 3 – контуры складчатых областей в обрамлении (цифры в кружках – название областей), 4 – бровка шельфа (изобата 600 м), 5 – линия геолого-геофизического профиля, 6 – зоны надвигов, 7 – государственная граница России (а) и средняя линия по продолжению Норвегии в 1970 г. (б).

Палеорифтовые структуры и их возраст: А – Баренцевская (О- D_2 ; D_3 - C_1 ; Р- T_2), Б – Западно-Сибирская (Р- T), В – Тимано-Печорская (О- D_2), Г – Мезенская (Р- V_1), Д – Евразийская (K_2 - Q). Рифтовые зоны (заглавные буквы и номер): А₁ – Западно-Баренцевская, А₂ – Центрально-Баренцевская, А₃ – Восточно-Баренцевская, А₄ – Святой Анны, А₅ – Северо-Карская; Б₁ – Предновоземельская, Б₂ – Ямальская, Б₃ – Уренгойская, Б₄ – Енисей-Хатангская, Б₅ – Худосейская, В₁ – Печоро-Колвинская, В₂ – Варандей-Адзвьянская, Г₁ – Лешуконско-Пинежская, Г₂ – Сафонговская, Д₁ – Амеразийская, Д₂ – Норвежская. Складчатые структуры в обрамлении (арабские цифры в двойных кружках: а – щиты (1 – Балтийский щит), б – орогены столкновения плит в обрамлении тафрогенов (2 – Свальбардский – D_1 - D_3 , 3 – Северо-Земельский – D_3 - C_1 , 4 – Центрально-Таймырский – D_3 - C_1 , 5 – Южно-Таймырский – PZ_3 , Т, 6 – Северо-Сибирского порога – PZ_3 , Т, 7 – Новоземельский – PZ_3 , Т, 8 – Пайхойский – PZ_3 , Т, 9 – Уральский – PZ_3 , Т, 10 – Тиманский – Р-С).

ренцевского и Западно-Сибирского тафрогенов приурочена в основном к разрезу эпирифтового комплекса, а в Тимано-Печорском напротив залежи углеводородов связаны в основном с породами рифтового комплекса (рис. 2). Залежи нефти, газоконденсата известны также в разрезе до-рифтового (палеозойского) комплекса Западной Сибири.

В породах дорифтового, предрифтового, рифтового, эпирифтового комплексов выявлены залежи и ловушки различного типа: пластово-сводовые, массивные, литологически, стратиграфически экранированные, комбинированные и др. (рис. 3). Дорифтовому и предрифтовому комплексам свойственны сложнопостроенные залежи небольшого размера, рифтовому и эпирифтовому характерны залежи относительно простого строения и более крупного размера. В результате исследований получены следующие выводы.

1) В пределах БКР в рифейско-кайнозойское время преобладали процессы растяжения, сменявшиеся кратковременными периодами сжатия. В результате проявления процессов растяжения в пределах БКР сформировались пять палеорифтовых систем (тафрогенов): Баренцевская, Западно-Сибирская, Тимано-Печорская, Мезенская, Евразийская, которые отличаются по возрасту формирования, степени раскрытости и типам рифтов (континентальные, межконтинентальные, типа пул-апарт, океанические и др.). Рифтовые системы состоят из рифтовых зон, в пределах которых развиты отдельные рифты и межрифтовые блоки.

2) Палеорифтовые системы обрамляются орогенами столкновения плит, образовавшимися в разные этапы геодинамической эволюции: Свальбардским (D_1 - D_3), Северо-Земельским (D_3 - C_1), Центрально-Таймырским (D_3 - C_1), Южно-Таймырским (PZ_3 , Т), Северо-Сибирского порога (PZ_3 , Т), Новоземельским (PZ_3 , Т), Пайхойским (PZ_3 , Т), Уральским (PZ_3 , Т), Тиманским (Р-С) и Балтийским щитом.

3) Рифтовые системы и обрамляющие их складчатые структуры орогенов способствовали образованию нефтегазоносных (НГБ), газонефтеносных (ГНБ), потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) бассейнов разного типа: 1 – континентальных рифтов и эпирифтовых депрессий (Баренцевский ГНБ, Западно-Сибирский НГБ), 2 – пассивных континентальных палеоокаин (Тимано-Печорский НГБ, Мезенский ПНГБ), 3 – океанических рифтов (Евразийский ПНГБ, Норвежско-Гренландский ПНГБ).

Рифтовые системы (табл. 1)	Баренцевская				Западно-Сибирская				Томано-Печорская		Мезенская		Евразийская		
	Дериватный (до С), дериватный (В), рифтовый (О-Д); D-, C-, P-, T-, эпирифтовый (Т-К)	Централь-Баренцевская	Восточно-Баренцевская	Скандинавия	Северо-Кавказ	Претовое море	Ямало-Сибирская	Уральская	Енисей-Халгаская	Хулуеская	Печоро-Колвинская	Восточно-Альпийская	Дериватный (до R), рифтовый (R-V), эпирифтовый (V-MZ)	Дериватный (до R), рифтовый (R-V), эпирифтовый (V-MZ)	Евразийская
Тестовые-селекционные и их возраст															
Рифтовые зоны															
Возраст (в млн лет)															
Неогеновая															
Палеогеновая															
Меловая															
Юрская															
J ₁															
J ₂															
J ₃															
T ₁															
T ₂															
T ₃															
T ₄															
T ₅															
P ₂															
P ₁															
C ₃															
C ₂															
C ₁															
D ₂															
D ₁															
S ₂															
S ₁															
O ₃															
O ₂															
O ₁															
Кембрийская															

Рис. 2. Распределение залежей нефти и газа в разрезе рифтовых зон Баренцевско-Карского региона. Залежи:

1. ● - нефти 2. ◊ - газа 3. ◻ - газоконденсата

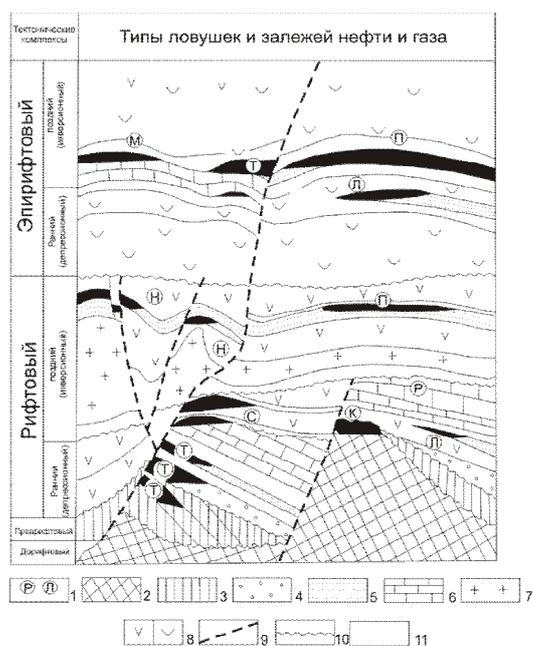


Рис. 3. Основные типы залежей нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах континентальных рифтов.

1 – типы залежей нефти и газа (буквы в кружках): П – пластово-сводовые над приподнятыми межрифтовыми и внутририфтовыми блоками, эрозионными выступами, Н – пластово-сводовые, тектонически экранированные в структурах над соляными куполами, М – массивные, К – коры выветривания, Р – связанные с рифтовыми массивами, С – стратиграфически и тектонически экранированные (комбинированные), Л – литологически экранированные в песчаных линзах или в выклинивающихся пластах, Т – тектонически экранированные. 2-8 – тектонические комплексы палеорифтовых систем и слагающих их породы: 2 – дорифтовый (фундамент), 3 – предрифтовый (складчатое основание), 4-8 – породы, слагающие рифтовый и эпирифтовый комплексы 4 – терригенные, континентальные, 5 – терригенные, морские, 6 – карбонатные, 7 – соли, гипсы, ангидриты, 8 – терригенные и карбонатные отложения: а – рифтового, б – эпирифтового комплексов; 9 – разломы, 10 – размывы, несогласное залегание, 11 – экранирующие породы.

4) В процессе эволюции рифтовые системы испытали: 1 – дорифтовую, 2 – предрифтовую, 3 – рифтовую и 4 – эпирифтовую стадии развития. В эти стадии формируются соответствующие им тектонические и связанные с ними нефтегазоносные (НГК) и потенциально нефтегазоносные комплексы (ПНГК). НГК, ПНГК, образованные за счет континентальных (сводово-вулканических, щелевых, пул-апарт), океанических рифтов отличаются набором формаций, условиями онтогенеза, типами ловушек и др.

Залежи нефти и газа выявлены в пределах Тимано-Печорского, Западно-Сибирского и Баренцевского тафрогенов: в породах рифтового и эпирифтового комплексов (Тимано-Печорский, Западно-Сибирский), эпирифтового комплекса (Баренцевский тафроген). В дорифтовом комплексе отмечены нефтегазопоявления. Наибольшие перспективы нефтегазоносности связываются с эпирифтовым комплексом Западно-Сибирского, Баренцевского тафрогенов, рифтового комплекса Тимано-Печорского тафрогена. В меньшей мере перспективны разрезы рифтового комплекса Западно-Сибирского и Баренцевского тафрогенов и эпирифтового комплекса Тимано-Печорского. В качестве потенциально нефтегазоносных рассматриваются породы дорифтового, предрифтового комплексов с целью открытия небольших по запасам месторождений УВ.

Автор благодарит к.г.-м.н. Астафьева Д.А. за помощь в подготовке статьи.

Литература

1. Астафьев Д.А. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности северной части Западно-Сибирского тафрогена и его обрамления / Д.А. Астафьев, В.А. Шейн/. Геология нефти и газа. – 2010. - № 3, с. 19-29.
2. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. ред.). Объяснительная записка к тектонической карте Баренцевского моря и северной части европейской России. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 1996, 88 с.
3. Грамберг И.И., Супруненко О.И., Вискунова К.В. и др. Нефтегазоносность Арктического супербассейна/ Разведка и охрана недр. – 2000. - № 12.
4. Захаров Е.В. Перспективы нефтегазоносности нижне-среднетриасовых и среднеюрских отложений Баренцева моря /Е.В. Захаров, В.А. Холодилов, А.В. Толстикова. Геология геофизика и разработка нефтяных месторождений – М.: 2004. – № 9. – с. 7-9.
5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
6. Шипилов Э.В. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России /Э.В. Шипилов, Г.А. Та-расов/. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
7. Arctic Geology and Petroleum Potential /Elsevier Amsterdam, 1993. – p. 751.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОРИФТОВЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

Шейн В.А.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ»
(V.Shein@vniigaz.gazprom.ru)

Рассмотрению геологии и нефтегазонасности Баренцево-Карского региона (БКР) посвящен ряд работ обобщающего плана. Среди публикаций следует упомянуть капитальные работы С.В. Аплонова, Д.А. Астафьева, Н.А. Богданова, М.Л. Вербы, И.Ю. Винокурова, В.П. Гаврилова, И.С. Грамберга, Е.В. Захарова, Л.П. Зоненшайна, К.А. Клещева, Ю.Н. Погребницкого, Б.В. Сенина, О.И. Супруненко, В.Е. Хаина, Э.В. Шипилова, а так же [1-11] и др.

Большинство упомянутых специалистов отмечают наличие в регионе палеорифтов и отводят им большую роль в формировании нефтегазоносных бассейнов.

В результате проведенных исследований нами выделены рифты, межрифтовые блоки и др., которые объединены в рифтовые зоны. Последние в свою очередь образуют рифтовые системы или по А.М.Д. Шенгёру, Б.Д. Натальину [10] тафрогены. В БКР обособляются пять тафрогенов: А – Баренцевский, Б – Западно-Сибирский, В – Тимано-Печорский, Г – Мезенский, Д – Евразийский. На рис.1 (В.С. Шейн, В.А. Шейн, 2010) показано соотношение тафрогенов с крупными плитотектоническими структурами (палеоконтинентами, палеомезоконтинентами, палеомикроконтинентами) и структурами осадочного чехла (депрессиями, поднятиями и др.).

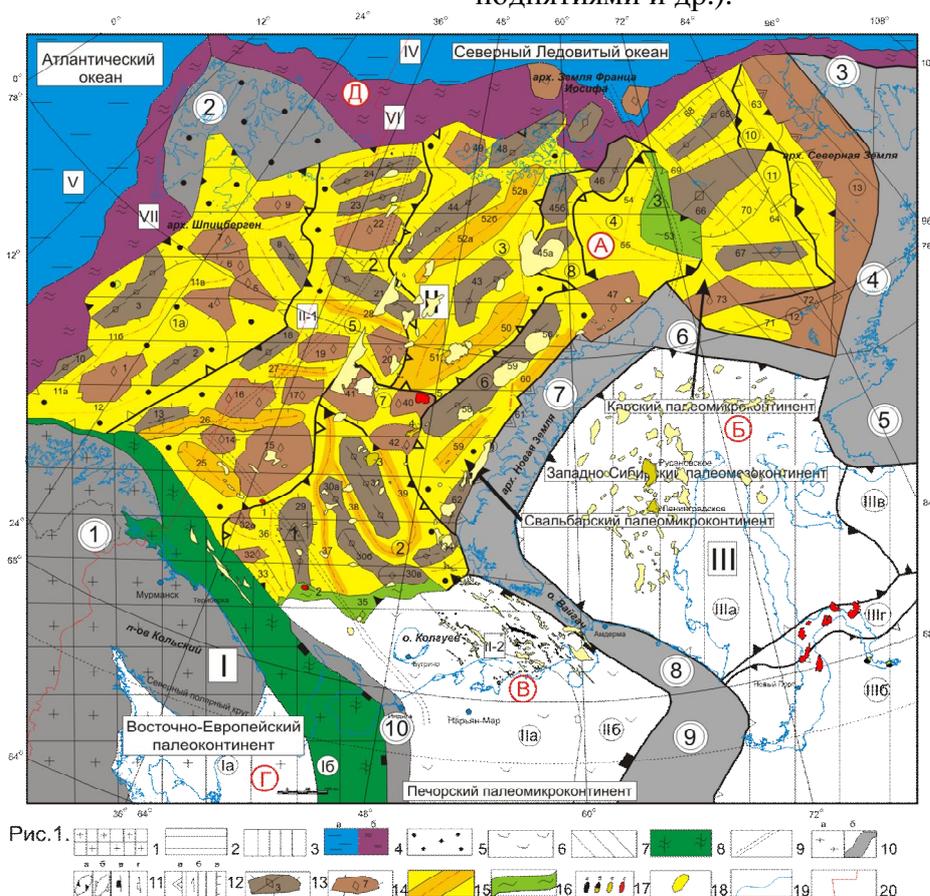


Рис. 1. Тектоническая схема Баренцево-Карского региона. Тафрогены: А – Баренцевский, Б – Западно-Сибирский, В – Тимано-Печорский, Г – Мезенский, Д – Евразийский.

Условные обозначения к рис. 1.:

1-10 – Главные плитотектонические структуры. 1-4 – палеоконтиненты (римские цифры в квадратах): **1** – древние с архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом (I – Восточно-Евро-пейский), **2** – блоки (микроконтиненты), отколовшиеся от крупных палеоконтинентов и объединенные в позднем рифее-венде в мезоконтиненты (II – Баренцевский), **3** – тоже, но объединенные в мезоконтиненты в позднем палеозое (III – Западно-Сибирский); **4-а** – современные океаны (IV – Северный Ледовитый-Нансенская впадина; V – Антлантический-Норвежская впадина; б – поздний мел-кай-нозойские пассивные континентальные окраины (VI – Франц-Иосифовская, VII – Шпицбергенская); 5-7 – палеомикроконтиненты (римские и арабские цифры в кружках): **5** – Свальбардский (II-1), **6** – Печорский (II-2), **7** – Карский; **8** – средне-рифейские рифты и поздний рифей-палеозойская пассивная окраина Восточно-Европейского палеоконтинента, **9** – швы столкновения плит и их возраст (арабские цифры в треугольниках): 1 – Тиманский – присоединение Баренци к Восточно-Европейскому палеоконтиненту – V-Є, 2 – Центрально-Баренцевский – присоединение Арктиды к Евроамерике – D₁, 3 – Карский – присоединение Карского палеомикроконтинента к Арктиде – D₃-C₁; **10** – складчатые структуры в обрамлении палеоконтинентов, палеомикроконтинентов (арабские цифры в двойных кружках): а – щиты (1 – Балтийский), б – орогены столкновения плит (2 – Свальбардский – D₁-D₃, 3 – Северо-Земельский – D₃-C₁, 4 – Центрально-Таймырский – D₃-C₁, 5 – Южно-Таймырский – PZ₃, T, 6 – Северо-Сибирского порога – PZ₃, T, 7 – Новоземельский – PZ₃, T, 8 – Пай-хойский – PZ₃, T, 9 – Уральский – PZ₃, T, 10 – Тиманский – R₃-Є; **11-18 – Основные структурные элементы осадочного чехла.** 11-12 – структуры первого порядка: **11** – границы крупных надрифтовых депрессий, прогибов (а), крупных зон поднятий, выступов (б), внешних зон пассивных континентальных окраин (в), внутренних зон пассивных окраин (г). Крупные структуры первого порядка (цифры и буквы в кружках) в пределах Восточно-Европейского палеоконтинента: I-а – I-б – среднерифейские рифты и поздний рифей-палеозойская Предтиманская пассивная окраина: I-а – внутренняя зона, I-б – внешняя зона. Крупные структуры первого порядка Печорского палеомикроконтинента II-а–II-б – Предуральская пассивная окраина: II-а – внутренняя зона, II-б – внешняя зона, предороганный прогиб. Крупные структуры первого порядка Западно-Сибирского мезоконтинента III-а – III-в – надрифтовые депрессии: III-а – Южно-Карская, III-б – Надым-Тазовская, III-в – Енисей-Хатангская, III-г – Мессояхский выступ. Крупные структуры в пределах Свальбардского палеомикроконтинента (цифры в кружках). 1-4 – надрифтовые депрессии: (1 – Медвежинско-Ольгинская, 1-а – Медвежинская, 1-б – Ольгинская, 2 – Южно-Баренцевская, 3 – Северо-Баренцевская, 4 – Святой Анны; 5 – Центрально-Баренцевская зона выступов, поднятий, расчлененная поперечными грабенами, б – Адмиралтейский инверсионный, надрифтовый вал, 7 – Лудловская зона приподнятых блоков, 8 – Альбановская зона выступов, 9 – Предновоземельский предороганный прогиб и зона надвигов. Крупные структуры в пределах Карского палеомикроконтинента (цифры в кружках); 10-13 – 10 – Северо-Карский предороганный прогиб, 11 – Островная горсто-грабеновая зона, 12 – структуры Северного порога, 13 – надвиги и надвиговая зона Северной Земли-Северного Таймыра; **12** – основные разломы: а – надвиги, б – сдвиги, в – сбросы и другие разломы; 13-16 – структуры второго порядка – структуры внутри крупных надрифтовых депрессий, зон поднятий. **13** – инверсионные межрифтовые и внутририфтовые валы (внутри осевые части вала): 2 – Меркунус, 3 – Стаппен, 8 – Западно-Персепейский, 10 – Веслемойский, 13 – Норсел, 18 – Эльдхольмский, 21 – Персейский, 23 – Виктории, 24 – острова Белого, 29 – Западно-Надеждинский, 30 – Теребиловский (выступы: 30-а – Теребиловский, 30-б – Андреевский, 30-в – Восточно-Андреевский), 31 – Штокмановский, 33 – Мурманский, 34 – Гусино-земельский, 43 – Лунинский, 44 – Пинегинский, 45 – Альбановский (выступы: 45-а – Альбановский, 45-б – Вильчековский), 46 – Восточно-Альбановский, 48 – Восточно-Пинегинский, 56 – Пастусовский, 57 – Адмиралтейский, 58 – Крестовый, 62 – Костиншарский, 65 – Ушаковский, 66 – Визе, 67 – Уединения. **14** – приподнятые внутририфтовые и межрифтовые блоки, выступы: 1 – Лоппа, 4 – Гордарбанкец, 5 – Западно-Мальгинский, 6 – Норвежский, 7 – Хоппен, 9 – Карла Короля, 14 – Западно-Федынский, 15 – Федынский, 16 – Демидовский, 17 – Центрально-Баренцевский, 19 – Годинский, 20 – Восточно-Годинский, 22 – Северо-Персейский, 32 – Надеждинский, 32-а – Северо-Надеждинский, 40 – Лудловский, 41 – Западно-Лудловский, 42 – Ледовый, 47 – Северо-Новоземельский, 49 – Западно-Пинегинский, 72 – Арктический, 73 – Западно-Арктический. **15** – рифты, надрифтовые прогибы (осевые зоны в них показаны темножелтым, склоны – светложелтым): 11 – Тромсе (прогибы: 11-а – Тромсе, 11-б – Бхорной, 11-в – Соркапп), 12 – Хаммерфест, 25 – Варангерский, 26 – Нордкапский, 27 – Южно-Годинский, 28 – Южно-Персейский, 36 – Самойловский, 37 – Северо-Мурманский, 38 – Южно-Штокмановский, 39 – Северо-Штокмановский, 50 – Западно-Адмиралтейский, 51 – Северо-Лудловский, 52 – Западно-Лунинский, 54 – Южный прогиб Святой Анны, 55 – Западный прогиб Святой Анны; 59-61 – Предно-воземельский предороганный прогиб и зона надвигов, прогибы: 59 – Седова, 60 – Восточно-Адмиралтейский, 61 – Предновоземельская зона надвигов; 63-64 – Восточно-Карский предороганный прогиб (63 – Северный сектор прогиба, 64 – Южный сектор прогиба); 68 – Северо-Ушаковский, 69 – Южно-Ушаковский, 70 – Южно-Визейский, 71 – Северо-Известинский. **16** – моноклинали (ступени): 35 – Куренцовская, 53 – Тагетофа. 17-18 – структуры третьего порядка: **17** – месторождения а – нефтяные, б – нефтегазоконденсатные, в – газоконденсатные, г – газовые (1 – Северо-Кильдинское, 2 – Мурманское, 3 – Штокмановское, 4 – Ледовое, 5 – Лудловское). **18** – локальные структуры, выявленные сейсморазведкой. **19-20** – границы: **19** – суши и моря, **20** – России и Норвегии.

Баренцевская рифтовая система. На западе тафрогена находятся Западно-Баренцевская рифтовая зона узкораскрытых рифтов и протяженных надрифтовых прогибов, а на востоке – Восточно-Баренцевская рифтовая зона широкораскрытых рифтов типа пул-аппарт. Рифты разделяют крупные межрифтовые блоки (рис. 2).

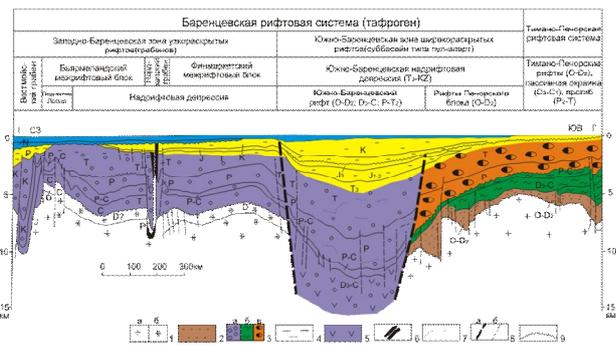


Рис. 2. Геологическое строение Баренцевской рифтовой системы. Думаю тихо

1-4 – тектонические комплексы 1 – дорифтовый (складчатые образования: а – доордовикские, деформированные в докембрийское время в результате столкновения Восточно-Европейского и Баренцевого палеоконтинентов (байкальская складчатость), б – среднедевонские деформированные в среднем девоне в результате столкновения Восточно-Европейского и Северо-Американского палеоконтинентов образование Евро-Америки (каледонская складчатость) и в позднем девоне в результате столкновения палеоконтинентов Евроамерика и Арктида (свальбардская складчатость), 2 – рифтовый раннего этапа рифтогенеза (O-D₂) в пределах Тимано-Печорского тафрогена, 3-а – рифтовый позднего этапа рифтогенеза (D₃-T₂) в пределах Баренцевого тафрогена, 3-б – пассивноокраинный, 3-в – орогенный (в пределах Тимано-Печорского тафрогена), 4 – эпирифтовый (T₃-KZ) в пределах Баренцевого тафрогена, 5 – осадочно-вулканогенные толщи, 6 – соль, 7 – предполагаемые пластовые интрузии (по данным сейсморазведки), 8 – разломы: а – литосферные, б – внутрикоровые 9 – линия несогласия.

Западно-Сибирская рифтовая система характеризуется наличием поздней палеозой – триасовых рифтов и юрско-кайнозойских надрифтовых депрессий (рис. 3), [1] и др.

Тимано-Печорская рифтовая система распространена в Печорском и на юге Баренцевого моря и прилегающей суше. В ее пределах четко прослеживаются внут-

рикоинтентальные (Печоро-Колвинский) и окраинно-континентальные (Варандей-Адзвинский) рифты которые сменяются межрифтовыми блоками (Ижма-Печорским, Хорейверским) (рис. 4).

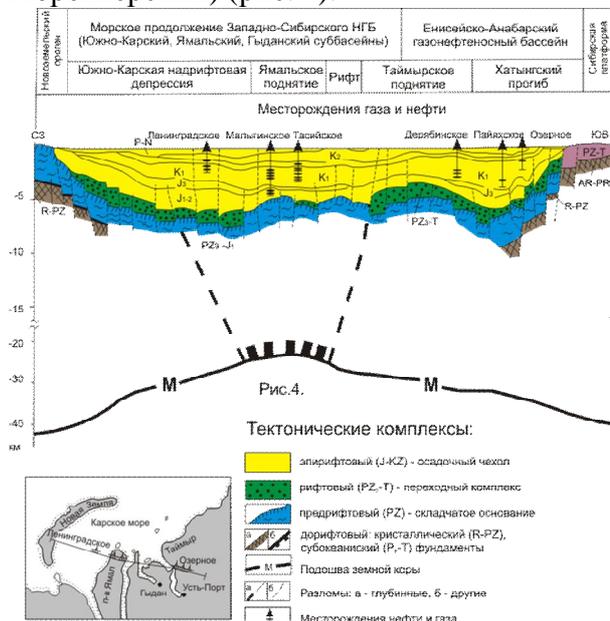


Рис. 3. Геологическое строение Западно-Сибирской рифтовой системы.

Межрифтовые блоки по сравнению с рифтами проще построены, здесь меньше разломов, антиклинали имеют большие размеры. Восточная часть рассматриваемого тафрогена представляет собой пассивную континентальную окраину, трансформированную столкновением плит и перекрытую Предуральским предорогненным прогибом, надвигами.

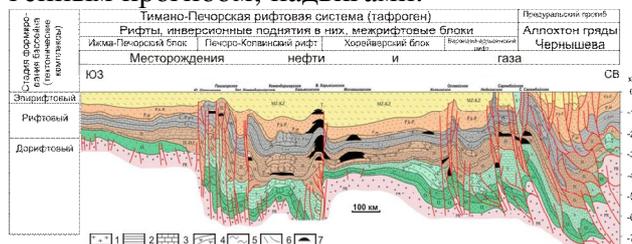


Рис. 4. Геологическое строение Тимано-Печорской рифтовой системы.

1 – дорифтовый и надрифтовый комплексы, 2 – 5 рифтовый комплекс 2 – терригенные породы, 3 – карбонаты, 4 – рифтовые известняки, 5 – эпирифтовый комплекс 6 – разломы, 7 – залежи нефти.

Мезенская рифтовая система распространена в пределах акватории Белого, юга Баренцевого моря и прилегающей суши.

Ее площадь более 300 км². На западе она ограничена Балтийским щитом, на востоке – Тиманским орогеном столкновения плит. Ее геологическое строение показано на рис. 5.

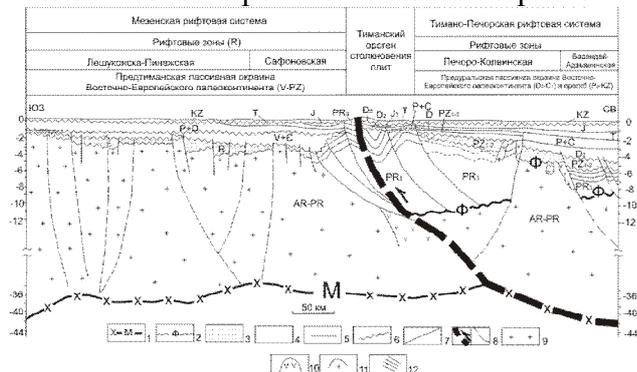


Рис. 5. Геологическое строение Мезенской рифтовой системы и её сочленения с Тимано-Печорским тафрогеном. [Астафьев Д.А., 2000].

1 – Граница Мохоровичича 2 – граница, разделяющая дорифтовый и рифтовый тектонические комплексы 3-4 – тектонические комплексы: 3 – рифтовый, 4 – эпирифтовый, 5 – стратиграфические границы в осадочном чехле, 6 – границы размыва в осадочном чехле, 7 – верхнепротерозойский складчатый комплекс (предрифтовый комплекс), 8 – разломы: а – шов столкновения Восточно-Европейского и Баренцевского палеоконтинентов (V-Є₁), б – другие разломы, 9 – породы консолидированной коры (дорифтового комплекса), 10 – интрузии основного состава, 11 – интрузии кислого состава, 12 – прогнозируемые зоны нефтегазоаккумуляции

В разрезе упомянутого тафрогена выделяются дорифтовый (архей-протерозой), рифтовый (рифей-ранний венд), эпирифтовый (венд-мезозой) комплексы. Рифтовый комплекс представлен терригенными породами рифея мощностью до 1,5 км. Выше лежащие песчаники, аргиллиты, глины венда, песчано-глинистые отложения кембрия-девона мощностью до 2,0 км имеют более широкое площадное распространение. Верхнепермско-кайнозойский разрез состоит из мелководно-морских терригенных и карбонатных пород мощностью до 1 км. Эти разрезы вместе с поздней венд-палеозойскими сформировали здесь эпирифтовый комплекс. Узкие протяженные рифты (Онежский, Среднедвинский, Карецкий и др.) сменяются межрифтовыми блоками (Сыольским, Несским и др.). Грабены образуют узкораскрытые рифтовые зоны (Сафоновскую, Лешуконско-Пинежскую). У ве-

личение мощности осадочного чехла происходит с юго-запада на северо-восток в сторону Тимана, образуя слабовыраженную пассивную континентальную палеоокраину.

Евразийская рифтовая система распространена на севере БКР. Рифтовый комплекс здесь представлен верхний мелнижнемиоценовыми (на востоке), палеогеннижнемиоценовыми (на западе) терригенными отложениями мощностью до 3 км. Они выполняют узкораскрытые грабены (рис. 6). Рифтовый комплекс сложнопостроен и состоит из серии грабенов и горстов. Эпирифтовый тектонический комплекс несогласно перекрывает рифтовые образования. Он представлен верхний мел-четвертичными полого залегающими породами мощностью до 2,5 км. В пределах спрединговой зоны породы эпирифтового комплекса залегают на океаническом фундаменте.

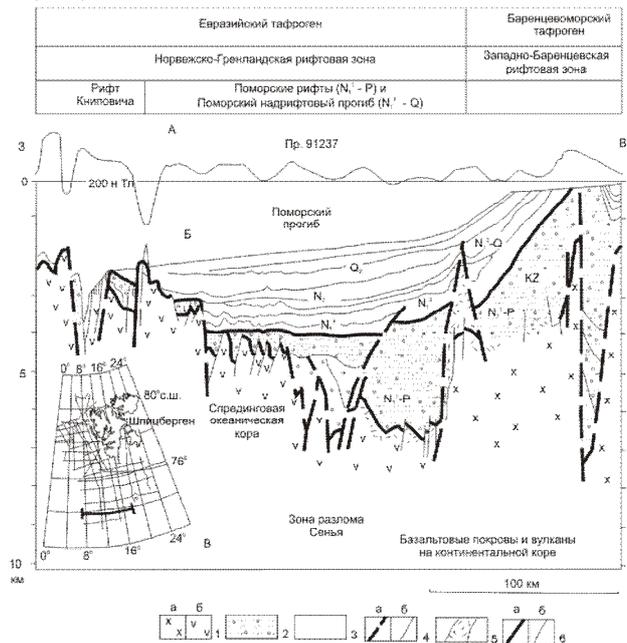


Рис. 6. Геологическое строение Евразийской рифтовой системы.

А – график интенсивности аномального магнитного поля (единица измерения нТл - нанотесла); Б – сейсмогеологического профиля (по Э.В. Шпилову, 2004; интерпретация В.С. Шеина). Тектонические комплексы 1 – дорифтовый (а – континентальный фундамент, б – океанический фундамент), 2 – рифтовый (N₁-P), 3 – эпирифтовый (N₁³-Q), 4 – разломы: а – глубинные б – другие, б – граница: а – между тектоническими комплексами, б – внутри тектонических комплексов В – расположение

сейсмогеологического профиля (показан жирной линией).

В заключении следует подчеркнуть, что каждой рифтовой системе БКР свойственны индивидуальные черты геологического строения. Они отличаются возрастом проявления рифтогенеза от рифейского (Мезенский тафроген) до поздний мел-миоценового (Евразийский тафроген) степенью раскрытости рифтов от узко раскрытых, до широко раскрытых (пул-аппарт бассейнов) и до океанов. Над некоторыми тафрогенами образуются бассейны пассивных окраин (Тимано-Печорский, Мезенский, Евразийский), а над другими – надрифтовые депрессии (Баренцевский, Южно-Карский).

Автор благодарит к.г.-м.н. Астафьева Д.А. за помощь в подготовке статьи.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности северной части Западно-Сибирского тафрогена и его обрамления / Д.А. Астафьев, В.А. Шеин/. Геология нефти и газа. – 2010. - № 3, с. 19-29.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. ред.)*. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцевского моря и северной части европейской России. М. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 1996, 88 с.
3. *Гаврилов В.П.* Геодинамика и нефтегазоносность Арктики /В.П. Гаврилов, Ю.Ф. Федоровский, Ю.А. Тронов и др. /Ред. В.П. Гаврилов. – М.: Недра, 1993. – 329 с
4. *Грамберг И.И., Супруненко О.И., Вискунова К.В. и др.* Нефтегазоносность Арктического супербассейна/ Разведка и охрана недр. – 2000. - № 12.
5. *Захаров Е.В.* Перспективы нефтегазоносности нижне-среднетриасовых и среднеюрских отложений Баренцева моря /Е.В. Захаров, В.А. Холодилов, А.В. Толстиков/. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – М.: 2004. – № 9. – с. 7-9.
6. *Клещев К.А.* Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики /К.А. Клещев, В.С. Шеин – М.: ВНИГНИ, 2008- 103 с.
7. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
8. *Хаин В.Е.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. / В.Е. Хаин, К.А. Клещев, Б.А. Соколов, В.С. Шеин В.С. //Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1984. – С. 46-54.
9. *Шеин В.С.* Геология и нефтегазо-носность России. – М.: ВНИГНИ. 2006. – 776 с.
10. *Шенгер А.М.Д.* Рифы мира: пер. с англ. /А.М.Д. Шенгер, Б.Д. Натальин. – М.: Геокарт– ГЕОС, 2009.
11. *Шипилов Э.В.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России (Э.В. Шипилов, Г.А. Тарасов / Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 .

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**Шейн В.С.***Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия
(sheinvs@mail.ru)*

Виктор Ефимович Хаин являлся ярким сторонником использования в геологической науке всего нового, прогрессивного. Он был одним из первых, признавших и развивавших «теорию тектоники литосферных плит», в последующем «плюм-тектонику», «тектонику роста». Известно, что тектоника плит объясняет процессы, происходящие в тектоносфере, плюм-тектоника – процессы в нижней мантии, а тектоника роста – в ядре Земли. На основе соединения в указанных научных направлений в настоящее время сформировалась новая теория – глобальная геодинамика. Она предусматривает: а – взаимосвязь глубинных процессов от ядра до земной коры, б – подвижность оболочек Земли в тангенсальном и радиальном направлениях, в – проявление в отдельных оболочках Земли автономной конвекции ([3, 5] и др.).

Большая роль в развитии геодинамики принадлежит В.Е. Хаину, Л.П. Зоненшайну, А.А. Ковалеву, О.Г. Сорохтину, Л.И. Лобковскому, Л.М. Никишину и др.

В.Е. Хаин был энтузиастом использования геодинамики для переинтерпретации строения и формирования нефтегазоносных бассейнов, разработки новых принципов нефтегазогеологического районирования, оценки перспектив нефтегазоносности на геодинамической основе ([1, 6] и др.). Под его влиянием ряд исследователей (А.А. Абидов, В.П. Гаврилов, М.Е. Герасимов, Г.Ж. Жолтаев, Е.В. Кучерук, К.О. Соборнов, Б.А. Соколов и др. с успехом использовали и используют геодинамику для прогноза и поисков нефти и газа. Большую роль в этом плане сыграли труды и личное общение В.Е. Хаина с учеными ВНИГНИ. В 1975 г. он был рецензентом отчета ВНИГНИ по геологии и оценке ресурсов нефти и газа Республики Куба. В этом отчете для интерпретации геологического строения и оценке

перспектив нефтегазоносности впервые была применена теория тектоники плит. Результаты этих работ в последующем способствовали более эффективному проведению геологоразведочных работ, открытию новых месторождений нефти и газа. Добыча нефти в этой стране увеличилась на порядок. И это в значительной мере заслуга В.Е. Хаина. Дело в том, что в 1975 г. новой теории в б. СССР доверяли немногие. В этой связи по выводам отчета (Клещев К.А., Шейн В.С. и др., 1975) разгорались жаркие споры. Последнее слово в этом споре Министерство геологии СССР доверило рецензенту – В.Е. Хаину. Опыт и колоссальные знания В.Е. Хаина в сочетании с полевыми работами на Кубе позволили ему в месячный срок разобраться в спорной ситуации и принять предлагаемую нами покровно-надвиговую геодинамическую модель строения Кубы и месторождений нефти и газа в ее пределах, которая резко изменила методику проведения геологоразведочных работ на нефть в этой стране. С этого периода и до конца жизни Виктор Ефимович был нашим добрым учителем, строгим и принципиальным рецензентом работ, выполняемых во ВНИГНИ. Под его руководством мы подготовили статьи [6], рекомендации по применению геодинамики при прогнозе, поисках месторождений нефти и газа [1], он был инициатором подготовки и редактором книги «Геология и нефтегазоносность России» [7], рецензентом справочника «Нефтяные и газовые месторождения России» [4] и многое другое. Настоящая работа является развитием идей и начинаний, которые он считал необходимым внедрять в практику геологоразведочных работ на нефть и газ [1, 6, 7].

Положительный опыт переинтерпретации геологического строения и оценки ресурсов нефти Республики Куба был использован К.А. Клещевым и мной в

нашей стране, сперва на территории юга б. СССР, позднее были разработаны геодинамические модели нефтегазоносных бассейнов других территорий и акваторий РФ, построены карты плитотектонического, нефтегазогеологического районирования, карты перспектив нефтегазоносности бывшего СССР, России или отдельных регионов в их пределах.

За основу геодинамического принципа нефтегазогеологического районирования принято разделение территорий и акваторий на глобальные пояса нефтегазонакопления (для Земли в целом), региональные пояса нефтегазонакопления, мегабассейны, бассейны, суббассейны, зоны нефтегазонакопления, которые соответствуют плитотектоническим структурам разного размера, либо их частям ([1, 4, 7] и др.). При таком подходе устанавливаются, прежде всего, условия образования, особенности строения толщ бассейна, накопившихся в конкретные интервалы его истории, подчеркиваются характерные черты его региональной структуры, размещения возможных очагов генерации и зон нефтегазонакопления.

Нефтегазоносные бассейны мира объединены в четыре глобальных пояса нефтегазонакопления: Тетисский, Лавразийский, Тихоокеанский и Гондванский (Ульмишек Г., 1997; [4] и др.). Три первых из них включают нефтегазоносные регионы России: Тетисский (бассейны Кавказского регионального пояса нефтегазонакопления), Лавразийский (бассейны Восточно-Европейского, Восточно-Сибирского региональных поясов нефтегазонакопления), Западно-Арктический, Восточно-Арктический, Западно-Сибирский (мегабассейны), Тихоокеанский (бассейны Дальневосточного пояса нефтегазонакопления). На территории и акватории России выделено 49 бассейнов, 20 из них относятся к нефтегазоносным (НГБ), 27 – потенциально нефтегазоносным (ПНГБ) и 2 – к возможно нефтегазоносным бассейнам (ВНГБ).

Бассейны образованы за счет проявления разных плитотектонических структур, по преобладанию которых выделено пять групп: 1 – континентальных, межконтинентальных палеорифтов и надрифтовых депрессий, II – пассивных, трансформных палеоокраин, III – океанических рифтов, IV – орогенов столкновения плит, V – областей схождения плит (активных континентальных палеоокраин, островных дуг, окраинных морей), образованных при преобладающем режиме субдукции, объединенных под общим названием «субдукционные». Указанные группы бассейнов отображены на карте [7] в основном для верхнего этажа нефтегазоносности (осадочного чехла). Для бассейнов двухэтажного строения (Западно-Сибирского, Северо-Кавказского, Енисейско-Анабарского), где установлена нефтегазоносность нижнего этажа нефтегазоносности (фундамента, складчатого основания, переходного комплекса), также показан генетический тип бассейна.

По официальной оценке [2] начальные суммарные ресурсы (НСР) свободного газа осадочных бассейнов России составляют 250,0 трлн.м³, в том числе на суше 174,4 трлн.м³ (69%), на шельфе 75,6 (31%). На суше НСР газа сконцентрированы в пределах Западно-Сибирского мегабассейна (42,4%), в бассейнах шельфов (30,2%), Восточной Сибири (18,9%), в Прикаспийском НГБ (3,9%), в Волго-Уральском НГБ (1,8%), Тимано-Печорском НГБ (1,1%), Северо-Кавказском НГБ (1,0%), в других бассейнах (0,7%). Разведанность Западно-Сибирского мегабассейна – 44,4%, бассейнов Восточной Сибири – 8,1%, шельфов – 9,5%. Величина НСР нефти в бассейнах России составляет 19% от мировых. Большая их часть (54%) приходится на Западно-Сибирский мега-бассейн, 23% – на Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Прикаспийский, Северо-Кавказский НГБ, 13% на бассейны Восточной Сибири и 10% – на акватории морей. Разведанность НСР нефти на 01.01.2009 г. в целом для бассейнов России составляет 49,6%, в том числе Западно-Сибирского мегабассейна – 49,9%, Волго-Уральского НГБ – 78%, Тимано-Печорского НГБ – 52,6%, Северо-Кавказской НГБ – 62,9%, бассейнов Восточной Сибири – 13,2% (М.И. Лоджевская и др., 2010).

На 01.01. 2009 г. в России открыто 3511 месторождений, содержащих 24875 залежей нефти и газа (табл.). На суше открыто 3468 месторождений (99%), в акваториях – 43 месторождения (1%). 87 месторождений

(2,5%) выработаны, 258 (7,3%) – относятся к категориям, запасы которых списаны, либо отнесены к условно рентабельным (см. табл.)

Таблица

Характеристика углеводородного потенциала нефтегазоносных бассейнов (провинций), территорий и акваторий Российской Федерации [4]

Нефтегазогеологическое районирование	Возрастосадового чехла	Стратиграфический диапазон нефтегазоносности	Количество выявленных месторождений нефти, газа, конденсата						Количество залежей На 01.01.2009
			учтённых Государственным балансом	выработанных	с запасами списанными, либо учтёнными в сопредельных месторождениях, либо отнесёнными к условно-рентабельным (по данным ВНИГНИ)	На 01.01.2008	Выявленных в 2008г. и учтённых Государственным балансом	На 01.01.2009	
Балтийская нефтеносная область	V-KZ	Є ₂	37 (2)*	1	2	40 (2)	—	40 (2)	47 (2)
Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция	O-KZ	O-T	233 (6)	3	7	243 (6)	8	251 (6)	957 (30)
Волго-Уральская нефтегазоносная провинция	R-V, D-P, MZ	D-P ₁ , J ₂	1456	34	191	1681	34	1715	12505
Прикаспийская нефтегазоносная провинция	R-MZ	D-K	37	1	1	39	2	41	88
Северо-Кавказская нефтегазоносная провинция	J-KZ	T-N	351 (11)	45	27	423 (11)	2 (2)	425 (13)	1533 (42)
Енисейско-Анабарская газонефтеносная провинция	PZ-KZ	P-K	14	—	5	19	—	19	41
Лено-Вилуйская газонефтеносная провинция	P-KZ	P ₂ -J ₃	10	—	—	10	—	10	66
Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция	R-J	R ₂ -Є ₁	44	—	6	50	3	53	166
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция	J-KZ	PZ, J-K	815 (7)	2	5	822 (7)	17	839 (7)	7762 (35)
Баренцево-Карская газонефтеносная провинция	R? D-KZ	T, J	5 (5)	—	—	5 (5)	—	5 (5)	14 (14)
Охотская нефтегазоносная провинция	K ₂ -Q	P ₂ , N ₁₋₂	79 (10)	1	6	86 (10)	—	86 (10)	1513 (215)
Притихоокеанская нефтегазоносная провинция	P ₂ -Q	P, N	4	—	2	6	—	6	26
Северо-Донецкий газонефтеносный район Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции	R? D-KZ	C ₂ , P ₂	13	—	2	15	—	15	59
Газонефтеносный район Северо-Западного Кавказа	J? K-KZ	K ₁	1	—	3	4	—	4	4
Верхнебуреинский газонефтеносный район	T? J-KZ	K	1	—	1	2	—	2	4
Всего по европейской части России и акваториям	R-KZ	R ₂ -N	2128 (19)	84	233	2445 (19)	46 (2)	2491 (21)	15193 (74)
Всего по азиатской части России**	R-KZ	R ₂ -N	972 (22)	3	25	1000 (22)	20	1020 (22)	9592 (264)
Всего по территории и акватории Российской Федерации	R-KZ	R ₂ -N	3100 (41)** *	87	258	3445 (41)	66 (2)	3511 (43)***	24785 (338)

* - в скобках - в том числе на шельфе

** - включая Баренцево море

*** - 6 месторождений, выявленных на суше, продолжают в акватории

Сырьевую базу нефти образуют 2750 нефтяных, нефтегазовых и нефтегазоконденсатных месторождений. 57% среди них разрабатываются. Около 75% месторождений нефти приходится на Западно-Сибирский и Волго-Уральский регионы. В 1577 разрабатываемых месторождениях заключено 78% запасов нефти. Степень выработанности запасов нефти в старых регионах нефтегазодобычи составляет 55-90%. Более 900 нефтяных, нефтегазовых месторождений пока не разрабатываются (Восточная Сибирь, Республика Саха (Якутия), Ненецкий автономный округ и др.). По основным нефтяным, нефтегазовым месторождениям обводненность продукции меняется от 20 до 98%. Средние дебиты нефтяных скважин уменьшились до 7 т/сут. Основные запасы нефти (68,4%) связаны с легкими (плотность менее 0,87 г/см³) и маловязкими нефтями. Большинство нефтяных залежей находятся на глубинах менее 3000 м. Разведанные запасы природного газа России составляют более 48,1 трлн. м³. Из них около 50% приходится на разрабатываемые месторождения. 75% запасов газа выявлено в Западной Сибири. Степень выработанности запасов газа составляет 26,5%, а по разрабатываемым месторождениям – около 35,7%. 95,6% начальных запасов газа сконцентрировано в 139 (4%) крупных и уникальных месторождениях, которые обеспечивают 98,9% текущей добычи. В России выявлено 406 газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений, в 180 из них осуществляется отбор конденсата. Выработанность газоконденсатных месторождений России составляет 14,2%. Большинство выявленных месторождений приурочено к бассейнам внутренних зон пассивных континентальных палеоо краин (Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Прикаспийский, Северо-Кавказский НГБ, к бассейнам Восточной Сибири) и к бассейнам континентальных, межконтинентальных рифтов и надрифтовых депрессий, например, Западно-Сибирский мегабассейн, Баренцевоморский ГНБ. Залежи месторождений последних обычно пластовые, приурочены к терригенным отложениям, а залежи суббассейнов пассивных палеоо краин встречаются как в терригенных, так и в кар-

бонатных резервуарах. Крупные залежи часто связаны с рифами, барами, эрозионными врезами.

Перспективы нефтегазоносности России связаны в первую очередь с бассейнами пассивных окраин Восточно-Европейского, Сибирского палеоконтинентов, надрифтовых депрессий Западной Сибири, арктических акваторий.

Совместно с коллегами ВНИГНИ под руководством К.А. Клещева определены основные направления геологоразведочных работ на нефть и газ в России на среднесрочную (до 2020 г.) и отдаленную (после 2020 г.) перспективы. Приоритетами для проведения геологоразведочных работ до 2020 г., в первую очередь, являются бассейны пассивных континентальных палеоо краин и предорогненных прогибов Сибирского палеоконтинента, внешние зоны пассивных континентальных палеоо краин и предорогненные прогибы Восточно-Европейского палеоконтинента, надрифтовые депрессии и прогибы западной части арктических акваторий, Западной Сибири. Приоритетами проведения геологоразведочных работ второй очереди являются надрифтовые депрессии моря Лаптевых и внутри Сибирского палеоконтинента, часть бассейнов субдукционной группы Дальнего Востока, восточных регионов арктических акваторий Охотского и Берингова морей. К регионам, изучение которых следует проводить в третью очередь, относятся Северно-Кавказский НГБ, Московская, Мезенская депрессии, большинство ПНГБ Дальнего Востока, а также освоение нижнего этажа нефтегазоносности, залегающего под осадочным чехлом в Западной Сибири, Предкавказье. Регионами проведения геологоразведочных работ для изучения и освоения в отдаленной перспективе являются бассейны орогенов столкновения плит и прежде всего Новосибирско-Чукотский, Верхоянский, а также суббассейны позднемел-кайнозойских пассивных континентальных палеоо краин арктических акваторий. К регионам, где необходимо проводить геологоразведочные работы общегеологического изучения, следует отнести глубоководные зоны арктических и дальневосточных акваторий.

Литература

1. Геодинамические основы прогноза и поисков нефти и газа и их внедрение в практику геологоразведочных работ./ К.А. Клещев., В.С. Шеин, В.Е.Хаин, А.А., Ковалев, С.А. Ушаков, Б.А.Соколов, Е.В. Кучерук, В.П. Гаврилов, Л.П. Зоненшайн, О.Г. Сорохтин. – М.: ВИЭМС, 1990. – 51 с.
2. *Ледовских А.А.* Основные проблемы геологического изучения недр и прироста запасов углеводородного сырья Российской Федерации /А.А. Ледовских, П.В. Садовник, П.А. Хлебников, А.И. Варламов, А.П. Афанасенков, В.И. Петерсилье, Б.А. Соколов, О.М. Мкртчян //Геология нефти и газа. – 2010. - № 5, с. 9-23.
3. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
4. *Клещев К.А.* Нефтяные и газовые месторождения России /К.А. Клещев., В.С. Шеин // Справочник в двух книгах. Книга первая – европейская часть России, 832 с., книга вторая – азиатская часть России, 720 с. – М.: ВНИГНИ, 2010.
5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир. 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
6. *Хаин В.Е.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. /В.Е.Хаин, К.А. Клещев, Б.А. Соколов, В.С. Шеин. //Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1988. – С. 46-54.
7. *Шеин В.С.* Геология и неф-тегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. – 776 с.

ЗАВЕТНЕНСКОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Шемпелев А.Г., Компаниец М.А., Письменная Г.А., Шамановская С.П., Гамаса Ю.Н.

*ФГУП «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия
(shemp@geolog.kmv.ru)*

Значительное число известных месторождений углеводородов Северного Кавказа и Калмыкии территориально приурочено к положительным региональным тектоническим структурам (кряж Карпинского, Прикумская система поднятий, Ставропольский свод). В связи с достаточно полной разведанностью в регионе юрских, нижнемеловых и более молодых комплексов нефтегазоносных областей стоит проблема изучения глубинных характеристик и более чёткого определения границ слагающих их геологических структур. Одна из таких задач решалась в 2008-2010 годах ФГУП «Кавказгеолсъёмкой» при отработке методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) субмеридионального 85-километрового Заветненского профиля (рис. 1). Работы выполнялись станциями MTU-5A и MTU-2E компании «Phoenix Geophysics» (Канада) при продолжительности наблюдений 12-16 часов. Обеспечивался стандартный для

станций MTU частотный диапазон 340-0,0004 Гц. Измерялись 4 компоненты естественного электромагнитного поля Земли (E_x , E_y , H_x , H_y) в азимутах 0-90° с помощью неполяризующихся электродов и датчиков магнитного поля MTS-50 той же фирмы.

Заветнинский профиль пересекает зону сопряжения кряжа Карпинского, структуры 1-го порядка Скифской эпигерцинской платформы, с юго-восточным крылом Воронежской антеклизы древней Восточно-Европейской платформы. Большая часть профиля располагается в пределах горстообразного поднятия верхнепалеозойского складчатого фундамента, морфологией которого изначально определялось понятие кряжа Карпинского. Хотя некоторые авторы «под кряжем Карпинского понимают полосу мезо-кайнозойских поднятий, продолжающих к востоку складчатые структуры Донбасса» [3]. Виктор Ефимович Хаин в ряде работ уделял внимание структуре кряжа и считал, что он «генетически «тесно связан с Донбассом и вместе с ним принадлежит крупной рифтовой системе, заложенной в конце среднего девона в пределах обращённой к Палеотетису южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейского континента» [9].

В качестве южной границы кряжа Карпинского, располагающейся за пределами Заветненского профиля, по геофизическим данным следует принимать границу со Ставропольским сводом, а восточнее с Прикумской системой поднятий. Она характеризуется резким перепадом скоростей продольных волн в кровле кристаллического фундамента по материалам сейсморазведки и зонами повышенных градиентов гравитационного поля. В верхней части разреза к этой

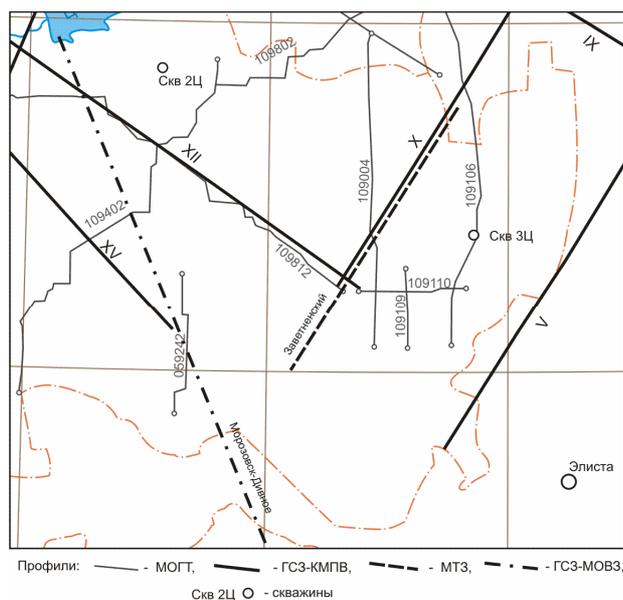


Рис. 1. Схема расположения геофизических профилей

границе приурочена зона наложенных молодых Манычских прогибов.

В целом с кряжем Карпинского совпадает выдержанная полоса относительно повышенных значений поля силы тяжести, отвечающих слагающему его дислоцированному комплексу терригенных и карбонатно-терригенных пород. Магнитное поле характеризуется пониженными значениями и обрамляется зонами крупных локальных магнитных максимумов. Природа последних не ясна, хотя с наибольшей вероятностью они могут быть связаны с девонской вулканогенно-осадочной толщей с прослоями габбро и базальтов в основании складчатого фундамента, а также с андезитодацитовыми вулканитами верхнего триаса [13].

Проводимые более полувека в пределах кряжа Карпинского геолого-геофизические исследования позволили установить основные особенности строения мезокайнозойского комплекса пород и характерные черты кровли палеозоя, определили структурно-тектоническое и нефтегеологическое районирования территории. Однако представления о глубинной позиции этой структуры и до настоящего времени остаются довольно противоречивыми. Хотя работы последних лет Центра ГЕОН (г. Москва), а также материалы ранее проведённых глубинных исследований по ряду профилей ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», ФГУ ГНПП «Южгеология» и других организаций позволяют говорить более объективно о глубинном строении этого региона [1, 6, 7, 10, 11].

Комплекс отложений кряжа Карпинского изменяется от относительно глубоководных глинистых осадков начала рифтинга до грубокластических и флишоидных на заключительной стадии заполнения прогиба. Это определило, судя по результатам региональных сейсмических исследований по сети субширотных и субмеридиональных профилей, отсутствие выдержанных отражающих горизонтов внутри кряжа Карпинского [7]. Первая фаза их деформации отмечается в ранней перми,

а в конце триаса – начале юры проявилась основная раннекиммерийская фаза складчатости. В самом конце триаса в пределах последней возник вулканический пояс андского типа, связанный, как считал В.Е. Хаин, с субдукцией коры Неотетиса [9]. На границе с юрой завершилось создание северовергентной складчатонадвиговой структуры кряжа. После некоторой эрозии кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим для смежных платформ, древней и молодой. Фактически кряж вошёл в состав Скифской платформы в виде её северного структурного сегмента.

Контакт кряжа Карпинского с Воронежской антеклизой по данным сейсморазведки МОВ-МОГТ и КМПВ представляет собой ступенчатое погружение кристаллического фундамента в южном направлении по системе разломов с суммарной амплитудой смещения в несколько километров [1, 3]. А на глубинной части сейсмограмм метода ОГТ по линии профиля Морозовск-Дивное, проходящего западнее Заветненского профиля (рис. 1), в районе пос. Зимовники в подошве земной коры отражается чёткая ступень со значительным увеличением к югу мощности коры [6, 7]. Косвенным свидетельством сопряжения двух разнородных плит могут являться вычисленные А.В. Егоркиным содержания SiO_2 вдоль профиля Краснодар-Эмба северо-восточного направления, пересекающего кряж Карпинского в центральной его части. По данным А.В. Егоркина земная кора Скифской плиты практически на всю мощность более кислая по сравнению с корой Восточно-Европейской платформы [5, 6].

На геоэлектрическом разрезе вдоль Заветненского профиля (рис. 2) чётко прослеживается зона сопряжения поверхностей кристаллических фундаментов ($\Phi_{\text{кр}}$) и более глубоких горизонтов земной коры (К, М) кряжа Карпинского и Воронежской антеклизы (т.т. 21-24). Для верхней части разреза на уровне палеозойского складчатого фундамента (глубины 5-20 км) зона их контакта,

очевидно, значительно дифференцирована за счёт сложной динамики взаимодействия

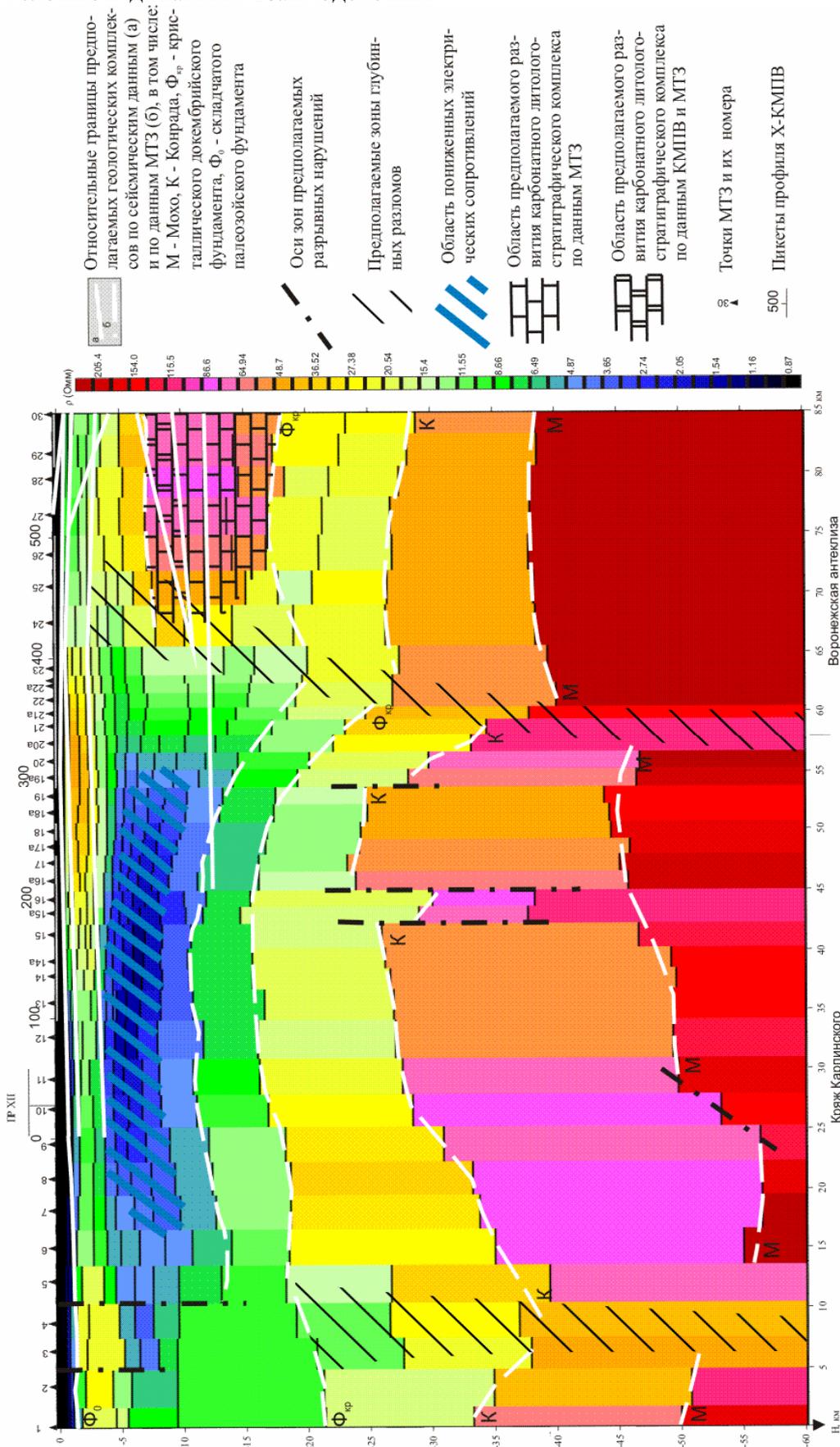


Рис. 2. Геоэлектрический разрез вдоль Заветненского профиля (по данным ФГУП "Кавказгеолсысма", 2010 г.)

двух плит в зоне сопряжения. Это подтверждается и данными КМПВ по профилю Х-МПВ, частично совпадающему с Заветненским профилем МТЗ (рис. 1), а также по ряду других профилей ГСЗ-КМПВ (V) и МОГТ (109106), располагающихся восточнее.

В пределах Воронежской антеклизы на глубине, примерно, 38-39 км фиксируется зона максимальных градиентов поля электрических сопротивлений (от 50 до 200 Ом), которая условно принимается за границу Мохо (М). Это отвечает сложившимся представлениям о положении поверхности Мохоревича под южной окраиной Воронежской антеклизы. На глубинах 26,5-29 км также условно принята граница Конрада (К), а вышележащая толща с электрическими сопротивлениями 20-30 Ом, вероятно, отвечает кристаллическому фундаменту. В интервале глубин Воронежской антеклизы от 7 до 17-20 км выделяется высокоомный блок (до 90 Ом). Возможно, он весь, преимущественно, сложен ранне-среднекаменноугольными известняками на архейском фундаменте [11]. Причём по результатам повторной обработки материалов профиля Х-МПВ [3] известняки предполагаются в виде клинообразного «внедрения» в палеозойский комплекс кряжа Карпинского. Такое впечатление складывается, вероятно, из-за северовергентного перемещения верхнепалеозойских пород кряжа (мощностью до 4,5-5,5 км) на Воронежскую антеклизу по системе надвигов в позднепалеозойско-раннемезозойское время [1]. Судя же по результатам МТЗ, эти известняки находятся севернее основной плоскости зоны сопряжения.

Характеристики электрического поля глубоких горизонтов земной коры под кряжем Карпинского, в отличие от Воронежской антеклизы, не стабильны, что свидетельствует о сложном геологическом развитии этого блока. Следует подчеркнуть, что методом обменных волн землетрясений по профилю Морозовск-Дивное [6, 7] для этого участка геологического разреза поверхность Мохо вообще не фиксировалась. По электрическим

характеристикам, в зоне сопряжения этих структур поверхность Мохоревича опускается, примерно, на 5 км и далее погружается под кряжем Карпинского. Увеличение мощности земной коры для кряжа могло быть связано с внутриплитным сжатием [8, 12] на завершающей стадии рифтогенеза. Слой земной коры, условно относимый к «базальтовому», в пределах кряжа Карпинского имеет мощность порядка 20 км. Он значительно дифференцирован по электрическим сопротивлениям, а, следовательно, и по составу. Это подтверждает предположение некоторых исследователей о том, что он представлен так называемой «коромантийной» смесью [4]. Мощность докембрийского кристаллического фундамента увеличивается от 8-10 км в зоне контакта с Воронежской антеклизой до 15 км к южному окончанию Заветненского профиля. Здесь в поле электрических сопротивлений на точках МТЗ 3-5 с глубин порядка 20 км выделяется субвертикальная зона повышенной проводимости, располагающаяся практически в осевой части кряжа Карпинского [4] и, вероятно, являющаяся осевой плоскостью изначального рифта. К зоне приурочено увеличение глубин залегания всех зафиксированных здесь латеральных границ, определяя и максимальную мощность самой структуры кряжа Карпинского. В целом же на геоэлектрическом разрезе по Заветненскому профилю между двумя глубинными разломами в пределах всей мощности консолидированной земной коры, включая складчатый палеозойский комплекс, вырисовывается атиклинальная структура более высокого порядка – Заветненское поднятие, что является, очевидно, результатом тангенциального сжатия кряжа между Воронежской антеклизой и Ставропольским сводом.

Верхняя часть домезозойского фундамента кряжа Карпинского на уровне 4-8 км (рис. 2) – область низких электрических сопротивлений. Методом МТЗ на профиле 109402-109802, отработанным ГНПП «Спецгеофизика»

западнее Заветненского профиля (рис.1), на глубинах 2-4 км также фиксировалась серия линз повышенной проводимости [11], в пределах которых параметрической скважиной 2Ц (Цимлянкой) вскрыты тёмно-серые и чёрные аргиллиты с обугленным растительным детритом (до 15-21%), отнесённые к семиченской толще [10]. При анализе материалов ГСЗ вдоль профиля XII-МПВ Краснодарская-Элиста упомянутый комплекс пород увеличивается по мощности и опускается до глубин 4-8 км к восточному окончанию профиля XII-МПВ [2], месту его пересечения с Заветненским

профилем. То есть аргиллиты с обугленным растительным детритом могут вызвать понижение электрических сопротивлений на уровне 4-8 км геоэлектрического разреза.

Проведённые исследования методом магнитотеллурических зондирований по Заветненскому профилю показали приуроченность зоны сопряжения кряжа Карпинского и Воронежской антеклизы к глубинному разлому, а также возможность дифференциации по электрическим характеристикам внутренней структуры кряжа, что не удавалось сделать сейсмическими методами.

Литература

1. Ю.Н. Андрющенко, А.К. Сулейманов, С.И. Филин. Пространственно-временные соотношения разрывных дислокаций Донецкой складчатой системы – кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 2003, №5. С. 43-44.
2. М.И. Бородулин, Н.П. Масленникова, М.Л. Хацкель, Г.В. Чернявский. Глубинная тектоника Восточного Донбасса и западной части вала Карпинского // Сов. геология, 1975, №11. С. 131-137.
3. Ю.А. Волож, М.П. Антипов, С.И. Филин, Ю.Г. Юров. Новый взгляд на перспективы нефтегазоносности западного сегмента кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 1999, №2. С. 27-33.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. L-(37), (38). Ростов-на-Дону. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 296 с.
5. А.В. Егоркин. Содержание кремнезёма в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр, 2000, №2. С. 15-17.
6. С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др. Региональные геолого-геофизические исследования кряжа Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр, 2001, №2. С. 13-17.
7. С.Л. Костюченко, А.Ф. Морозов, Л.Н. Солодилов и др. Глубинное строение и геодинамические аспекты эволюции Европейского юга России // Разведка и охрана недр, 2004, № 4. С. 4-9.
8. Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
9. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления (под редакцией В.Е. Хаина, Н.А. Богданова). Масштаб 1:2500000. М.: Научный мир, 2003. 120 с.
10. Е.В. Мовшович, М.Л. Хацкель, А.А. Зиновьев, С.И. Филин. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Донецкого кряжа и кряжа Карпинского // Геология нефти и газа, 2002, №1. С. 59-64.
11. В.С. Петров, С.И., Филин, А.М. Нигматзянов. Карбонатный массив южного склона Воронежской антеклизы – кряжа Карпинского // Разведка и охрана недр, 2003, №5. С. 41-42.
12. В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
13. А.Г. Шемпелев. Кряж Карпинского по геофизическим данным // Материалы XXXVII Тектонического совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». Новосибирск, 2004. С. 293-296.

ГРАВИМАГНИТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ И НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ЗАДАЧ

Шеремет О.Г.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(sheremet@ilran.ru)

Особенности зон активного тектогенеза рассмотрены по результатам совместного истолкования гравимагнитных полей Байкальской и Енисей-Хатангской рифтовых зон, а также Северного и Среднего Каспия, а нефтегазоносность – Московской синеклизы и Уренгойского рифта. Такое истолкование реализуется с помощью дифференциального метода, связывающего производные гравитационного и магнитного потенциалов нелинейной трансформантой: её модулем (D -функцией) и углом (α -функцией) [1]. Аналитические и численные расчёты на моделях геологических сред выявили высокие распознающие свойства этих функций, позволяющие практически однозначно определить разломы, разломные зоны и углы их падений, а также структуры, которые они контролируют. Такие свойства связаны с тем, что на уровнях верхнего полупространства D -функция, в отличие от исходных гравимагнитных полей, для некоторых моделей геологических сред имеет особенности, в которых она достигает экстремальных величин. Благодаря этому в разрезах земной коры и верхней мантии с помощью предлагаемого метода обнаруживаются такие структуры, которые практически не выделяются по отдельно взятым гравитационным и магнитным аномалиям [2].

Приведем качественное описание индикационных характеристик D -функции для эталонных моделей геологических объектов в условиях двухслойной среды „чехол – фундамент“. Первая модель представляет собой аналог локальной структуры чехла с положительной избыточной плотностью. Под этой структурой в фундаменте имеется геологический объект (дайка или интрузивный массив или др.), создающий только магнитную аномалию. В этом случае

над центром масс структуры чехла будет наблюдаться локальный минимум D -функции, исчезающий на уровнях верхнего полупространства. Если источник магнитной аномалии расположен в чехле, а под ним, в фундаменте, – геологический объект с избыточной плотностью, то значение D -функции над центром магнитоактивного источника будет характеризоваться локальным максимумом, который постепенно уменьшается на уровнях верхней полуплоскости. Вторая модель также состоит из двух источников. Первый расположен в чехле и имеет избыточную плотность σ_1 , второй – в фундаменте и характеризуется как избыточной плотностью σ_2 ($|\sigma_2| > |\sigma_1|$), так и намагниченностью I . D -функция для этой модели имеет минимальные значения при одинаковых знаках σ_1 и σ_2 и максимальные в случае противоположных знаков. При этом, если проследить изменения абсолютных величин максимумов на уровнях верхней полуплоскости, то они могут достигать экстремумов на фиксированных уровнях, образуя замкнутые концентрические изолинии в вертикальном разрезе. Третья модель представляет собой два блока фундамента с различным отношением избыточной намагниченности к избыточной плотности. Такая модель характеризуется максимумом D -функции над вертикальным контактом двух блоков, когда отношение I/σ верхнего блока больше нижнего, и минимумом в противоположном случае. Четвертая модель является трёхмерной и состоит из зоны разломов, разделяющей два однородных блока пород фундамента, создающих магнитные и гравитационные аномалии. Над зоной разломов, в чехле, расположена структура с положительной избыточной плотностью. Такой модели отвечает локальный минимум D -функции между двумя интенсивными

максимумами, трассирующими разломную зону в плане.

Предложенная методика моделирования положена в основу изучения Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в пределах которой выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части, представленные разломами и разломными зонами, отделяющими её от сопредельных структур. В центральной части, включая акваторию Байкала, не обнаружено ни одного глубинного разлома за исключением разделяющего БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную (Баргузинскую) впадины. Признаков вулканизма в нижней части осадочного чехла Байкальской впадины не установлено. Под впадиной оз. Байкал выявлены разуплотнённые зоны фундамента шириной от 5 до 13 км, на глубинах 12 – 17 км, смещённые к востоку относительно оси прогибания чехла на 5 – 20 км, что совпадает с осевой зоной максимальных изодинам (гипоцентров землетрясений) по сейсмологическим данным, и осевой зоной разломов чехла, установленной российско-американским сейсмопрофилированием. На глубинах больше 17 км наблюдается изотропность коры и верхов мантии. Установлено, что глубинные разломы на западном и восточном побережьях озера имеют различный генезис: на западном побережье разломы связаны с более молодой вулканической деятельностью, углы падения разломов на западном побережье, в целом более пологие, чем на восточном, с направлениями тех и других на Ю-ЮВ. Определено, что в пределах обнаруженных зон породы фундамента, несмотря на их разуплотненность, на 25% более намагничены, чем на сопредельных участках, что связано с их большей основностью. Эти зоны трактуются нами как участки растяжения.

При изучении тектоники Енисей–Хатангской депрессии сделан дополнительный анализ гравимагнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО „Геофизика“, секущего Енисейский кряж. В результате получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов

D-функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что гравимагнитные поля над Енисейским кряжем и Енисей–Хатангской депрессией подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через депрессию, позволил выявить, в отличие от БРЗ, мантийные разломы, контролирующие структуры земной коры в этом регионе, а также определить в пределах центральной части депрессии контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового (?) возраста над мантийным разломом глубже ~35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращёнными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями. Наличие магматогенных структур в центральных частях осадочного чехла депрессии и их отсутствие во впадине Байкала позволяет говорить о более древнем образовании первой из них.

В пределах Северного Каспия уточнено положение южной границы Восточно-Европейской платформы. Установлено различие в плановом распределении региональных структур Скифской и Туранской плит: в пределах первой они линейны и субпараллельны оси главного кавказского хребта, в пределах второй носят мозаичный характер кроме единственной линейной зоны, совпадающей с положением Бузачи–Байчагырского глубинного разлома, выявленного по сейсмическим наблюдениям и имеющего важное значение в распределении нефтегазоносных структур. Впервые обнаружена зона, протягивающаяся по линии Суюткино – Гурьев вдоль оси так называемой „сигмиды Северного Каспия“, именуемая нами Скифско–Туранской шовной зоной, которая фиксирует положение глубинного разлома на границе двух плит и является естественным региональным ограничителем углеводородного сырья. В раннепалеозойском фундаменте Скифской плиты выделены грабен осевой зоны и крылья Донецко–Каспийской складчатой системы, а также определены положения

верхнепалеозойских прогибов, заполненных вулканогенно-обломочными толщами на бортах Ростовско–Кочубеевской зоны и на склонах Среднекаспийского массива.

Конкретное решение задач распознавания нефтегазоносных структур и контролирующих их разломов в пределах исследуемых регионов имеет ряд общих особенностей. Применение лишь гравиметрии для поиска локальных структур чехла связано с известными трудностями, обусловленными не только точностью измерений (не менее 0.1 мГл), но и, главным образом, выделением чистой (полезной) аномалии от предполагаемой структуры на региональном фоне. Использование гравимагнитного метода позволяет максимально уменьшить роль регионального фона, обусловленного аномалиями ΔT_a от нижних горизонтов осадочно-вулканогенного чехла и фундамента.

В последние годы возрос интерес не только к тектонике и нефтегазоносности Московской синеклизы, но и к поискам на ней структур, пригодных для закачки и хранения нефтегазового сырья. В связи с этим нами проведены гравимагнитные исследования по изучению блоковой структуры фундамента и осадочного чехла в районе городов Данилов – Любим. Выделены блоки фундамента, отличающиеся друг от друга значениями средней плотности и намагничённости горных пород. Они контролируют восемь структур осадочного чехла, перспективных на нефть и газ, которые определены не только по значениям аномалий D -функции, но и по расходящимся векторам углов α -функции. В последнее время на двух из них проведены поисково-разведочные работы, обнаружившие притоки „тяжёлой“ нефти.

Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и Имелорского месторождений Уренгойского рифта проведены по семи профилям Δg и ΔT_a с точностью соответственно 0.15 мГл и 10 – 15 нТ. Профили проходили в крест основного простираения структур Уренгойского рифта, через точки измерения полей. Контуры

исследованных структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям D -функции на первых трёх уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке эти структуры ограничиваются глубинной зоной разломов, которая не была обнаружена с помощью сейсморазведки, но выделена по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов D -функции с западным падением под углом 65 – 85°. Она уходит под структуру в фундамент с кровлей 3.5 км, достигает глубины 7 – 12 км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Пробуренная в выделенной нами разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью подтвердила наш прогноз о её низкой нефтегазоносности. Контуры Источной и Имелорской структур, определённые по аномалиям D -функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2 . Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6, в которой обнаружено углеводородное сырьё неорганического происхождения на таких же глубинах (10 – 12 км).

Таким образом, показана эффективность использования гравимагнитного дифференциального метода для решения задач тектоники и нефтегазоносности как внутриплитных, так и внутриплатформенных тектонически активных зон.

Литература

1. В.Н. Страхов. Алгоритмы редуцирования и трансформаций аномалий силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. Киев: Наук Думка, 1992. С.4-81.
2. О.Г. Шеремет. Прогнозирование нефтегазоносных структур и разломных зон Прикаспия и Западной Сибири дифференциальным гравимагнитным методом // Нефть и газ юга России, Чёрного, Азовского и Каспийского морей – 2006. Геленджик ГНЦ ФГУП „Южморгеология“, 2006. С.69-71.

**ВКЛАД В.Е. ХАИНА В УЧЕНИЕ О РАЗЛОМАХ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛИ В
СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ЛИТОСФЕРЫ****Шерман С.И.***Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
(ssherman@crust.irk.ru)*

Разноранговые разрывы – от трещин до протяженных глубинных разломов – всеобъемлющие структуры Земли. Практически нет геологического объекта, где бы ни были констатированы их определенные ранговые разновидности. В повсеместном распространении разрывов – их значимость и одновременно трудность в определении специфической роли при формировании геологического объекта на многообразных стадиях его развития. В таких случаях определяющая роль отводится четким определениям и формализациям понятий разрывов на различных масштабных уровнях, а также их классификациям. Без классификаций объектов на различных масштабных уровнях практически невозможен их сравнительный анализ, обобщения и выявление общих закономерностей развития. Многолетние исследования разломов многочисленными исследователями в различных частях мира являются примером тех широко распространенных геологических объектов, закономерности развития которых были изучены и установлены благодаря первоначальной четкой формулировке в определении понятий выраженности объекта на его различных иерархических уровнях. Таким показательным широко распространенным геологическим объектом являются глубинные разломы Земли.

Два авторитетнейших российских академика – А.В. Пейве и В.Е. Хаин – внесли существенный вклад в развитие учения о глубинных разломах Земли, акцентируя внимание на их различные свойства. А.В. Пейве [2] первым в мире выделил глубинные разломы как важнейшие структуры в геосинклинальных областях, дал их общую характеристику и классификацию [3,4] и посвятил их всестороннему глубокому исследованию

основные научные труды [5]. А.В. Пейве заслуженно считается основоположником учения о глубинных разломах Земли [15].

В.Е. Хаин оставил глубокий след в геотектонике, прежде всего, как исследователь процессов при формировании масштабных геотектонических формаций и структур континентов Земли, в том числе и ее в целом [1, 7, 9, 10, 11, 13, и мн. др.]. Громадный педагогический опыт нашел отражение на стиле крупных научных публикаций и монографий В.Е. Хаина: в них всегда читатель находит глубокий анализ истории вопроса и исторического развития характеризуемого направления. Целиком это относится и к учению о глубинных разломах, в развитие которого В.Е. Хаин внес существенную, в некоторых случаях аргументировано ограничивающую нас увлеченность разломами.

В одной из первых своих работ о глубинных разломах, написанной в формате аналогичных статей А.В. Пейве, В.Е. Хаин [6] четко предопределяет три главных вопроса в этой актуальной в 60-е годы прошлого столетия проблеме: историзм, формализация понятия и ограниченная контролирующая функция. Начало учения о разломах В.Е. Хаин связывал с именем У. Хоббса, который предложил термин линеамент и объединил с ним многие прямолинейные черты земной поверхности. Сами же линеаменты – суть разломы, закономерно ориентированные по отношению к фигуре Земли. Термин преимущественно в географической литературе используется и в настоящее время для характеристики прямолинейных положительных или отрицательных форм рельефа. В этой же статье В.Е. Хаин конкретизирует признаки глубинных разломов, в том числе акцентирует внимание на важности аргументации

глубины их проникновения: «...в ряде случаев отсутствуют основания для категорического утверждения или отрицания глубинной природы разлома, до проведения сейсмозондирования. Очевидно, о таких разломах можно говорить как о глубинных лишь предположительно» [6, стр. 18]. И это было своевременным. К началу 70-х годов того же прошлого века увлечение глубинными разломами усилилось настолько, что автор этого очерка в докторской диссертации, одним из оппонентов которой был тогда чл.-корр. АН СССР В.Е. Хаин, для разломов протяженных, длительного развития, но не подтвержденных признаками глубинности предложил более широкий термин – генеральные разломы [14]. И, наконец, конкретное изложение отношения В.Е. Хаина к многообразным контролирующим функциям глубинных разломов: «...неправильно было бы считать, что глубинным разломам принадлежит исключительная и преобладающая роль в развитии земной коры» [6, стр.28].

В своих последующих работах Виктор Ефимович неоднократно обращался к исследованию глубинных разломов преимущественно под углом зрения региональной геотектоники или общих, не редко дискуссионных, геотектонических концепций развития Земли.

Под этим углом зрения важно вспомнить научные дискуссии по пересмотру концепций тектоники Земли, которые в прошлом столетии захватили широкие круги геологов всего мира, в т.ч. и бывшего Советского Союза. Среди геологов, т.е. многих из нас, не было единства мнений по принятию новой глобальной тектоники. Эту дискуссионную проблему Бюро Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР вынесло на открытое научное обсуждение. Одним из трех [два других П.Н. Кропоткин, В.В. Белоусов] основных докладчиков был В.Е.Хаин [8], горячо и аргументировано поддержавший новую парадигму в геотектонике. Одно из возражений, которые неоднократно встречала новая глобальная тектоника, сводилось к происхождению

глобальной сетки глубинных разломов и общего структурного плана Земли. Постоянство азимутальных простираний сетки разломов Земли считалось признаком отсутствия больших горизонтальных перемещений. В.Е. Хаин приводил два возражения. Первое, поскольку основной поверхностью раздела, по которой могут перемещаться плиты, считается верхняя поверхность астеносферы, то речь может идти только о разломах, достигающих ее, то есть о зонах Беньофа и/или осевых разломах Срединно-океанических хребтов. Но именно эти разломы являются границами плит со всеми вытекающими отсюда следствиями. Устойчивое унаследованное развитие крупных разломов платформ также приводилось в числе аргументов, противоречащих мобилизму. Виктор Ефимович справедливо считал, что, «во-первых, такая устойчивость лишь весьма относительна и, во-вторых, корни этих структур лежат ...выше кровли астеносферы» [8, стр. 21]. Более того, в этой же работе он полностью солидаризуется с А.В. Пейве в том, что существование определенной симметрии в расположении основных структурных элементов Земли и несомненная унаследованность в их развитии не противоречат мобилизму, а лишь накладывают определенные ограничения на направления перемещений отдельных плит. Современные данные полностью подтверждают эти доводы.

Великолепное чувство нового характерно для всего творчества В.Е. Хаина. В те же 70-е годы прошлого столетия он поддержал внедрение количественных методов в характеристику и анализ разломной тектоники, которые начали развиваться, в том числе и в Иркутске, в Институте земной коры СО РАН. Теперь уже известные взаимосвязи между основными параметрами разломов не вызывают удивлений. Однако в те годы, 70-тые и ранее, изучение математических зависимостей между параметрами геологических структур не высоко оценивалось в геологии. Многие сопоставляли исследования в геологии и горном деле с искусством и даже саму

науку называли горным искусством. Отсюда, надо было искать не физико-математические закономерности в структурной организации разломной тектоники, а обладать талантом в горном искусстве. Сегодня это прошедший этап в изучении разломной тектоники. В становлении нового подхода к сбору и анализу количественных характеристик структурных форм литосферы большая заслуга В.Е. Хаина. Она позволила развиваться новому направлению в разломной тектонике – квантификации разломов и от него к современным представлениям о структурно контролирующей роли разломов в реальном времени [месяцы, годы, десятилетия] с вытекающими практическими следствиями по сейсмичности и ее прогнозу [16]. Крупнейшие разломы Земли, развивающиеся в течение сотен тысяч и миллионов лет, могут быть рассмотрены в интервалах реального времени и при этом могут быть получены результаты, свидетельствующие о мгновенных (в геохронологическом интервале времени) процессах в зонах их динамического влияния. Уместно заметить, что раннее, при детальном анализе современных движений земной коры, оценивая значительный прогресс в этой области неотектонических исследований и, предвидя новые знания в сфере современных геологических процессов, В.Е. Хаин предложил выделить особый раздел тектонической науки и назвать его акутектоникой [11]. В этом же плане заслуживает внимания одна из последних монографий В.Е.Хаина в соавторстве с Э.Н. Халиловым [13], в которой анализ сейсмичности полностью соответствует акутектоническим методам в тектонике.

В заключении необходимо отметить громадный вклад В.Е. Хаина в исследование истории и методологии геологических наук, в частности, разломной тектоники [12]. Выполненная при авторском участии В.Е. Хаина и его общей редакции цитируемая монография [12] отражает его методологические и философские представления о геологии как науки,

глубокое понимание важности исторической унаследованности в развитии основных идей и геологических школ и полное отражение роли и вклада российских ученых в общемировые достижения геотектоники. Вклад представителей российской науки и среди них академика В.Е.Хаина в учение о разломах Земли и их роли в современной геодинамике литосферы трудно переоценить.

Работа выполнена по программе 6 ОНЗ РАН

Литература

1. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
2. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. //Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945. – с. 23-46.
3. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1. // Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956а. – с. 90-105.
4. Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. //Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956б. – с. 57-71.
5. Пейве А.В. Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. 352 с.
6. Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры [исторический обзор] //Изв. высш. учебных заведений. Геология и разведка, № 3, 1963. – с. 13-29.
7. Хаин В.Е. Общая геотектоника М.: Недра, 1964. – 479 с.
8. Хаин В.Е. О новой глобальной тектонике //Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973. – с. 5-26.
9. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. – 359 с.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. – 343 с.

11. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995.– 476с.
12. Хаин В.Е., Рябухин А.Г., Наймарк А.А. История и методология геологических наук М.: Издательский центр «Академия», 2008. – 416 с.
13. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности // Бургас, SWB, 2008, 304 с.
14. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры // Новосибирск: Наука СО, 1977. – 103 с.
15. Шерман С.И. А.В. Пейве – основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника № 2, 2009. – с. 20-36.
16. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли, 2009, № 11. с. 8-21.

ГЕНЕРАЦИЯ НЕЙТРОНОВ И ОСОБЕННОСТИ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЧИЛИЙСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ 27 ФЕВРАЛЯ 2010 С МАГНИТУДОЙ $M_w=8.8$

**Шестопалов И. П.^а, Белов С. В.^б, Харин Е. П.^а, Соловьев А.А.^а,
Кузьмин Ю. Д.^в**

^а *Геофизический центр РАН, Москва, Россия*

^б *Московский государственный открытый университет, Москва, Россия*

^в *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия,
(shest@wdcb.ru)*

Введение

Ряд экспериментальных наблюдений последних лет показали, что сейсмическая активность может быть источником нейтронов [1-3].

Фактический материал и методика исследований

Фактический материал представлял собой результаты измерений:

1. Тепловых и быстрых нейтронов, а также гамма излучения приборами, установленными в экспериментальном павильоне отдела космических лучей Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), в г. Троицк. Московской области.

2. Тепловых нейтронов прибором, установленным на пункте комплексных наблюдений Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Пункт расположен в межгорной долине реки Карымшина в 50 км от г. Петропавловска-Камчатского.

Исследования проводились в связи с мощным землетрясением магнитудой $M_w=8.8$, которое произошло 27 февраля 2010 года в 6:34 UT у берегов Чили в 90 километрах от города Консепсион на глубине 35 км. (координаты землетрясения: широта = 35,93S, долгота = 72,78W) [4].

В работах авторов [1,5] анализировались данные о сейсмической энергии, выделившейся на всем Земном шаре за период с 1680 по 2007 г., в сопоставлении с солнечной активностью. На основании этих данных выявлены вековые циклы солнечной активности и

сейсмичности Земли продолжительностью около 100 лет. В начале каждого из циклов XVIII, XIX и XX веков сейсмическая активность имела максимальное значение, значения же чисел Вольфа, характеризующие солнечную активность, были минимальны. Таким образом, наблюдалась существенная отрицательная корреляция сейсмичности Земли с солнечной активностью. По нашим данным, третий (начиная с 1680 г.) вековой цикл, начавшийся в 1890 г., закончился в конце XX в. Это позволяет считать, что в 90-х годах прошлого века начался новый вековой цикл, в начале которого (по аналогии с предшествующими) должны будут наблюдаться относительно пониженная солнечная активность и, наоборот, сильная сейсмическая активность, которая сохранится на протяжении примерно первой трети столетнего цикла. Землетрясения 26.12.2004 г. с магнитудой $M=9$, 28.03.2005 г. с $M=8.6$ в районе Индонезии, землетрясения в 2006 и 2007 гг. с $M>8$, а также последние данные по сейсмичности за 2008-2010 гг. подтверждают этот вывод. Землетрясение в Чили с $M=8.8$, которое произошло 27 февраля 2010 г., продолжило список мощных землетрясений, которые, как прогнозировалось, будут происходить в начале наступившего векового цикла. Ниже дан анализ вариаций потоков нейтронов и гамма излучения за 24-28 февраля 2010 г. В работе также представлены данные о геомагнитных возмущениях, которые наблюдались в рассматриваемый период. Для этого использовались значения магнитного поля Земли с мировой сети

станций Интермагнет (всего около 100 станций) [6].

Необходимо отметить, что после продолжительного минимума солнечной активности, который наблюдался в 2008-2009 гг., 2010 год – это начало нового 24 солнечного цикла. В январе-феврале 2010г. солнечная активность была очень низкой. Среднесуточные значения чисел Вольфа не превышали $R=30$.

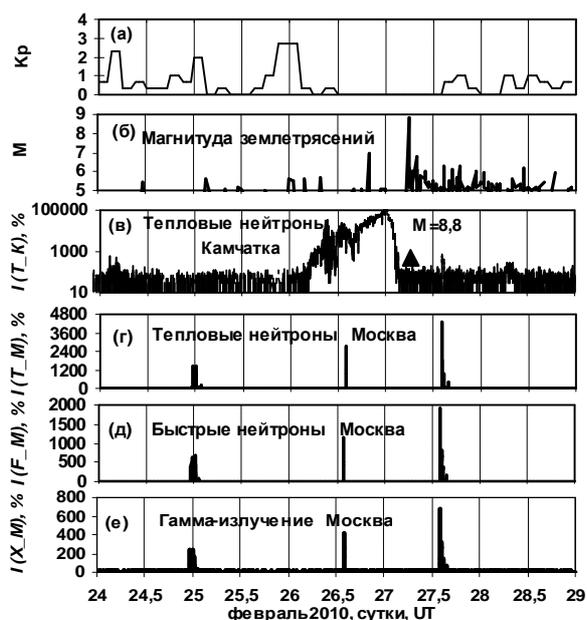


Рис.1. Временные вариации 24-27 февраля: а - Кр-индекса, б - магнитуды землетрясений (М), в-е – интенсивности нейтронов и гамма-излучения.

На рис.1 представлены значения Кр - индекса, характеризующего магнитную активность в планетарном масштабе. Из рис. видно, что все значения этого индекса незначительны. За указанный период магнитные бури не наблюдались.

На этом же рис. приведены минутные значения интенсивности потоков тепловых и быстрых нейтронов, гамма излучения, зарегистрированных в Москве, и интенсивности потоков тепловых нейтронов на Камчатке. Интенсивность потоков частиц I , выраженная в процентах, определялась следующим выражением: $I = (N_i - N_f) / N_f \times 100\%$, где N_i – минутные значения потоков частиц, N_f – фоновые значения потоков частиц, наблюдаемые 24 февраля.

Из рис. 1 видно, что примерно за двое с половиной суток до землетрясения 27 февраля, то есть в конце 24 - начале 25

февраля, стали происходить значительные всплески интенсивности: тепловых и быстрых нейтронов, и гамма-излучения, зарегистрированных в Москве (см. рис 1г-е). На рис.1 приведены минутные значения их потоков. Из рис. видно, что интенсивные всплески частиц наблюдались не только перед землетрясением 27 февраля, но и позже. Из рис.1 также видно, что характер вариаций интенсивности тепловых нейтронов, зарегистрированный в Москве и на Камчатке, различный. Основной особенностью характера вариаций тепловых нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, является то, что примерно за сутки до землетрясения интенсивность нейтронов стала увеличиваться от нескольких десятков процентов и за шесть часов до землетрясения возрастание достигло максимума и составляло величину примерно 100000 %. То есть, от начала возрастания до максимума интенсивность увеличилась на несколько порядков. Затем после максимума наблюдалось быстрое уменьшение интенсивности частиц, и во время землетрясения она достигла фоновых значений.

На рис.2 представлены данные о вариациях магнитного поля, которые наблюдались 24 февраля. Здесь же представлены вариации интенсивности тепловых нейтронов, зарегистрированных на Камчатке. Из рис. видно, что 24 февраля, в первой половине суток прибором, установленным на Камчатке, были зарегистрированы всплески интенсивности тепловых нейтронов. В Москве возрастание потоков нейтронов в это время не наблюдалось.

Рассмотрим некоторые особенности характера вариаций магнитного поля Земли в это время. На рис. 2 представлены вариации магнитного поля Земли (V_x компонента), зарегистрированные на тех станциях, на которых было обнаружено значительное возмущение в период, предшествующий Чилийскому землетрясению 27 февраля, то есть примерно за трое суток до землетрясения. Все эти станции находятся в западном полушарии Земли, на рис. указаны коды

станций и их географические координаты (см. рис. 2б-и). Стрелками на них указаны экстремумы возмущения. Максимальная амплитуда возмущения $V_x = -690$ нТл наблюдалась на станции *bic*, Baker Lake, Canada. Длительность этого возмущения приблизительно один час. Значительные возмущения наблюдались также на следующих станциях: *ykc*, Yellowknife, Canada, $V_x = -178$ нТл; *nag*, Narsarsuag, Denmark, $V_x = -160$ нТл; *fcc*, Fort Churchill, Canada, $V_x = -267$ нТл. В южном полушарии максимальная амплитуда возмущения $V_x = -200$ нТл наблюдалась на станции *maw*, Mawson, Australia.

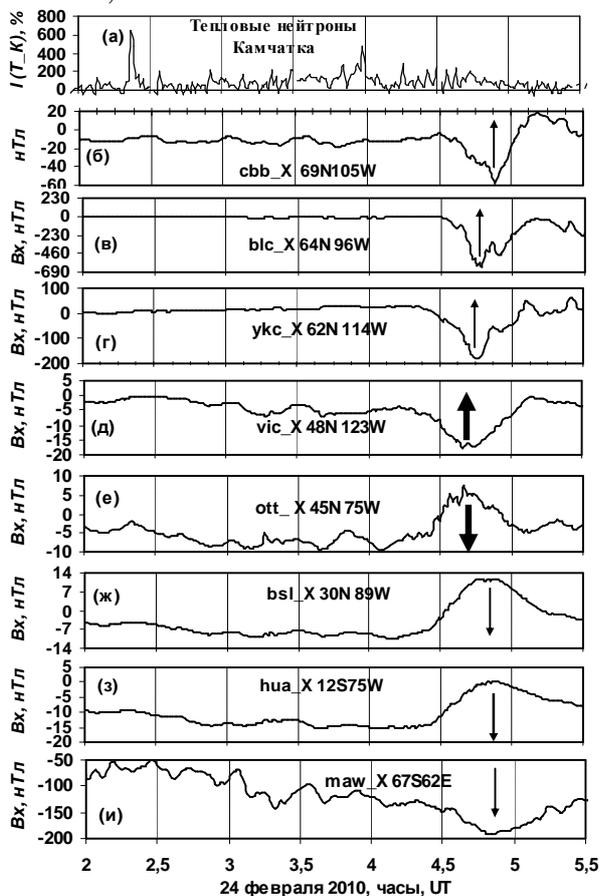


Рис.2. Временные вариации интенсивности нейтронов на Камчатке (а), амплитуды магнитного поля Земли, V_x компонента (б-з) 24 февраля.

Как уже отмечалось за указанный период обстановка в магнитосфере и ионосфере была спокойной, магнитные бури не наблюдались. Тем не менее, амплитуда возмущения в этот период достигла примерно таких же значений, которые наблюдаются во время средней магнитной бури. Есть основание полагать, что причина этих процессов связана не с

процессами на Солнце и высокоскоростными потоками солнечного ветра в межпланетном пространстве, а с процессами внутри Земли. Укажем еще некоторые особенности характера вариаций магнитного поля Земли во время этого возмущения. Стрелками на рис. 2 указаны экстремумы возмущения. Жирные стрелки на кривых рис.2д и рис.2е, на которых представлены данные со станций *vic*, широта 48 N, и *ott*, широта 45 N, указывают на то, что экстремумы этих кривых наблюдались раньше, чем на более высоких широтах, как в северном полушарии, так и в южном. Время запаздывания возмущений от средних широт до высоких как в северном полушарии, так и в южном составляет примерно 15 мин. Можно также отметить, что возмущение магнитного поля в данном случае наблюдалось в узком слое. Ось этого слоя по грубой оценке проходит примерно от 100°W в северном полушарии, и от центрального меридиана в южном полушарии, то есть она наклонена относительно вертикальной оси в сторону противоположной оси вращения Земли. Можно оценить скорость распространения возмущения в данном слое. Она может составить величину 5 - 20 км/сек.

На рис.3 представлены данные о вариациях магнитного поля, которые наблюдались 25-27 февраля, а также минутные значения интенсивности потоков тепловых нейтронов, зарегистрированных в Москве и на Камчатке.

Из рис. 3 видно, что возмущения магнитного поля наблюдались как перед началом возрастания потоков нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, а также до, во время и вскоре после всплесков нейтронов, зарегистрированных в Москве.

Большинство станций находятся в западном полушарии Земли, на рис. 3 указаны коды станций и их географические и геомагнитные координаты. Максимальная амплитуда возмущения $V_x = 180$ нТл наблюдалась на станции *bic*, Baker Lake, Canada перед началом возрастания потоков нейтронов на Камчатке. Характер вариаций магнитного поля на средних широтах и на

широтах ближе к экватору меняется. Из рис. 3 видно, что на этих широтах наблюдается три возмущения: как перед началом возрастания потоков нейтронов, зарегистрированных на Камчатке, так и почти во время всплесков нейтронов, зарегистрированных в Москве.

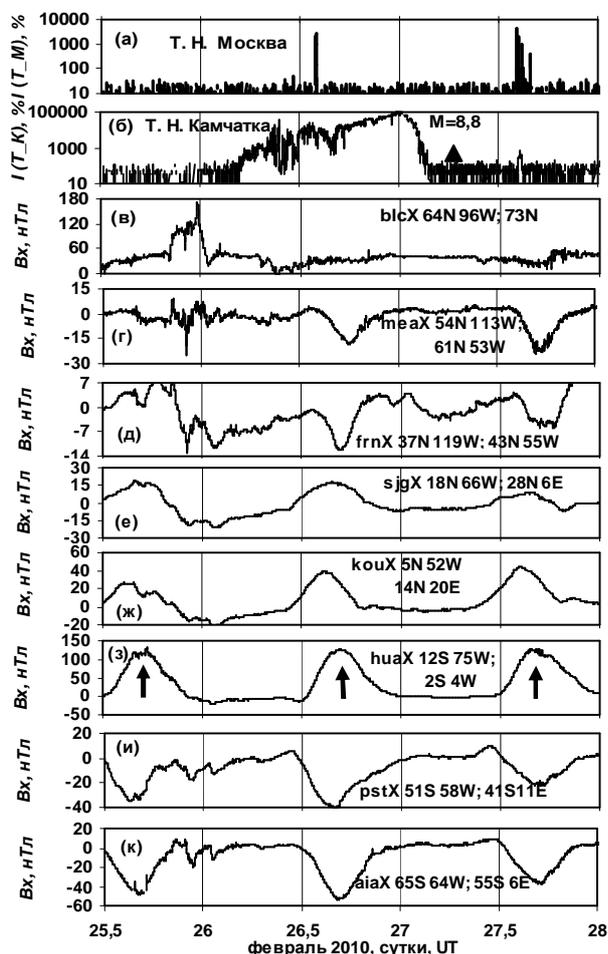


Рис.3. Временные вариации: (а-б) интенсивности тепловых нейтронов, амплитуды магнитного поля Земли (в-к) 25-27 февраля.

Амплитуда этих возмущений увеличивается на широтах, расположенных ближе к экватору. Амплитуда возмущения $V_x = 130$ нТл наблюдалась на станции hua, Нуансауо, Реру (географические координаты - 12S, 75W; геомагнитные - 2S 4W). На рис. 3з эти возмущения указаны стрелками. Таким образом, приблизительно за сутки перед землетрясением стали происходить возмущения поля с максимальной амплитудой в арктической области и в близи экватора.

Обсуждение результатов

Изложенные факты позволяют считать, что сейсмическая активность Земли, генерация потоков нейтронов и других частиц, геомагнитные возмущения, по-видимому, являются взаимосвязанными процессами. Для объяснения возможных механизмов генерации нейтронов и возникновения геомагнитных возмущений необходимо обратить внимание на следующие факты. Известно, что крупные землетрясения, такие как в Чили 27 февраля 2010 г. и 28 декабря 2004 г. на Суматре, вызывали изменение длительности суток и изменение ориентации земной оси [7]. То есть, очевидно, что в случае крупных землетрясений возмущения охватывают все геосферы Земли. В настоящее время многие ученые считают, что объяснения флуктуаций скорости вращения Земли следует искать в эффектах взаимодействия мантии и ядра. Известно, что ядро вращается относительно мантии со скоростью около $0,2^\circ$ в год. Дрейф ядра и интенсификация его циклических смещений сопровождаются упругими деформациями мантии и соответствующими резкими изменениями напряженного и термодинамического состояния всех её слоев [8]. Установлено, что при деформациях внутренняя энергия тела возрастает, и вещество переходит в качественно новое активированное состояние, в котором возможно протекание реакций и процессов, невозможных при обычных условиях. Таким образом, в процессе механического воздействия, реализуемого в пластичной области, возможен переход вещества горных пород в активировано- ионизированное состояние. Наблюдаемые всплески нейтронов и других частиц, длительность которых составляет несколько минут, позволяют сделать вывод, что процессы внутри Земли, которые приводят к генерации частиц, протекают очень быстро. Это означает, что в гипоцентре землетрясения могут происходить кратковременные увеличение давления и температуры, и выполняться условия, необходимые для протекания

ядерных реакций. Однако возникает вопрос – как генерированные таким образом нейтроны доходят до земной поверхности, не затухая? По современным представлениям геофизическая среда состоит из блоков различных размеров: от очень крупных до весьма небольших [9], т.е. она является не сплошной, а иерархически дискретной. Система эта открыта для энергообмена с окружающей средой и обладает способностью связывать в себе упругую энергию, что позволяет рассматривать её как динамичную энергосодержащую среду. Активность – основное свойство такой среды. Временные изменения свойств пород связаны не с перемещениями вещества, а главным образом с изменением напряженно-деформированного состояния геосреды. В результате происходит передача энергии от одного структурного элемента к другому в различных направлениях. В случае сильных событий этот процесс может охватить всю Землю. При распространении фронта возмущения, вызывающего перераспределение напряжений, он в определённый момент достигает поверхности Земли. Можно предположить, что в этом случае возникают условия не только для генерации нейтронов и других частиц, но и для дохода их до земной поверхности без затухания.

Заключение

1. Во время подготовки крупных землетрясений происходит возмущение геомагнитного поля и генерация нейтронов, фиксируемых в районах, отдаленных от эпицентра будущего землетрясения.
2. Области возмущения магнитного поля локализуются как в северном, так и в южном полушариях в районах, расположенных от экватора до полярных широт, но в узком диапазоне долгот. То есть, возмущение магнитного поля в наблюдавшемся случае происходило в узком слое. Ось этого слоя наклонена относительно вертикальной оси в сторону противоположную от оси вращения Земли. При этом, возмущение поля с максимальной

амплитудой происходили в арктической области.

3. По мере приближения даты землетрясения, приблизительно за сутки до него стали происходить возмущения поля с максимальной амплитудой вблизи экватора.

4. Предполагается, что механизм первичной генерации нейтронов Земного происхождения связан с ядерными реакциями в недрах при переходе вещества горных пород в активировано-ионизированное состояние.

Литература

1. Шестопалов И. П., Харин Е. П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности. // Геофизический журнал. 2006, Т. 28. №4. С.59-70.
2. Yasunaga S. Method and equipment for prediction of volcanic eruption and earthquake. Pat. № 5241175. USA. 1993. 8 p.
3. Кужевский Б. М., Нечаев О. Ю., Шаврин П. И. Анизотропия тепловых нейтронов в атмосфере. // Геомагнетизм и аэронавигация. 1995, 32, № 2. С. 166-170.
4. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/>
5. Белов С.В., Шестопалов И. П., Харин Е. П. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью. // ДАН. 2009, Т. 428. №1. С.104-108.
6. <http://intermagnet.org/>
7. <http://www.jpl.nasa.gov/news/index.cfm>
8. Баркин Ю.В. Вековой полярный дрейф ядра в современную эпоху: геодинамические и геофизические следствия и подтверждения. Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. // Материалы ХLI Тектонического совещания. 2008, Том 1. – М.: ГЕОС. С. 55-59.
9. Садовский М. А. Болховитинов Л.Г. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987, 100 с.

ГЕОДИНАМИКА СУПЕРПЛЮМОВЫХ СОБЫТИЙ В ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА И ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Шипилов Э.В.

ММБИ КНЦ РАН, Мурманск, Россия
(ship@polarcom.ru)

Изучение геологического строения и базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического океана в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание для выделения в истории его становления трех тектономагматических этапов обусловленных суперплюмовыми событиями. Позднепермско-триасовая тектоно-геодинамическая активизация связана с действием Сибирского суперплюма, юрско-меловая – с Баренцево-Амеразийским и кайнозойская – с Протоисландским.

В позднепермско-триасовое время завершаются основные процессы аккреции литосферы суперконтинента и, практически мгновенно (в геологическом масштабе времени), происходит скачок к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи, предвещающий дальнейшее стадийное нарастание ее деструкции вплоть до образования океанических бассейнов в позднем мезозое и кайнозое. Для арктической окраины Евразии этот этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития – подвижным.

Имеющиеся данные показывают, что к северу от Баренцево-Карской окраины существовал протяженный Южно-Аньюский океанический бассейн. Он располагался между окраинами Сибири и Северной Америки, в состав которой в это время входили блоки Новосибирско-Чукотского региона и Арктической Аляски. Апикальной частью этого океанического бассейна на континентальной окраине являлся Восточно-Баренцевский мегабассейн [4-7]. В депоцентре этого бассейна образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений,

достигая 7-8 км, а вместе с верхнепермскими – около 11-12 км.

Тыловая часть Баренцево-Карской окраины была охвачена проявлениями базальтоидного магматизма. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротайхинской впадины, а также в районах Таймыра, Енисей-Хатангского прогиба. На о-ве Диксон главная масса траппов представлена долеритами и габбро-долеритами в виде силлов и базальтовых покровов раннего триаса. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной.

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь - ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектономагматической активизации проявлялись и далее в триасе.

Таким образом, становится очевидным, что в поздней перми - триасе Баренцево-Карская окраина на севере развивалась под влиянием Южно-Аньюского океана. А вот ее южная, тыловая, область эволюционировала в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион располагался в поле влияния Сибирского суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы проникавшие в земную кору на разном расстоянии от его гипоцентра.

За этим последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса - начале юры этому предшествовали геодинамические события [2,8], являющиеся, по существу, последней

и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского. Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Южно-Аньюского океана. Раскрытие Канадского бассейна носило полициклический характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах [10].

Первая фаза обусловлена началом действия нового плюма повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям [3] наиболее древняя датировка возраста платобазальтов – $189,1 \pm 11,4$ млн. лет обнаруживается на о-ве Гукера (арх. ЗФИ). Видимо именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрско-меловых отложений значительной мощности.

Вторая фаза, в течение аалена-бата-титона, знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу, формировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще находились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался весьма обширный ареал базальтоидного магматизма объединяющий

области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Большинство датировок абсолютного возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн. лет. На о-ве Земля Александры, арх. ЗФИ – $156,5 \pm 7,5$ млн. лет [3,9]. С этими событиями связывается не только проявление базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса.

Третья фаза. Различные геолого-геофизические данные позволяют говорить, что в раннемеловую эпоху, в неокоме (около 140 млн. лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альбасеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируется на вновь образовавшихся континентальных окраинах окружающий раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Вдоль отмеченной выше трансформы на Баренцево-Карской окраине сосредотачиваются проявления базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна. Абсолютные датировки базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интервале 139-123 млн. лет. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса указывают

на $125,2 \pm 5,5$ млн. лет [3]. Результаты выполненных нами исследований [3] свидетельствуют о том, что для базальтов о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубоких условиях (около 110 км и 1600°C), чем первичных расплавов базальтов о-ва Земли Александры (глубины 75-100 км при температурах $1450-1550^{\circ}\text{C}$). Это свидетельствует о вскрытии на данной фазе развития более глубоких уровней магмогенерации, чем на этапе первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна. Вместе с тем происходит закрытие Анюй-Ангаючамского океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям абсолютного возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн. лет, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95-80 млн. лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа, базальты которого датируются 82 ± 1 млн. лет по Ar/Ar . Однако не исключено, что этот магматизм связан с зарождением бассейна Макарова.

Изложенное позволяет заключить, что рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплыванием Баренцевско-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование «большой магматической провинции» (“LIP”). А после раскола литосферы и дезинтеграции рассматриваемой области на блоковые структуры проявления магматизма (благодаря апофизам суперплюма) в пределах образовавшихся окраин сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Канадского бассейна [5, 7, 10].

Кайнозойский этап. Раскрытию кайнозойских спрединговых бассейнов Арктики и Северо-Восточной Атлантики [1, 6-8, 11, 12] также предшествовало событие плюмового магматизма, тренды крестообразного ареала которого (с размахом не менее 2000 км и сопоставимого по размерам с Баренцевско-Амеразийским) имели субширотные и субмеридиональные простирания, предопределив направления развития спрединга. Этот магматизм достигал северной оконечности Гренландии. Основная фаза его проявления по абсолютным датировкам оценивается в 61-64 млн. лет. Центром Северо-Атлантической магматической провинции являлся прото-Исландский мантийный плюм. Выделяется и ряд более молодых и коротко живущих эпизодов магматизма (например, провинция Вестбаккен, а также и позднекайнозойских - северная часть Шпицбергена, о-ва Де-Лонга), отмечаемых в различных районах континентальных окраин Арктики непосредственно прилегающих к океаническим бассейнам.

Таким образом, все рассмотренные этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. В этой связи, описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике [7, 13]. И если первый из этапов тектономагматической активности (относительно кратковременный) не привел к полному разрыву континентальной литосферы, то последующие два привели к молодому океанообразованию в Арктике.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по Программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного

полярного года 2007-2008 гг.)» и Президиума РАН № 16.

Литература

1. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // ДАН. 1995. Т. 345. № 1. С. 84-86.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. №4. С. 511-515.
3. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213-217.
4. *Шипилов Э.В.* Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т.393. №3. С.376-381.
5. *Шипилов Э.В.* К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника 2004. № 5. С. 26-52.
6. *Шипилов Э.В.* Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375-379.
7. *Шипилов Э.В.* Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника 2008. № 2. С. 32-54.
8. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС. 2000. С. 605-608.
9. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.* Новые данные о базальтоидном магматизме Западного Шпицбергена // ДАН. 2010. Т. 430. № 6.
10. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.* Баренцево-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369-372.
11. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* О тектоно-геодинамических взаимоотношениях в области молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. С. 41-58.
12. *Bogdanov N.A., Khain V.E., Shipilov E.V.* Geodynamics of the Arctic shelf of Russia // Terra Nova. 1997. Vol. 9. № 1. P. 211.
13. *Shipilov E.V., Vernikovskiy V.A.* The Svalbard-Kara plates junction: structure and geodynamic history // Russian Geology and Geophysics. Elsevier. 2010. V.51. № 1. P. 58-71.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ**Шумлянская Л.А., Цветкова Т.А.***Институт геофизики НАН Украины им. С.И.Субботина, ул.Палладина 32, Киев, Украина*

Широко известная модель внутреннего строения Земли (деление ее на ядро, мантию и земную кору) разработана сейсмологами Г. Джеффрисом и Б. Гутенбергом еще в первой половине XX века. Эта одномерная скоростная модель Земли – кусочно-непрерывная функция скорости P или S волны, зависящей от глубины, от поверхности Земли, или радиуса исчисляемого от центра Земли к ее поверхности. Функция состоит из непрерывных частей, которые отделяются друг от друга разрывами и переходными зонами. Разделения Земли на зоны обозначили буквами: А - земная кора, В - зона в интервале глубин 33-413 км, С - зона 413-984 км, D - зона 984-2898 км, D' - 2898-4982 км, F - 4982-5121 км, G - 5121-6371 км. Эти зоны отличаются сейсмическими характеристиками. Позднее зону D он разделил на зоны D' (984-2700 км) и D'' (2700-2900 км). В настоящее время эта схема значительно видоизменена и лишь слой D'' широко используется. Чем больше проводится сейсмологических исследований, тем больше появляется сейсмических границ. Глобальными принято считать границы 410, 520, 670, 2900 км, где увеличение скоростей сейсмических волн особенно заметно. Наряду с ними выделяются промежуточные границы: 60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050, 2640 км. Дополнительно имеются указания геофизиков на существование границ 800, 1200-1300, 1700, 1900-2000 км.

Используя 3-D P – скоростную модель мантии, построенную по методу Тейлорового приближения решения обратной многомерной кинематической задачи сеймики [1], были получены сейсмические границы мантии под Восточно-Европейской платформой.

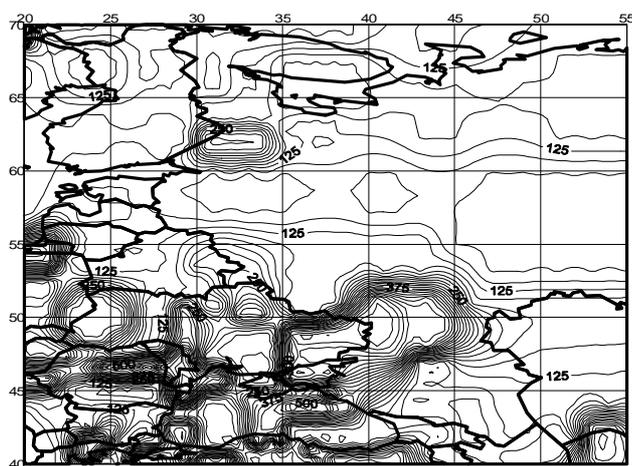
Для построения 3-D модели в качестве исходных использованы данные о временах первых вступлений P -волн от землетрясений, промышленных и атомных

взрывах зафиксированных на станциях ISC за период 1964-2002 г.г. Модель имеет два априорных ограничения: 1) скорость – непрерывная функция пространственных координат; 2) функция $v(r)/r$ – где r – радиус в сферической системе координат r, φ, λ , убывает с глубиной. Первое предположение является вынужденным, поскольку по временам первых вступлений невозможно устойчиво восстановить скачки скорости, второе вытекает из характера наблюдаемых данных. Результаты представлены в виде горизонтальных сечений через 25 км в истинных скоростях, до глубины 850-2850 км, долготных и широтных сечений в невязках относительно 1-D референтной модели, полученной как следствие решения задачи обращения, через 1° до той же глубины. Неполнота данных привела к неравномерному освещению мантии на глубине, в южной части исследуемой территории модель построена до глубины 2500 км, а на севере только до 850 км [2-4].

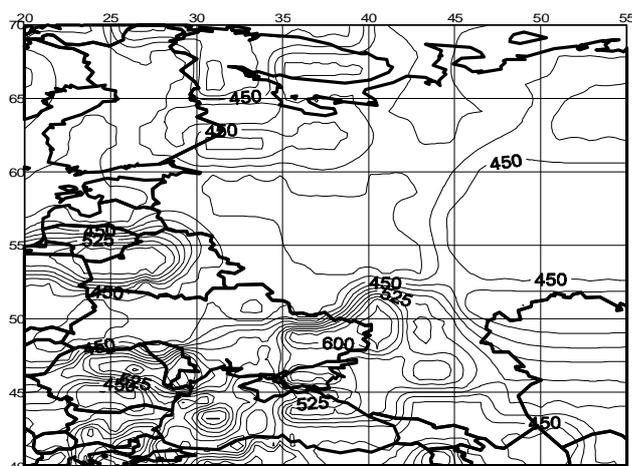
Общий подход решения задачи сейсмической томографии методом Тейлорового приближения состоит в следующем: построение обобщенного поля средней точки времен прихода волн на станции наблюдения; построение годографов средней точки – сечений обобщенного поля средней точки времен прихода волн; обращение годографов средней точки в скоростную кривую. В силу наложенного ограничения на скорость как непрерывную функцию, скоростная кривая дифференцируема. Скачки скорости отсутствуют, но возможно проанализировать кривую на интервалы выпуклости и вогнутости, а также найти точки перегиба. Для этого используем известные определения из функционального анализа: если во всех точках интервала (a, b) вторая производная функции $f''(x)$ непрерывна и отрицательна, то функция

$y = f(x)$ выпукла и наоборот, если вторая производная непрерывна и положительна, то функция вогнута; если в точке x_0 вторая производная функции $y = f(x)$ равна нулю или не существует, а при переходе через точку x_0 знак второй производной меняется на противоположный, то данная точка является точкой перегиба.

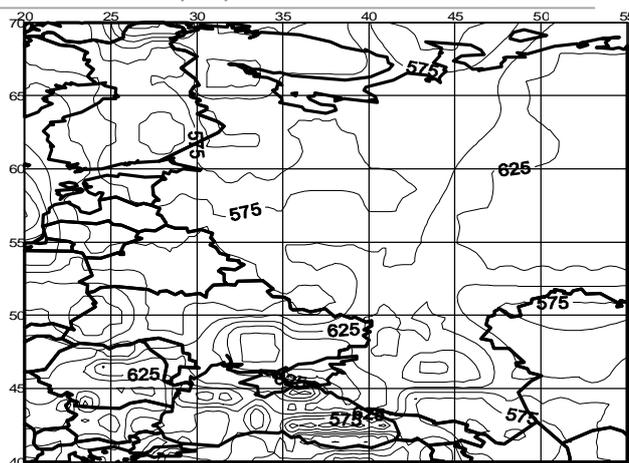
Были найдены точки перегибы для каждой скоростной кривой, характеризующую мантию Восточно-Европейской платформы. Результаты представлены в виде карт. Глобальное распространение имеют границы 420 км, 670 км, 1700 км (рис.1). На других глубинах границы имеют локальное распространение и связаны с конкретными тектоническими структурами.



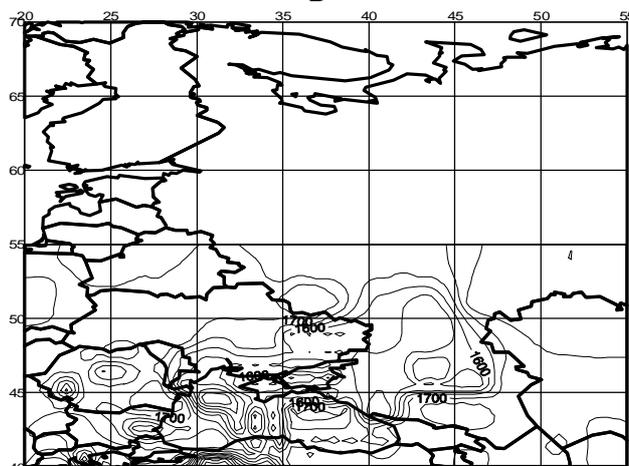
а



б



в



г

Рис.1. Сейсмологические границы: а – первая сейсмологическая граница; б – граница 420 км; в – граница 670 км; г – 1700 км.

Литература

1. *Geyko V.* A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз.журн. – 2004. – Т.26, №1. – С.3-32.
2. *Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. — 2005. — Т.27, №6. — С.927-939.
3. *Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А.* Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз.журн. – 2008. – Т.30, №5 – С.145-160.
4. *Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.* Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией - I. // Геофиз.журн. – 2009. – Т.31, №1. – С.53-72.

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА

Шустер В.Л., Пуанова С.А., Курышева Н.К.

*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия,
(tshuster@mail.ru)*

Иртышгеофизика, Тюмень, Россия

1. Разработана принципиальная модель строения залежи нефти (газа) в трещиновато-кавернозных массивных породах фундамента: неравномерно-ячеистая. Новым определением подчеркивается неравномерное и дробное распределение в массивных породах коллекторов и плохопроницаемых разностей, а так же резкая фильтрационно-емкостная неоднородность самих пород-коллекторов [8].

2. Обоснован возможный механизм формирования залежи углеводородов в трещиновато-кавернозных породах фундамента. Формирование залежи происходит путем аккумуляции первичных пузырьков (капель) нефти, произведенных нефтематеринской осадочной толщей, непосредственно прилегающей к фундаменту, под действием капиллярных сил [1].

3. По ряду нефтегазоносных районов (НГР) Западной Сибири проведена типизация ловушек в доюрских отложениях, включая верхнюю (вскрытую) часть фундамента. Установлены их сейсмические «образы». Выделено 10 типов [4]. Большинство ловушек относится к стратиграфически-экранированному типу. Меньшая часть к тектонически- и литологически-экранированному типу. Наиболее благоприятный тип ловушек для скопления нефти и газа в фундаменте – эрозионно-тектонический выступ фундамента с магматическими образованиями в цоколе.

4. По составу пород на границе мезозоя и палеозоя в НГР Ханты-Мансийского автономного округа выделены следующие типы коллектора:

- вулканогенно-терригенные породы триаса (туринская серия);

- трещинно-кавернозные известняки и доломиты;

- метаморфические породы;

- эффузивные породы;

- интрузивные породы.

Преобладающий тип пустотности в коллекторах доюрского комплекса Западной Сибири порово-кавернозный в верхней части разреза и трещинно-кавернозный в нижней части вскрытого разреза.

Наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами, максимальными дебитами и крупными запасами УВ в залежах фундамента, исходя из мирового опыта освоения месторождений нефти и газа в фундаменте [2, 9], обладают кислые интрузивные породы (гранитоиды).

5. Флюидоупорами для залежей УВ в образованиях фундамента являются глинистые толщи, перекрывающие фундамент, а так же плохопроницаемые породы, залегающие в кровле фундамента. Это гранитоиды (зона «закалки»), сланцы или эффузивные породы, как, например, триасовые базальты в Красноленинском НГР [2].

6. Важным аспектом нового подхода к оценке перспектив нефтегазоносности образований фундамента является изучение нефтегазогенерационного потенциала материнских осадочных толщ, облекающих ловушки в фундаменте.

Шаимский и Красноленинский районы Западной Сибири занимают первое место по числу нефтегазопроявлений в коре выветривания фундамента, что связано с неглубоким его залеганием. Основываясь на анализе геохимических показателей, большинство исследователей считает, что нефти юрского и доюрского комплекса (зона контакта фундамента и чехла) в центральных регионах Западно-Сибирского

НГБ образуют близкую по физико-химическим характеристикам и углеводородному составу группу с единой флюидодинамической системой и общим очагом нефтегазообразования. Нефтематеринскими признаются как нижнеюрские, так и верхнеюрские отложения. В последние годы здесь открыты новые месторождения в перм-триасовых эффузивах, и с новой силой разгорелся спор об источниках нефти в этих коллекторах - собственно палеозойском источнике, либо миграционном характере флюидов - из юрских нефтегазоносных комплексов.

7. Показано существование двух источников нефти: сингенетичного, связанного с ОВ нефтепроизводящих отложений собственно палеозоя, и эпигенетичного, генерированного ОВ юрских отложений. Проведенное нами сопоставление содержаний и соотношений биофильных элементов V, Ni, Fe, Mo, Cu, Zn в нефтях и битумоидах Шаимского [6] и прилегающих регионов с привлечением данных [7] по редкоземельным элементам (РЗЭ) по месторождениям Ханты-Мансийское, Даниловское, Ловинское, Мартымя-Тетеревское и другим свидетельствует о существенном отличии нафтидов палеозоя и коры выветривания от юрских. В нефтях палеозойского возраста Ханты-Мансийской площади содержание всех изученных МЭ существенно ниже. Особенно это относится к ванадию, содержание которого здесь уменьшается почти на порядок. Металлопорфириновые комплексы, как никелевые, так и ванадиевые здесь не обнаружены. Изменяется и отношение V к Ni: если в нефтях палеозоя Ханты-Мансийской площади оно ниже 1 и составляет 0,2, то в нефтях из юрских залежей других площадей это отношение выше 1 и составляет 1,8 - 2,0. Различаются изученные нефти и по содержанию Fe, а также по отношению V к Fe. В нефтях Ханты-Мансийской площади оно ниже 1. Различны и концентрационные ряды. Значимые отличия проявляются и по содержанию МЭ в битумоидах. Это обусловлено, вероятно, наличием

локальных очагов нефтеобразования в собственно палеозойских отложениях в дополнение к юрским.

8. Выявлены при анализе концентрационного распределения в нефтях Шаимского района элементов группы железа («биофильных») и РЗЭ различные тенденции их концентрирования, что объясняется, вероятно, полигенным характером их поступления в нефть - органическим и глубинным. Наличие зон высокой преобразованности ОВ в доюрских отложениях, установленные в центральной части Западно-Сибирского НГБ и приуроченные к линейно вытянутым триасовым рифтам в фундаменте, к крупным гранитным блокам и/или к флюидопроводящим разломам, например, Шаимскому [3], способствует этим процессам.

9. Первоочередными объектами для выявления скоплений нефти и газа в фундаменте являются эрозионно-тектонические выступы фундамента, выполненные кислыми интрузивными породами, обладающими хорошими фильтрационными свойствами, перекрытыми зональными или локальными флюидоупорами (плохопроницаемые интрузивные или эффузивные породы) и облекаемые осадочными отложениями с высоким нефтегазогенерационным потенциалом.

10. Современные технологии сейсморазведки, в первую очередь, методика использования рассеянных волн, позволяют выделить в образованиях фундамента зоны разуплотнённых трещинно-кавернозных пород-коллекторов - потенциальных залежей нефти и газа [4].

Литература

1. Арье А.Г., Шустер В.Л. Возможный механизм формирования залежей нефти и газа в ловушках фундамента.// Геология нефти и газа. 1998, № 12, с. 34-37.
2. Дмитриевский А.Н., Шустер В.Л., Левянт В.Б., Пуланова С.А., Самойлова А.В. Принципиальная модель формирования нефтяных и газовых скоплений в трещиновато-кавернозных массивных породах доюрского комплекса Западной

Сибири и проблемы их поиска и разведки. В кн. «Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири», г. Тюмень; ФГУП «ЗапСибНИИГГ». 2009, с. 54-73.

3. *Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В.* Катагенез органического вещества мезозойских и палеозойских отложений Западной Сибири. Сб. материалов межд. научно-практ. конфер. «Литонологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности». СПб.: ВНИГРИ. 2008, с. 68-77.
4. *Курьшева Н.К.* Прогнозирование, картирование залежей нефти и газа в верхней части доюрского комплекса по сейсмогеологическим данным в Шаимском нефтегазоносном районе и на прилегающих участках. Автореф. канд. диссерт. 2005. Тюмень, 22 с.
5. *Левянт В.Б., Шустер В.Л.* Проблемы поисков залежей нефти(газа) в массивных породах фундамента Западной Сибири. // Экспозиция нефть и газ, 2010. № 2, с. 7-9.
6. *Пуланова С.А.* Геохимические особенности палеозойских нефтей Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. // Нефтехимия. 2002, том 42, № 6, с. 428-436
7. *Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Микроэлементная характеристика сырых нефтей Шаимского и Среднеобского нефтегазоносных районов Западной Сибири: новые данные. Дегазация Земли: геотектоника геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Мат. Всерос. конфер с междун. участием. М.: ГЕОС. 2010, с. 586-589.
8. *Шустер В.Л.* Проблемы нефтегазоносности кристаллического фундамента. ООО «Геоинформцентр», 2003, вып. 3, 47 с.
9. *Шустер В.Л., Левянт В.Б., Элланский М.М.* Нефтегазоносность фундамента (проблемы поиска и разведки месторождений углеводородов). М., ЗАО «Геоинформмарк», 2003. 175 с.

ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ АУ ИЗ КИСЛОГО ДРЕНАЖНОГО РАСТВОРА НА ТОРФЕ**Щербакова И.Н., Лазарева Е.В., Густайтис М.А., Жмодик С.М.***Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
(sherbachok@ngs.ru)*

Дренажные растворы оказывают негативное влияние на территории вокруг горных выработок и мест складирования отходов обогатительного производства. Однако высокосульфидные отходы золотодобывающих предприятий являются не только источником тяжёлых металлов, но и благородных, содержащихся в них, в том числе в виде примеси в сульфидах, к примеру, в пирите. При окислении сульфидов золото переходит в раствор, где преобладает в виде тиосульфатных и полиитионитных комплексов [2, 6, 7], а также может находиться в виде комплексов золота, таких как $\text{Au}(\text{HS})_2^{1-}$ и $\text{Au}(\text{HS})\cdot\text{H}_2\text{O}^\circ$ [10].

Золото, выносимое дренажными потоками из хвостохранилища переотлагается на различных средах. Органическое вещество способно к осаждению и концентрированию различных элементов. Хорошо известны крупные месторождения благородных металлов в черносланцевых толщах, а также отмечаются высокие содержания золота в углях [1, 3, 8]. На примере Урского хвостохранилища рассмотрено распределение золота в торфяном веществе, которое в течение 50 лет взаимодействовало с кислыми дренажными растворами.

Урское хвостохранилище (п. Урск, Кемеровская область, Россия) сформировано более 50 лет назад и содержит отходы цианирования первичных полиметаллических Cu-Zn серноколчеданных руд и руд зоны окисления Урского месторождения. Отходы первичных руд на 50-90% сложены пиритом. Содержание золота в руде достигало 4 г/т. Отработанные первичные руды и руды зоны окисления складированы в виде двух куч высотой 10-12 м (рис. 1). Вещество отходов не закреплено и на протяжении всего времени существования хранилища размывалось дождевыми и паводковыми водами. По лугу, где располагается хвостохранилище,

протекает естественный ручей, который, дренируя материал отходов, превращается в кислый [5, 9]. Под влиянием кислых растворов заболоченная территория, находящаяся ниже хранилища, выжжена и вплоть до реки Ур (приток р. Иня) покрыта снесённым материалом отходов, а растительность уничтожена. Процессы окислительного выщелачивания, растворения, переотложения материала из кислых растворов и перенос вещества отходов потоками привели к формированию ореола рассеяния.



Рис. 1. Урское хвостохранилище

Во время полевого сезона (2008-2009 г.г.) произведен отбор проб снесенного вещества отходов и торфяного вещества. Отбор проводился по вертикали в шурфах с учетом визуальных различий, а торф был взят с поверхности болотной кочки и с глубины 0.4-0.5 м от дневной поверхности. Исследованные шурфы расположены на пути дренажных растворов: первый в 10-15 метрах от места складирования отходов переработки первичных колчеданных руд, второй – в 8 метрах от отходов руд зоны окисления; третий расположен между двумя первыми вблизи русла дренажного ручья. В первом и втором шурфах материал брался с поверхности болотной кочки и захороненного торфа крупным блоком 20×20 см. В третьем захороненный торфяной материал опробовался через 5 см. Из вещества отжимались поровые растворы ручным мобильным прессом под давлением 150 кг/см³. В растворах производился замер pH и Eh с использованием иономерасолемера “Анион-410”.

Изучение вещественного и минерального состава проводили с использованием электронного сканирующего микроскопа Leo 1430VP (Германия). Содержания элементов в веществе определялось при помощи рентгено-флуоресцентного метода (аналитик Коломогоров Ю.П., ИГМ СО РАН). Известно, что определение содержания благородных металлов в органическом веществе представляет значительную сложность, вследствие чего содержание золота определялось двумя методами – методом атомной-абсорбции (ААА) (аналитик к.х.н. Цимбалист В.Г., ИГМ СО РАН) и нейтронно-активационным анализом (ИНАА) (аналитик Пархоменко В.С., ИГМ СО РАН). Предварительно пробы были измельчены и гомогенизированы.

Поровые растворы, отжатые из торфяного материала – кислые (рН=2-4). Вниз по разрезу наблюдается увеличение рН. В поровых растворах болотных кочек рН составляет 2. В растворах из захороненного торфа рН увеличивается до 4, что соответствует значениям известным для торфа. В поверхностных слоях окислительно-восстановительный потенциал значительно выше, что обеспечивается присутствием в растворе значительного количества Fe^{3+} .

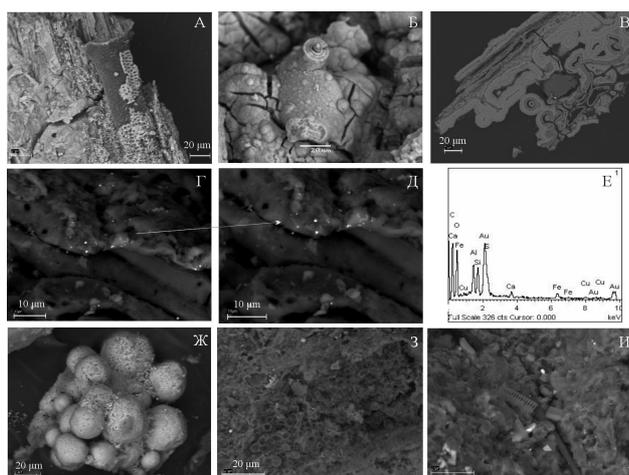


Рис. 2. Торфяное вещество хвостохранилища (А – органическое вещество покрытое сульфатами и гидроксидами железа; Б и В – зонально-концентрические обрастания гидроксидов железа; Г и Д – субмикронное скопление золота на торфяном веществе; Е – спектр золота с примесью меди; Ж –

вторичные сульфид Fe (II); З и И – клетки и кремневые останки микроорганизмов)

Материал захороненного торфа и болотных кочек представлен растительными остатками и землистым веществом. Из исходных минералов в торфе присутствуют пирит, барит, кварц. На органическом материале происходит осаждение элементов, с последующим формированием вторичных фаз – гидроксиды и оксиды Fe(III), сульфаты Fe(II - III), гипс, сульфид Fe(II) сферической формы, киноварь (рис. 2 А, Б, В, Ж). Предполагается, что образование гидроксидов железа связано с формированием локального геохимического барьера при взаимодействии поровых растворов с органическим веществом, так как в кислых условиях (рН < 3) должен формироваться ярозит [4]. Среди органических остатков установлено присутствие микроорганизмов – клетки и кремневые останки (рис. 2 И, З), что дает основания предположить о возможном влиянии микроорганизмов на формирование условия, подходящих для осаждения вторичных фаз.

Валовые содержания элементов – Cd, Al, Ca, Fe, Pb, Cu в веществе болотной кочки и захороненного торфа, различаются. В захороненном торфе, который непосредственно контактирует с веществом отходов содержания элементов сопоставимы, и ниже, чем в веществе болотной кочки. Содержание Fe в материале болотной кочки резко превышает содержание элемента в захороненном торфе (19 и 4 мас.%). Подобная ситуация отмечается для Pb, Hg, As, концентрации которых составляют 190, 328 и 1840 г/т соответственно. В области отходов первичных руд повышены концентрации Cu. В области воздействия дренажного ручья концентрации всех элементов выше, чем в других точках отбора.

В снесенном песчаном веществе отходов содержание золота составляет 0.2-3 г/т, в песчано-илистом – 0.3 г/т, в илистом веществе – 0.25 г/т. В образцах торфяного вещества, где присутствуют вторичные фазы железа (гидроксиды, сульфаты,

сульфиды) установлены высокие содержания Au – до 35 г/т. Вниз по разрезу в торфяном веществе наблюдается снижение содержания золота (табл. 1). В веществе с поверхности болотной кочки содержится 10-35 г/т золота, тогда как в захороненном торфе контактирующими с отходами золота содержится 8.9 г/т. В веществе, не контактирующем с отходами и не содержащем гидроксидов железа, содержание золота сопоставимо с содержанием в отходах и составляет 0.5-2.5 г/т.

Таблица 1 Содержания золота в твердом веществе хвостохранилища*.

Область отбора проб	Описание пробы	ААА	ИНАА
Шурф 1	Кочка	0.29	0.20
	Захороненный торф	0.19	0.03
Шурф 2	Кочка	14.30	35.00
	Порода	0.30	0.50
	Песчанное в-во с простоями органики	0.14	0.20
	Песчанно-илистое в-во с прослоями органики	0.18	0.30
	Захороненный торф	9.60	26.90
Шурф 3	Кочка поверхность	5.30	9.00
	Кочка обохренная	4.40	10.60
	Песчаное в-во	0.80	3.10
	Илистое в-во	0.60	0.80
	Песчаное в-во	0.38	0.40
	Зах.торф под отходами	1.70	8.90
	Зах.торф	0.20	0.16
Зах.торф	1.80	2.53	

*Примечание: значения приведены в г/т.

На концентрирование золота торфяным веществом влияет снесенный материал отходов руд зоны окисления. Максимальные содержания элемента до 35 г/т в торфе, перекрытом отходами руд зоны окисления (табл.1), тогда как в торфе из области отходов первичных руд они минимальные. В торфах перекрытых переслаивающимися отходами содержания золота составляют 6-16 г/т.

Одновременно с осаждением тяжелых металлов и формированием гидроксидов железа происходит осаждение золота из раствора. Золото в торфяном веществе присутствует в виде субмикронных выделений (рис. 2Г, Д). В качестве примеси оно содержит медь (рис. 2Е). Установлено, что полученные данные ААА и ИНАА по содержанию золота показывают расхождение более чем, в чем в 2 раза для органосодержащих проб, тогда как в веществе снесенных отходов полученные результаты оказались сходны (табл. 1). Неразрушающий вещество метод – метод нейтронной активации дает более высокие значения.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта СО РАН № 31, ВМТК ИГМ СО РАН № 2.

Литература

- Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Маслов С.Г., Архипов В.С., Павлов З.И. Аномальные концентрации золота в бурых углях и торфах юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Известия Томского политехнического университета. Естественные науки. 2004. Т. 307. № 7 с.25-30.
- Брагин В.И., Усманова Н.Ф., Фетисов А.А., Меркулова Е.Н. Поведение цветных и благородных металлов при гипергенном преобразовании хвостов обогащения медно-никелевых руд 2009. С. 472-477.
- Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Чхетия Д.Н., Холин Ю.В.*, Шумская Т.В., Тютюнник О.А., Корочанцев А.В., Кощеева И.Я., Быков И.В., Галузинская А.Х. Экспериментальное исследование процессов концентрирования золота и элементов группы платина в черных сланцах // Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Вестник ОГГГН РАН № 5 (15)'2000 т.1, с. 134-135 URL: http://www.scgis.ru/russian/cpl251/h_dgggms/5_2000.1/hydroterm9.pdf
- Гаськаова О.Л., Бортникова С.Б., Айрияну А.А., Колмогоров Ю.П., Паиков М.В., Геохимические особенности техногенного озера, содержащего отходы цианирования золото-арсенопирит-кварцевых руд // Геохимия 2000, № 3, с.317-328.
- Густайтис М.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Шуваева О.В., Щербакова И.Н., Полякова

- Е.В., Бадмаева Ж.О., Аношин Г.Н.* Распределение ртути и её химических форм в зоне сульфидного хвостохранилища // Доклады АН, 2010, том 432, № 5, с. 655-659.
6. *Звягинцев О.В.* Геохимия золота // Издательство Академии наук СССР. Москва. 1941. с.114.
7. *Мионов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф., Глюк Д.С., Жатнуев Н.С., Жмодик С.М., Конников Э.Г., Медведев А.Я., Плюснин А.М.* Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов // Новосибирск. Наука. Сибирское отделение, 1989. 281с.
8. *Устинов А.Ю., Баринов Н.Н., Авраменко В.А.* Новые подходы к изучению золота из щелочных экстрактов бурых углей юга Дальнего Востока, 2009. с. 275-284.
9. *Щербакова И.Н., Густайтис М.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А.* Миграция тяжелых металлов (Cu, Pb, Zn, Fe, Cd) в ореоле рассеяния Урского хвостохранилища (Кемеровская область) // Химия в интересах устойчивого развития, № 5, 18, 2010, с. 621-633.
10. *Yong Ran, Jiamo Fu, A.W. Rate, R.J. Gilkes* / Adsorption of Au(I, III) complexes on Fe, Mn oxides and humic acid /Chemical Geology, 185, 2002, p.33– 49

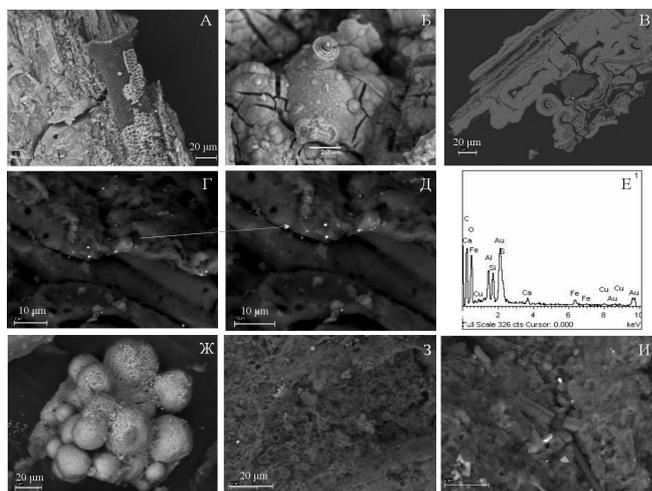


Рис. 2. Торфяное вещество хвостохранилища (А – органическое вещество покрытое сульфатами и гидроксидами железа; Б и В – зонально-концентрические обрастания гидроксидов железа; Г и Д – субмикронное скопление золота на торфяном веществе; Е – спектр золота с примесью меди; Ж – вторичные сульфид Fe (II); З и И – клетки и кремневые останки микроорганизмов)

ГЕОДИНАМИКА КРЫМА

Юдин В.В.

Крымское отделение Укр. гос. геологоразведочного института, Симферополь, АРК, Украина
(yudin_v_v@mail.ru)

На обсуждение выносятся результаты многолетнего изучения региона, изложенные в подготовленной к печати монографии с аналогичным названием. Значительная часть выводов обоснована в 150 предшествующих публикаций автора.

Анализ структур в ранее составленных геологических и тектонических картах Крыма показал их значительное несоответствие друг другу. Противоречия моделей с актуалистической геодинамикой и геометрически реальными построениями сбалансированными достаточно очевидны. Общепринятые геологическая и тектоническая модели строения и эволюции полуострова отсутствуют. Выбор одной наиболее правильной из этих моделей строения невозможен. Как следствие, проблематично решать важные практические задачи – выделение критериев поисков полезных ископаемых, антисейсмические, противооползневые, экологические и другие мероприятия.

Создается впечатление, что разные понимания строения Крыма и его конкретных объектов, никогда не приведут к созданию единой общепринятой модели. В этой ситуации главным объективным критерием правильности построений следует считать не столько длительные дискуссии, сколько структурную сбалансированность построений. Практически все геологические карты и разрезы Крыма, в фиксистских и мобилистских интерпретациях, не допускают палинспастическую реконструкцию, вследствие чего их нельзя считать геометрически реальными. Каркас вертикальных разрывов и разно-ориентированные короткие надвиги не позволяет распрямить интенсивно сжатые в 2-5 раз складки и привести толщи в первоначальное положение. Поэтому, геологические карты Горного Крыма столь

сильно отличаются от современных карт соседних по простиранию Карпат и Кавказа.

Горный Крым, как фрагмент Альпийско-Гималайского складчато-надвигового пояса, следует рассматривать с учетом общего строения и эволюции, глобальных реконструкций Тетиса и современной структурой геологии. Отрицание объективных геологических и геофизических данных о значительных горизонтальных перемещениях в Крыму и акваториях приводит к отрицанию перспектив поисков полезных ископаемых в ряде районов.

Отличие составленной геодинамической модели от других, основанных на концепциях фиксизма, структурного мобилизма и тектоники плит, в первую очередь заключается в обосновании и прослеживании разновозрастных коллизионных швов. Они сопровождаются надвигами, шарьяжами, микститами и закономерно приуроченных к ним литодинамическими комплексами. Микститы рассматриваются как отдельный тип не стратиграфических, а тектонических объектов. В зависимости от направления наклона сутур, в их автохтоне закономерно расположены пассивные окраины и в аллохтоне – активные. На пассивные окраины в коллизионные этапы наложены краевые прогибы, а на активные – конвергентный магматизм и тыловые прогибы. Такое положение, общепринятое в хорошо изученных регионах мира, отражает основополагающие принципы актуалистической геодинамики. В предшествующих моделях эти принципы не соблюдались, что и приводило к противоречивости построений.

Новизна геодинамической модели заключается в открытии принципиально новых объектов, а также в создании карт и разрезов, позволяющих привести дислоцированные комплексы в

доскладчатое положение, что является критерием их геометрической реальности. Основные элементы модели выделены ниже курсивом и сводятся к следующему.

1. В Крыму и прилегающих акваториях выявлены, обоснованы и прослежены *три коллизионные сутуры*: *Северокрымская* (позднепалеозойская) с южным наклоном сместителя; *Предгорная* (юрско-раннемеловая) северного наклона и *Южнокрымская* (средне-верхнеюрская) южного падения. По ним произошла полная субдукция обширных частей океанической коры Палеотетиса и Мезотетиса с последующей коллизией. Ныне сутуры ограничивают древние разновозрастные микроплиты и островодужные террейны, названные *Украиния, Скифия и Крымия* [2, 3, 6, 9].

2. В присутурных зонах обнаружены *офиолиты*, как фрагменты субдуцированной палеоокеанической коры. Это радиоляриты в гальках трех коллизионных моласс, а также меланжированные гипербазиты во фрагментах серпентинитового меланжа и базиты [1, 2, 9].

3. Выделены и прослежены *одинадцать региональных надвиговых меланжей* разного возраста: Присутурный, Симферопольский, Подгорный, Южнобережный, Соколинский, Белогорский, Мартовский, Щебетовский, Карадагский, а также подводные Южнокрымский и Предскифийский. Аргументированы критерии их выделения и описано внутреннее строение микститов [1, 4, 7, 9, 10].

4. Обоснованы позднепалеозойские *Предскифийский краевой прогиб* с потенциально нефтегазоносными структурами и *Южноскифийский тыловой прогиб* [7].

5. С позиций геодинамики в Крыму и в акватории олигоцен-четвертичный Туапсинский прогиб отнесен к категории *передового* (краевого), а синхронный ему Индоло-Кубанский с серией впадин по простирацию - к *тыловому* прогибу [9].

6. Открыта и генетически обоснована сползшая с юга нижнемеловая

Горнокрымская олистострома, состоящая из более чем 100 крупных олистолитов и олистоплак, сложенных верхнеюрскими известняками и конгломератами [5, 6]. В оползневых массивах локально развита верхнеюрская Яйлинская олистострома.

7. Выделено *шесть неоген-четвертичных олистостром*: наземные - Массандровская, Опускская и Северокерченская, а также подводные - Южнокрымская, Южнокерченская и Западночерноморская [4, 6, 9].

8. Впервые составлены и опубликованы принципиально новые *Геодинамические карты* Крымско-Черноморского и всего Черноморско-Каспийского региона. Они отражают разновозрастные структуры и литодинамические комплексы всех этапов эволюции [8, 9].

9. Созданы первые структурные и палеогеодинамические *палинспастические реконструкции* Крыма с прилегающей акваторией [6, 9 и др.].

10. С позиций актуалистической геодинамики в Крымско-Черноморском регионе объяснено размещение разновозрастного магматизма [8, 9]. Магматические комплексы в основном субдукционно-коллизионные и расположены не в «разломах», а в параллельных полосах по падению сутур на активных окраинах.

11. В Крыму выделены, обоснованы и закартированы многочисленные разновозрастные надвиги преимущественно северного и северо-западного падения. Они сопровождаются разнопорядковыми, интенсивно сжатыми принадвиговыми складками и чешуями-дуплексами. Меньшее распространение имеют ранее пропущенные *послойные срывы* (флэты) и разнопорядковые *ретронадвиги* южного наклона.

12. Во многих участках Крыма впервые выделены *шарьяжные дважды опрокинутые складки*, свидетельствующие о чрезвычайно интенсивном горизонтальном сжатии структур. На их примерах предложены три новых обозначения элементов залегания для геологических карт (дважды опрокинутое,

горизонтальное опрокинутое и вертикальное в опрокинутом крыле) [6, 10 и др.].

13. Обоснован и прослежен через Крым неоген-четвертичный *Мраморный ретронадвиг* южного падения. В его аллохтоне на севере Чатырдага выявлены проявления грязевого вулканизма и диапиризма [5, 6, 10].

14. В крымском регионе первые выделены и описаны разновозрастные структуры *pop-up* трех порядков [9, 10, 11].

15. В основании Второй гряды Крымских гор установлен пологий субпослойный *Подкуэстовый надвиг* с современными смещениями по пластичным глинам нижнего мела [6, 10].

16. В Черном море по материалам сейсморазведки обоснована *Прикрымская складчато-надвиговая зона*, в которой выделены Шельфовая и Батальная структурные подзоны [9 и др.].

17. Впервые составлены *сбалансированные геологические карты* Горного-Предгорного Крыма и Керченского полуострова, а также *десять сбалансированных тектонотипических разрезов* с телескопическими детализациями сложных складчато-надвиговых структур и микститов [6, 10].

18. Выделен *Предгорнокрымский потенциально нефтегазоносный район* с крупными Симферопольской, Гераклейской, Двужорной и другими антиклиналями [9].

19. Обособлены *три надвиговые сейсмогенные зоны*: Северокрымская (ретронадвиговая), Предгорнокрымская (присутурная) и Южнокрымско-Кавказская (в зоне квазисубдукции) [9 и др.].

20. В геодинамической эволюции Крымско-Черноморского региона выделены *три цикла Вильсона*. При их развитии сформированы три структурных комплекса – скифиды, киммериды и неокиммериды. Каждый из них включает структуры растяжения и тангенциального сжатия.

Геодинамические циклы в Крымско-Черноморском регионе автономны и не вполне укладываются в представления о

глобальных эпохах, циклах и фазах тектогенеза. Более того, отдельные фазы не имеют повсеместного проявления даже в пределах Крыма. При завершении каждого этапа конвергенции океаническая кора субдуцировалась с формированием коллизионных складчато-надвиговых ансамблей, после чего наступал период стабильного режима (тектонопаузы).

Каждый последующий геодинамический цикл Вильсона формировался южнее предыдущего, что отражает закономерное наращивание (аккрецию) края мегаконтинента при его длительном развитии. После коллизии древние микроконтиненты и островодужные террейны вошли в состав Евразийской мегаплиты, потеряв свою автономность и собственные названия. Ныне их можно понимать только в палеотектоническом смысле для соответствующего возрастного этапа окончания конвергенции.

Все структурные комплексы в Крымско-Черноморском регионе формировались длительно и непрерывно, возможно, с отдельными ускорениями геодинамических процессов. Каждый комплекс, в соответствии с циклом Вильсона, состоит из дивергентных дислокаций тангенциального растяжения и конвергентных - сжатия. Достоверные данные о протерозойских дислокациях отсутствуют.

Скифиды на дивергентном этапе формировались в раннепалеозойско-девонское время и выражены сбросами в рифтогенно-спрединговых формациях пассивных окраин. Конвергентные скифиды представлены складчато-надвиговыми структурами северной вергентности с *pop-up* раннекаменноугольно-среднетриасового возраста, а также синхронным активно-окраинным магматизмом в Равнинном Кыму и молассах передового и тылового прогибов.

Киммериды формировались с позднего триаса до раннего мела включительно. Дивергентный этап, связан с раскрытием обширных частей Мезотетиса в течение позднего триаса - ранней юры. Он

представлен фрагментами грабенов и элементами офиолитов. Конвергентная стадия субдукции и коллизии проявилась с конца ранней юры до раннего мела включительно. В этот период образовались сложные складчато-надвиговые структуры преимущественно южной вергентности. Они включают ретронадвиги, шарьяжи, меланжи и разнопорядковые поп-ап, сопровождаемые олистостромами, магматизмом в Равнинном Крыму и соответствующими осадочными формациями. Горнокрымский островодужный магматизм Горного Крыма связан с Измир-Анкарской сутурой северного наклона.

Неокиммериды – понятие, предлагаемое для обозначения структурного комплекса последнего, еще незавершенного цикла Вильсона, формировавшегося в период с мела до настоящего времени. По возрасту комплекс не вполне соответствует выделенным ранее альпидам и кавказидам. Дивергентные неокиммериды раннемел-эоценового возраста выражены крупными сбросами в Западно- и Восточночерноморском грабенах с новообразованной субокеанической корой. Конвергентные неокиммериды олигоцен-четвертичного возраста представлены Крымской горно-складчато-надвиговой областью с высокоамплитудными надвигами северного наклона, имеющими продольную правосдвиговую составляющую, а также ретронадвигами, принадвиговыми складками, шарьяжами и олистостромами, вызванными квазисубдукцией Черноморской плиты под Крым. Они слагают Крымскую, Горнокрымскую и мелкие структуры поп-ап, созданные главными фронтальными надвигами и встречно падающими тыловыми ретронадвигами [10, 11]. Выделение разнопорядковых поп-ап в Крыму позволило решить многолетнюю дискуссию о южной или наоборот северной вергентности крымских складок, о главном направлении падения надвигов и свидетельствует об отсутствии традиционно выделяемого Горнокрымского мегантиклинория.

Геодинамика Крыма и прилегающих регионов связана с очень значительными латеральными перемещениями фрагментов земной коры, выраженными в специфических формациях и в структурах тангенциального сжатия. Ныне регион представляет собой коллаж разновозрастных палеотеррейнов и микроплит, ограниченных древними коллизионными сутурами, с синхронными им передовыми и тыловыми прогибами. Все они составляют перекрытый мелкайнозойским чехлом единый стабильный фрагмент Евразийской плиты, называемый Восточноевропейским кратоном.

Ныне Равнинный Крым в составе кратона несет элементы зарождающейся активной окраины в виде локальных тепловых аномалий. На юге он граничит с Крымско-Кавказской складчато-надвиговой областью и еще южнее по зоне конвергенции – с *Черноморской микроплитой*. Квазисубдукция в северном ограничении микроплиты имеет широкую полосу неотектонической активности вследствие новообразованных и унаследованных движений по надвигам и ретронадвигам субширотного простиранья.

Геодинамическая карта неоген-четвертичного этапа и реконструкция Паратетиса позволили решить *проблему западного продолжения Горного Крыма* [9]. Исчезновение горного рельефа между Крымом и Карпатами, а также в Керченско-Таманском районе объясняется преобладанием на субширотных отрезках единой зоны конвергенции правосдвиговых смещений. В Горном Крыму, на Кавказе и в прилегающей акватории в основном развиты надвиговые структуры.

Экзогенная геодинамика региона представлена раннемеловой Горнокрымской, а также неоген-четвертичными наземными и подводными олистостромами. Все они состоят из оползневого матрикса и многочисленных олистолитов и олистоплак, сложенных более плотными породами. Амфитеатры на южном склоне Крымских гор образованы при сползании по склону крупных единичных или групп олистолитов, ныне расположенных в

акватории Черного моря. Недоучет выделенных олистостром приводит к противоречивому пониманию строения структур, тектонического развития, а также прогнозу полезных ископаемых и опасных геодинамических процессов.

Палинспастическая реконструкция неокиммерид показала, что за неоген-четвертичный период зона древнего осадконакопления в Горном Крыму и Керченском полуострове с прилегающей акваторией за счет горизонтального сжатия была сокращена не менее чем на 250 км. Из реконструкции юрско-нижнемелового сжатия киммерид следует, что за счет складок, надвигов и меланжей зона мезозойского осадконакопления сокращена более чем на 200 км. То есть, в Крыму и прилегающем шельфа в мезозое и кайнозое произошло многократное сокращение зоны древнего осадконакопления. Полученное значение сжатия для киммерид на порядок меньше, чем по результатам палеомагнитных реконструкций (до 2 тыс. км). Несоответствие объясняется невозможностью анализа глубоко погруженных и срезанных денудацией структур, а также субдукцией большей части абиссальных осадков Мезотетиса в Предгорной сутуре. Палинспастические реконструкции показывают, что почти все сложно дислоцированные комплексы Горного Крыма находятся далеко от места своего первоначального образования. Локально развитые сбросы имеют второстепенное значение и гравигенную природу.

Таким образом, в Крымско-Черноморском регионе определены палеогеодинамические режимы и их закономерные смены, аналогичные другим горно-складчато-надвиговым поясам мира. Палеомагнитные и структурные палинспастические реконструкции с анализом литодинамических комплексов показывают существование в обрамлении древних микроконтинентов и островодужных террейнов Крыма крупных палеоокеанов, которые ныне полностью субдуцированы и образовали единый кратон. Основу современного структурного

плана региона составляют древние коллизионные сутуры и неоген-четвертичная зона конвергенции. С ними связаны разнотипные надвиги и микститы. Два полных и один незавершенный циклы геодинамической эволюции Вильсона не четко коррелируются с глобальными эпохами тектогенеза. Магматические комплексы приурочены к активным окраинам и расположены вдоль сутур по их падению, а также к рифтогенно-спрединговым зонам

Все литодинамические и структурные комплексы региона хорошо объясняются с позиций теории актуалистической геодинамики. Они прослежены на восток через Кавказ до Каспийского моря и на запад до Добруджи-Карпат, отражая общую геодинамическую эволюцию юга Европы. Новые данные бурения, последние геологические и геофизические исследования показывают, что строение и история развития структур Крыма значительно сложнее, чем считалось ранее на основе концепции фиксизма. Дополнения и изменения в эти представления будут вноситься еще не одним поколением геологов, особенно после глубокого параметрического бурения.

Литература

1. Юдин В.В. Симферопольский меланж. // Доклады Российской АН. Т. 333, № 2. 1993. С. 250-252.
2. Юдин В.В. Предгорная сutura Крыма. // Геологичний журнал. Київ, № 3-4, 1995. С. 56-61. (Статья поступила 22.02.93 г)
3. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. // Геологичний журнал. № 3-4, Київ, 1996. С. 115-119.
4. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Доклады АН. Т. 363, № 5, 1998. С. 666-669.
5. Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма. // Доповіді Національної академії наук України, Київ, № 2, 1999. С. 139-144.
6. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. Симферополь, Комитет по науке и региональному развитию при Совмине АРК, Крымская АН, 2001. 46 с.

7. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб. В сб. докл. III Международной конференции «Крым-2001»: «Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона». Симферополь, «Таврия-Плюс», 2001. С.177 -183.
8. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. // Мінеральні ресурси України, №3. Київ, УкрДГРІ, 2003 . С. 18-21.
9. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев, УкрГГРИ, 2008. 117 с.
10. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН, «Союзкарта». Симферополь, 2009.
11. Юдин В.В. Структуры поп-ап в тектонике мира и юга Украины. В кн.: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сб. докл. VIII междунар. Конф. «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 51-67.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СТРОНЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ГАЛОГЕНЕЗА В НИЖНЕМ КЕМБРИИ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Юдина З. Д.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(udinazd@mail.ru)

Нижнекембрийские соленосные отложения Иркутского амфитеатра в течение многих лет привлекают пристальное внимание отечественных и зарубежных исследователей [1, 5, 6]. В свое время проводилось детальное изучение пород в скважинах, пробуренных в Иркутском амфитеатре на площадях в районе населенных пунктов: Оса, Ахины, Атовка, Тыпта, Балыхта, Тубинская, Марково, Киренская и др. Был выполнен послыйный отбор керна, изучен химический состав пород, проведен рентгено-спектральный и др. виды анализов в лабораториях Иркутского Гиредмета и Московского университета (кафедра геохимии). Значительная часть результатов опубликована [2, 3, 4].

Однако материалы по стронцию – одному из важнейших индикаторных элементов процесса соленакопления, были получены позднее и ранее не публиковались. Всего автором было детально изучено свыше 1000 образцов пород из этого района. В докладе дана краткая информация о распределении стронция в различных типах пород. Над породами фундамента (1), песчано-алевролитовыми (2) и глинистыми (3) породами, расположенными в основании геологического разреза, по химическому составу нами выделены следующие типы пород: 4. Известняки-ч – чистые (примесь $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 < 5\%$); 5. Известняки доломитистые ($\text{CaCO}_3 > 50\%$); 6. Доломиты известковые ($\text{CaCO}_3 < 50\%$); 7. Доломиты-ч ($\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4 < 5\%$); 8. Доломиты ангидритистые ($\text{CaSO}_4 = 5-25\%$); 9. Ангидрито-доломиты ($\text{CaSO}_4 = 25-50\%$); 10. Доломито-ангидриты ($\text{CaSO}_4 = 50-75\%$); 11. Ангидриты доломитистые ($\text{CaSO}_4 = 75-95\%$); 12. Ангидриты-ч ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 < 5\%$), см. табл.1:

Таблица 1. Распределение стронция, кальция и CaSO_4 по литологическим типам пород в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра

№ типа пор.	n	Sr, 10^{-3} %	Ca, %	CaSO_4 , %	$\text{Sr} \cdot 10^3 / \text{Ca}$
12	20	134±52	25,65±3,2	87,18±8,2	4,87±3,2
11	38	80±38	23,32±4,6	71,3±10,7	3,52±3,9
10	35	71±35	21,33±3,2	51,28±10,5	3,35±2,4
9	28	50±30	20,77±3,3	33,13±5,9	2,41±2,5
8	54	28±17	18,72±3,5	12,94±5,5	1,51±0,8
7	203	12±10	18,89±2,9	1,12±1,2	0,66±0,4
6	45	16±14	24,04±4,7	1,89±3,4	0,67±0,3
5	27	12±5	32,26±4,3	1,82±2,4	0,38±0,02
4	24	24±22	34,18±5,7	1,32±1,2	0,62±0,2
3	35	8,4±3	Примечание: n - количество образцов, ч - чистые разности с примесью < 5 %		
2	71	8,6±4,6			
1	15	11,6±7			

Геохимия стронция в процессе галогенеза достаточно хорошо изучена. Однако нет единого мнения о времени и условиях выпадения целестина – SrSO_4 , и стадии его выделения из морской воды при ее сгущении [1, 5, 6].

Изучение распределения Sr в породах нижнекембрийских отложений показало, что самое высокое содержание стронция приурочено к ангидритам (табл.1). На графике цифры по горизонтали соответствуют указанным в 1-й графе табл. 1 литологическим типам пород, расположенным в порядке возрастания количества CaSO_4 . Кривая содержания Sr отражает рост его концентраций от доломитов к ангидритам (рис.1).

Также изменяется отношение Sr/Ca. Состав пород на оси абсцисс отвечает естественному ходу осадконакопления. В пределах отдельных литологических разностей пород содержание Sr и Sr/Ca

отношение существенно не изменяются как снизу вверх по разрезу, так и по площади от разреза к разрезу.

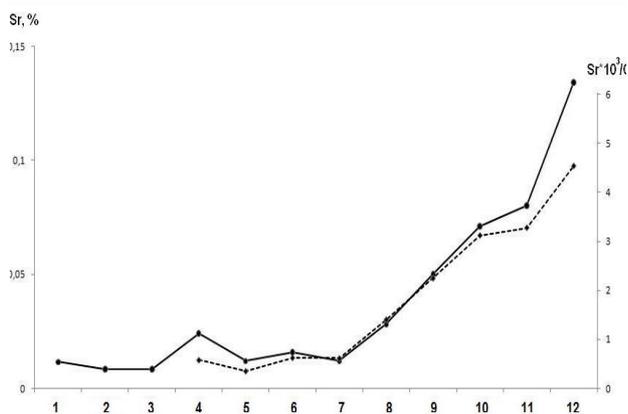


Рис. 1. Распределение стронция (сплошная линия) и отношения $Sr \cdot 10^3 / Ca$ (пунктирная линия) в нижнекембрийских породах Иркутского амфитеатра.

В породах нижнего кембрия, отражающих снизу вверх по разрезу естественный ход галогенеза, выявлено три максимума в содержании Sr, которые приурочены к сульфатно-карбонатным породам мотской, бельской и ангарской свит. Эти максимумы соответствуют периодам интенсивного образования сульфатов в подготовительные стадии усольского, бельского и ангарского соленосных циклов (табл. 2).

Закономерное изменение Sr/Ca отношения по разрезу в зависимости от химического состава пород указывает на то, что поведение Sr в процессе галогенеза в основном определялось изоморфным вхождением его в кальциевые минералы, а не образованием собственного минерала — целестина. Это подтверждается рентгено-структурными исследованиями. Содержание Sr не зависит от положения ангидрита в соляном цикле.

Такова общая картина распределения Sr в породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра.

Изучение показало, что в Иркутском бассейне в отличие от других солеродных бассейнов (пермские отложения Приуралья, мезокайнозойские отложения Ферганы, верхнеюрские отложения СЗ Германии, девонские отложения Днепровско-Донецкой

впадины) не обнаружены скопления целестина. Содержание стронция в ангидритах Иркутского бассейна почти такое же, как и в вышеуказанных отложениях.

Таблица 2. Распределение стронция, кальция и $CaSO_4$ по свитам пород

№ типа пор.	Свита	n	Sr, 10^{-3} %	Ca, %	$CaSO_4$, %
12	ангарская	3	91±44	27,8±0,5	88,4±8,8
	булайская	1	53	15,1	84,0
	бельская	6	172±24	26,2±1,4	86,3±3,5
	усольская	3	119±41	23,9±2,2	72,5±0,19
	мотская	7	138±57	26,7±1,4	91,8±6,9
11	ангарская	8	71±48	25,9±4,9	76,1±10,7
	бельская	7	78±43	23,9±1,3	63,7±13,6
	усольская	15	80±26	22,6±4,4	73±8,4
	мотская	8	92±46	21,7±6	70±9,6
10	ангарская	5	54±30	18,3±3,4	43,8±9,5
	бельская	8	82±43	22,3±2,7	53,1±15,4
	усольская	19	65±22	21,6±2,9	52,7±8,6
	мотская	13	110±70	22,2±4,2	49,9±4
9	ангарская	5	53±42	20,5±3,3	32,9±8,6
	бельская	14	46±26	21,6±2,2	31,7±5,4
	усольская	6	57±27	19,7±5,3	32,6±4
	мотская	3	50±42	19,3±4	41±3,4
8	ангарская	5	30±20	20,1±2,6	13,3±6,6
	булайская	6	35±21	20,6±2	13,5±8,9
	бельская	44	26±13	19,2±3,4	13,6±5,4
	усольская	113	28±17	18,2±3,3	12,9±5,5
	мотская	11	27±22	17,6±4,4	12,5±5,9
7	ангарская	14	21±18	19,2±2,3	1,3±1,5
	булайская	6	7±2	20,9±1,1	0,67±0,62
	бельская	44	15±13	18,6±3,6	1,6±1,4
	усольская	113	10±8	18,7±2,8	0,9±1
6	мотская	26	10±2	19,8±2,3	1,4±1,3
	ангарская	1	7	21,9	0,34
	булайская	1	15	29,4	0,02
	бельская	28	20±16	24,9±4,6	2,6±4,2
5	усольская	14	10±4	22±4,8	0,58±0,69
	мотская	1	10	25,6	3,50
	ангарская	1	8	34,9	2,70
4	бельская	14	13±6	34,1±3	2,6±2,8
	усольская	12	10±4	30±4,8	0,71±0,78
4	бельская	16	23±20	35,1±5,9	1,5±1,3
	усольская	8	28±26	32,5±5	0,81±0,94

Согласно литературным данным [5], целестин может встречаться во всех отложениях соляного цикла. Причем, ранее не отмечалось одновременного накопления целестина в разных литологических типах пород одного цикла.

Целестин из-за физико-химических и палеогеографических особенностей Иркутского бассейна в осадок не выпал, и стронций остался в растворе. С этим, возможно, связано обогащение им седиментационных растворов Иркутского амфитеатра.

В распределении Sr в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра наблюдается большое сходство с соленосными отложениями стассфуртской формации цехштейна Южного Гарца, как по среднему содержанию в литологических типах пород, так и по отсутствию целестина в сульфатно-карбонатных породах. Целестин в указанных отложениях отмечался [5] только в калийных солях.

Литература

1. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. Изд-во АН СССР. М. 1962. 550 с.
2. *Юдина З.Д.* Особенности химического состава карбонатных пород нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их генезисом. Вестник Моск. ун-та. Геология 1972. № 6. С. 112-115.
3. *Юдина З.Д.* Некоторые особенности поведения бора в процессе галогенеза в нижнем кембрии Иркутского амфитеатра. Геохимия № 11. 1974. С. 1688-1694.
4. *Юдина З.Д.* Некоторые особенности распределения Li, Rb, K в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Геохимия, № 1. 1975. С. 92-101.
5. *Herrmann A.G.* Zur Geochemie des Strontiums in den Salinaren Zechsteinablagerungen des staßfurt: serie des Südharzbezirkes. Chemie der Erde. 1961. 21. № 2. S. 137-194.
6. *Müller G.* Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten. Geologie. 1962. Beih. 35. 90 s.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МИГРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛОИДОВ В ПАЛЕОЗОНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА-ЖЕЛОБ

Юркова Р.М., Воронин Б.

*Институт проблем нефти и газа РАН, Россия, Москва
(bivrmrzb@mtu-net.ru)*

Объекты исследований

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, остров Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа, так же как и диапировые внедрения офиолитов, приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина. Залежи нефти и газа сосредоточены в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых — неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания. Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками

позднекайнозойского времени.

Мантийная серпентинизация и подъём офиолитового диапира.

Ранее детальными комплексными исследованиями обоснованы мантийные условия ранней серпентинизации ультрабазитов [12]. В процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счёт оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки $a=35,5\text{Å}$ и природный сплав железо - никель состава тэнита (35-40 ат.% Ni) в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите. В антигорите и оливине установлены наиболее высокие содержания H_2 (800 и 230 ммоль/кг) и метана (30 ммоль/кг) и присутствие окиси углерода. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км (до 100 км) подтверждено экспериментальными, термодинамическими ($T=450-600^\circ\text{C}$, $P=13-16$ кбар) и балансовыми расчетами [12]. Начальные генерации серпентинов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива площадью 42 км², который рассматривается как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов. Массив представлен на п-ове Шмидта (Сахалин) и выведен на поверхность в результате подъёма офиолитового диапира в зоне перехода примитивная (ранняя) дуга - желоб над сейсмофокальной зоной. Судя по данным аэромагнитных и гравиметрических съёмки, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира

или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк [7]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского глубоководного желоба, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на глубину 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Начало серпентинизации связано с внутрислойным растворением ортопироксена и оливина. Это обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества, возможно в связи со сменой ротационного режима Земли.

[9] обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$ и плотность 2,96 г/см [9]. Силикат устойчив в интервале от $T=500^\circ C$ и $P=50$ кбар до $T=1300^\circ C$ и $P=130$ кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав, по мнению А.Е. Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой магмы, характерной для дайкового и вулканического комплексов меловой примитивной дуги о-ва Сахалин.

Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км, по данным Г.Буалло [2], характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше- и нижележащих слоях. Подъём диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга -

желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона, по данным Л.М. Балакиной [1], представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба. Это приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/с) и обеспечивает в этой зоне наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньюффа, трассируемой очагами землетрясений [2] В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов.

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоёв глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями Марианской островодужной системы

[14]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовым, полосчатым, габброидным, дайковым, спилит-кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов служат биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали на различных стадиях формирования офиолитов: от высокотемпературных ($T=900^\circ C$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родинитов на контакте серпентинитов с породами габброидного, дайкового и вукногенноплутонического спилит-

вератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160°C) пограничных вулканогенно-осадочных серий [13].

Экранирование вышеперечисленных комплексов серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. С протрудированием блоков, офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоёв, судя по особенностям кристаллической структуры ксонолита $[(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}Si_{5.96}Al_{0.04})O_{18}(OH)_2]$ с параметром $c=14\text{Å}$, происходило при температурах 350°C. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Следует отметить, что протрудировавшие в зонах разломов мантийные серпентиниты, пронизанные пакетами "дайка в дайке", отличаются наиболее высоким содержанием водорода (до 500 ммоль/кг). Это заставляет связывать дополнительное поступление восстановительных флюидов с дайковыми каналами.

Миграция углеводородных флюидов и образование компонентов нефти.

Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. Серпентиниты экранировали углеводородные флюиды, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также

преобразование углеводородов с формированием гомологов метана: этана, пропана, бутана, пентана, гексана и др. при реакции типа $2CH_4 \rightarrow C_2H_6 + H_2$. Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железоникелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в условиях постоянно повышенных температур ($T > 350^\circ\text{C}$) вследствие стадийного магматизма формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства abiогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO, CO_2) при температурах 200-500°C и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах [4, 5].

Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и эмиграции углеводородных флюидов. Проявления сейсмичности возможны в условиях высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, что приводит к высоким поровым давлениям, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина - в плиоцене). Антиклинальные ловушки нефти и газа в неогеновом осадочном бассейне формировались одновременно с накоплением осадков. Большинство из них были сформированы к концу верхнего миоцена [11]. По минеральным индикаторам установлено двухэтапное заполнение ловушек нефтью в позднем плиоцене и постплиоцене, что совпадает по времени с завершающими этапами становления офиолитов [13]. Процессы передвижения нефти в капиллярных системах при землетрясении усиливаются не только из-за сотрясения, но и вследствие

изменения электрических полей, вызывающих электроосмос. Все эти процессы имеют дальнопластовый характер. Существенная роль в преобразованиях вещества принадлежит энергии сдвиговых деформаций. По расчётам, приводимым в работе А.Н. Дмитриевского и И.А. Володина [3] пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики, который и приводит к описанным физико-химическим преобразованиям пород и флюидов и обеспечивает миграцию последних. Следует ответить, что до настоящего времени большие скопления восстановительных флюидов (водород, метан и др.) сохранились в серпентинитовых флюидоупорах Нижнетагильского массива гипербазитов на глубине 500 м. Интерес к поискам нефти и газа, связанных с серпентинитами, прогнозировал исследователь Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахинов [10]. По его мнению, протрузии серпентинитов на всем протяжении Восточно-Сахалинского разлома, перекрытые глинистыми породами уйнинско—дагинского комплекса миоцена, могут содержать залежи нефти и газа. При этом поступление по дизъюнктивным проницаемым зонам глубинных абиогенных углеводородов может увеличивать нефтегазоносный потенциал бассейнов и формировать при определенных условиях самостоятельные месторождения, что подтверждено данными бурения. Судя по данным изучения флюидогеодинимики региона [8] в рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершеном подъеме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования, углеводородных флюидов по опережающим офиолитовый диапир сдвиговым разломам

[7]. Большая часть газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъема офиолитового диапира на склонах палеожелоба, представленного впадиной Дерюгина [6].

Литература

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198-209.
2. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. Дмитриевский А.Н., Володин И. А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Докл. РАН 2006. Т. 411, №3. С. 395-399.
4. Ионе К.Г. Исследование процессов каталитического превращения CO, CO₂, H₂ - газов в Земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых: Тез. докл. Междунар. конф. М.: ГЕОС, 2006. С.115-117.
5. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.
6. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сеймотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359-362.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
8. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии: Объясн. зап. к карте м-ба 1:1000000. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
9. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.
- 10.Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазовой провинции. Автореф. дисс. доктора геол-мин. наук. Оха на Сахалине:НИПИ Морнефть. 1998. 77 с.
- 11.Юркова Р.М. Граувакки неогена Северного Сахалина // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 154-186.

12. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107.
13. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.
14. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.

ИЗУЧЕНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Юровский Ю. Г.

*Украинский Государственный геологоразведочный институт, Крымское отделение, Симферополь
(yurovsky_yury@mail.ru)*

В практике геологического изучения и картирования территорий разрывные нарушения обычно выявляются геофизическими методами. Однако, в определенных условиях (населенные пункты, прибрежная зона морей), в которых применение тяжелой геофизической техники невозможно, весьма эффективными оказываются газогеохимические методы. В косолидированных породах приразломные зоны представляют собой каналы интенсивной миграции подземных вод и газов. При выходе их на поверхность, в подпочвенном слое пород образуются характерные аномалии, где концентрация химических элементов и соединений, привнесенных из глубоких горизонтов, может на порядки превышать фоновые.

Методы целенаправленного изучения таких аномалий постепенно совершенствовались и, в настоящее время рассматриваются как самостоятельный вид газогеохимических исследований. В основу методики наблюдений положено комплексное, послойное изучение химических компонентов с использованием неглубокого бурения (5 – 7 м). В практике работ интервалы опробования располагаются через 0,5 м, а само опробование проводится по мере углубления скважины. На каждом интервале после отбора образцов грунта, устанавливается пакер и затем откачивается проба подпочвенного воздуха. При наличии грунтовых вод и в морских условиях отбирается проба воды. В каждой из отобранных проб последовательно оцениваются концентрации радона (торона), метана, углекислого газа и гелия. Водные пробы подвергаются дегазации и затем химическому анализу. Образцы породы изучаются с помощью полуколичественного спектрального анализа, а при необходимости количественными

методами. Такой методический прием позволяет получить комплексную характеристику состояния геологической среды в каждой точке опробования. Далее, распределение концентраций всех компонентов отображается графически в виде эпюр распределения по каждой скважине, а затем анализируется по профилю скважин. Причем профили располагаются вкрест простирания нарушения. В акватории морей такие же операции выполняются с помощью подводной техники. Использование данной методики позволило выявить и протрассировать ряд неизвестных и предполагаемых разрывных тектонических нарушений в отдельных районах Крыма и Донбасса. Коротко остановимся на трех примерах проведения газогеохимических исследований.

Тарханкутский полуостров. Структурная карта-схема Тарханкута, приведенная в работе Ю.В. Казанцева [2] отражает многочисленные разрывные дислокации, представленные главным образом надвигами южного падения. Часть из них подтверждена геофизическими данными и бурением, часть – предполагаемые. Образование надвигов, по мнению другого автора, произошло в Кайнозойе и продолжалось в период тектонической активизации в неоген-четвертичное время [4]. Дислокации хорошо прослеживаются по поверхности горизонта А-21 альбского яруса нижнего мела. В Акватории Черного моря (Каркинитский залив) принадлежующие складки Юбилейная, Одесская, Шмидта и др. образовали на Голицинском поднятии ловушки углеводородов с продуктивными горизонтами палеоген-нижнемелового возраста.

Более молодые породы, перекрывающие меловые отложения

подверглись «торошению» с образованием системы субмеридиональных трещин и отдельные диаклазов. Зоны разрывов служат каналами миграции газов и подземных вод из меловых отложений в верхние структурные этажи. Предполагаемые разрывы были сначала выявлены на суше, а затем протрассированы в акваторию моря. При этом на дне ряда бухт полуострова обнаружены многочисленные очаги спонтанно выделяющихся газов. В составе газа преобладает метан. Но в ряде случаев обнаружилось присутствие тяжелых углеводородов, до П – пентана включительно. Присутствие тяжелых углеводородов свидетельствует о глубинном происхождении газа. Отдельные выходы чистого метана имеет явно биогенное происхождение [3]. В иловых водах и придонном слое воды в областях спонтанной разгрузки газов зафиксированы очаги сильного сероводородного заражения, с концентрациями H_2S превышающими 100 мг/л [5]. В придонном слое воды нами отмечены повышенные, по сравнению с фоновыми, концентрации карбонатов: CO_3 в 20 раз, HCO_3 в 1,5 – 2,1 раза, Ca^{+2} в 1,8 раза. Выявлены также повышенные концентрации галогенов (йода, брома и бора) аналогичные концентрациям палеогенового водоносного горизонта. Все эти данные свидетельствуют о комплексном образовании геохимических аномалий на побережье Тарханкута и наличии зон повышенной проницаемости для флюидов.

Казантипский полуостров.

Аналогичные надводные и подводные исследования были выполнены на Казантипском полуострове, прилегающей к нему территории и в акватории Арабатского залива (Азовское море) [1,6]. По суше и в акватории протрассировано оперяющее нарушение Южноазовского ретронадвиг. Градиенты концентраций газов здесь оказались несколько меньше: в иловых водах метан составлял 0,1 – 0,2%, сероводород до 67 мг/л. На суше концентрации метана достигали 3 – 5%, что вероятно связано с продуктивной толщей Семеновского месторождения нефти. Также, высокие концентрации метана

зафиксированы над глиняными криптодирами (Керченский полуостров – район классического грязевого вулканизма). В отдельных точках отмечены небольшие концентрации гелия, повышенные радона и углекислого газа. В донных отложениях и на суше обнаружены аномально высокие концентрации ряда химических элементов: Pb, Ag, Zn, Vi, Cu, Li. Все участки с аномальными значениями в плане имели овальную, вытянутую по простиранию нарушения форму. Позднее, положение этого нарушения было подтверждено геофизическими и буровыми работами. Важным итогом выделения нарушения было то, что оно пересекало промплощадку строящейся Крымской АЭС. Напомним, что в подобных случаях строительство по правилам МАГАТЭ запрещается.

Горловско – Енакиевский район (Донбасс). Район представляет собой сочетание городской и сельской застройки, прерываемой редкими лесопосадками. В его пределах хаотично расположены крупные горнодобывающие предприятия (угольные шахты и карьеры), терриконы, коксохимические и химические заводы. Необходимость проведения исследований была вызвана гибелью шахтеров на горизонте – 400м, вследствие утечки ядовитых веществ (хлорбензола) с химического комбината. Проникновение хлорбензола на глубину 400м могло произойти как по естественному тектоническому разрыву, так и техногенным разрывам, образовавшимся в результате просадок на месте заброшенных подземных выработок.

Проведение исследований сильно затрудняли многочисленные, самые разнообразные техногенные геохимические аномалии. В Енакиевском районе, в отдельных точках зафиксированы ураганные концентрации радона – последствия проведенного здесь подземного ядерного взрыва. По интенсивности техногенного воздействия на геологическую среду весь район справедливо отнести к зоне экологического бедствия. Тем не менее, в столь сложных, техногенно нарушенных условиях, удалось установить

следующее. Зона повышенной проницаемости, по которой просочился хлорбензол, была естественного происхождения. Разрывное нарушение с небольшой амплитудой смещения не было зафиксировано на геологических картах. Такое положение, к сожалению, встречается даже в районах с детальной геологической изученностью.

Приведенные выше примеры показывают, что комплексные газогеохимические исследования разрывных нарушений могут быть эффективны в самых различных природных и техногенно-нарушенных условиях. Методика их проведения несколько отличается от методов стандартных геохимических съемок. Причем основное отличие заключается в послойном опробовании верхней части геологического разреза. Миграция глубинных флюидов в этой части приобретает хаотический характер из-за анизотропии проницаемости четвертичных отложений и пестроты их литологического состава.

Литература

1. *Гавриленко Н.И., Шнюков. Е.Ф., Чекунов А.В. и др.* Геология и геодинамика района Крымской АЭС. Киев, Наукова думка, 1992. – 192с.
2. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М., Наука, 1982. 112с.
3. *Новикова И.А., Свечина Р.М., Андреева З.А. и др.* Комплексные геохимические исследования субаквальных площадей. Сб. Экспериментальное изучение процессов преобразования органического вещества прибрежно-морских и озерных осадков в связи с проблемами поисков нефти и газа. Л., ВНИГРИ, 1985. С. 18 – 26.
4. *Юдин В.В.* Магматизм Крымско–Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. Минеральные ресурсы Украины, № 3, 2003. С.18 – 21.
5. *Юровский Ю.Г., Луцкич А.В., Морозов В.И.* Субмаринная разгрузка подземных вод и газов на северо-западном побережье Крыма. Доклады Академии Наук УССР, т.272, №3, 1986. С.23 – 26.
6. *Юровский Ю.Г., Шкандрий Б.О., Чухлов Б.Г.* Выявление разрывных нарушений газогеохимическими методами в прибрежной

зоне. Доклады Академии Наук УССР, Сер. Б, №10, 1989. С. 28 – 30.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Яковлев Д.В.^а Кушнир Д.Г.^б

^а ООО «Северо-Запад», Москва, Россия (mail@nw-geophysics.ru)

^б ОАО «Таймыргеофизика», г. Дудинка, Россия (tmrgeo@mail.ru)

Введение

Таймырский полуостров обладает колоссальными ресурсами по многим видам полезных ископаемых, включая и углеводородное сырьё. Вместе с тем, Таймыр до сих пор остаётся одним из наименее изученных регионов России. В этой связи в последние годы на Таймыре начат *Новый этап* изучения глубинного геологического строения региона, которое осуществляется за счёт средств федерального бюджета и нацелено на выявление и последующую подготовку к лицензированию новых крупных зон нефтегазоаккумуляции в пределах, прежде всего, западной наиболее освоенной части полуострова (рис. 1).

Толчком для разворота региональных геолого-геофизических исследований послужили полученные с использованием инновационного подхода на базе сейсмогравимагнитного моделирования (технология СГММ) принципиально новые сведения о глубинном геологическом строении и перспективах нефтегазоносности периферийных областей Сибирской платформы и Западно-Сибирского осадочного бассейна, что потребовало соответствующим образом сконцентрировать исследования Нового этапа в зоне сочленения этих крупнейших геоструктур [1].

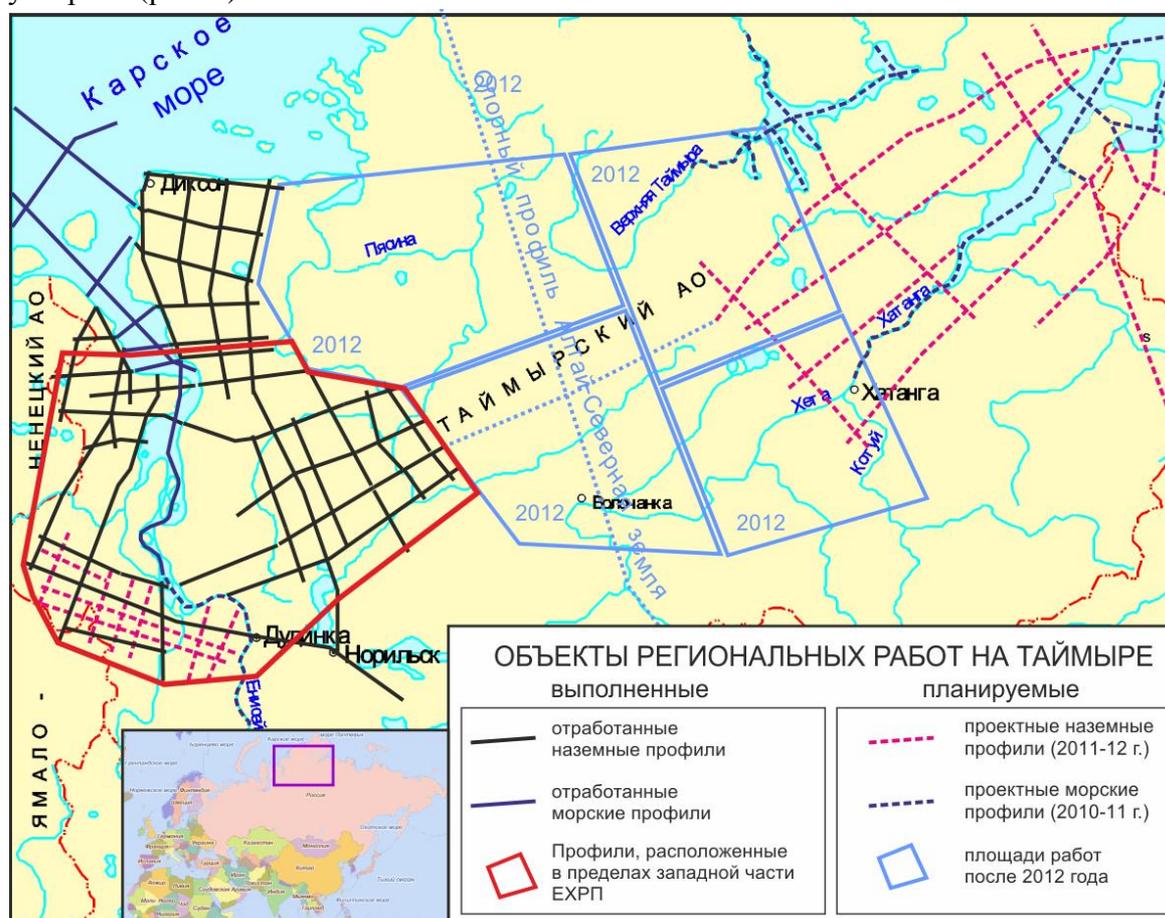


Рис. 1. Обзорная схема региональных работ на Таймыре

За последнее десятилетие в рамках исследований Нового этапа уже отработано почти 10 000 км сейсморазведочных и электроразведочных профилей. Приенисейскую полосу Таймыра удалось покрыть равномерной сетью региональных маршрутов (рис. 1), высокая значимость которых ярко проявилась при поступлении первых же полевых материалов [3].

Основные перспективы в данном регионе связывают с юрско-меловым уровнем разреза, нефтегазоносность которого уже доказана многочисленными месторождениями. Отложения этого возраста заполняют собой Енисей-Хатангский региональный прогиб [2], западная (приенисейская) часть которого входит в площадь геофизических исследований Нового этапа.

Геофизический комплекс

Работы Нового этапа реализуются на современном методико-технологическом уровне с использованием широкого комплекса методов, основу которого составляют сейсморазведка МОГТ-2Д и электроразведка МТЗ. Сейсморазведочные работы осуществляются с применением центральной системы наблюдений, максимальных удалений порядка 4-6 км, кратности 80-120 с регистрацией 18 с полезной записи. Возбуждение упругих колебаний производится вибрационными источниками (СВС 24/РС27 и Nomad-65).

Электроразведка методом МТЗ выполняется вдоль сейсморазведочных профилей с целью получения важной дополнительной информации о литологических свойствах разреза. Используется семь пятиканальных электроразведочных станций МТУ-5 ("Phoenix Geophysics"), работающих в синхронном режиме на основе крестообразной электрической измерительной установки, заземленной слабополяризующимися электродами. Длительность непрерывной записи достигает 15-25 часов, что позволяет получать данные в частотном диапазоне 300-0,0005 Гц. Шаг по профилю составляет

порядка 2 км со сгущением на пересечениях профилей.

Результаты

Важнейшим результатом данных исследований является выработка надежной, глубоко мотивированной методики литологической интерпретации результатов комплексирования данных сейсморазведки МОГТ и магнитотеллурического зондирования.

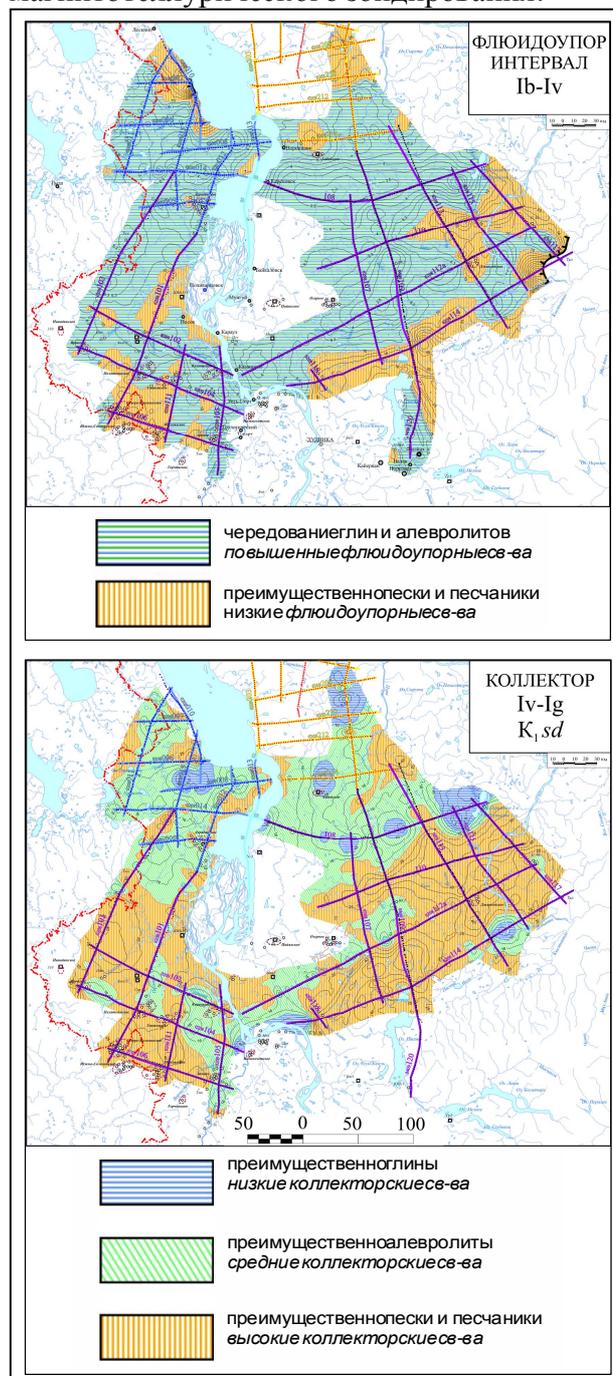


Рис. 2. Прогнозные литологические схемы Суходунского резервуара

Комплексирование сейсморазведки и электроразведки на новом, количественном уровне впервые позволило провести районирование перспектив нефтегазоносности огромной территории западной части Енисей-Хатангского прогиба с использованием непрерывной равномерной сети фактических данных (рис. 2).

Также впервые удалось построить послойную объёмную геологическую модель неокомского клиноформного комплекса Таймыра, которая с учётом прогноза литологии по электроразведочным данным позволяет картировать зоны нефтегазонакопления и в этом наиболее сложном для изучения комплексе осадков.

Кроме того, большой объём новых геофизических данных позволил обнаружить целый ряд ранее неизвестных локальных нефтегазоперспективных структур, амплитуда которых местами достигает 1000 м, а протяжённость измеряется в десятках километров (рис. 3).

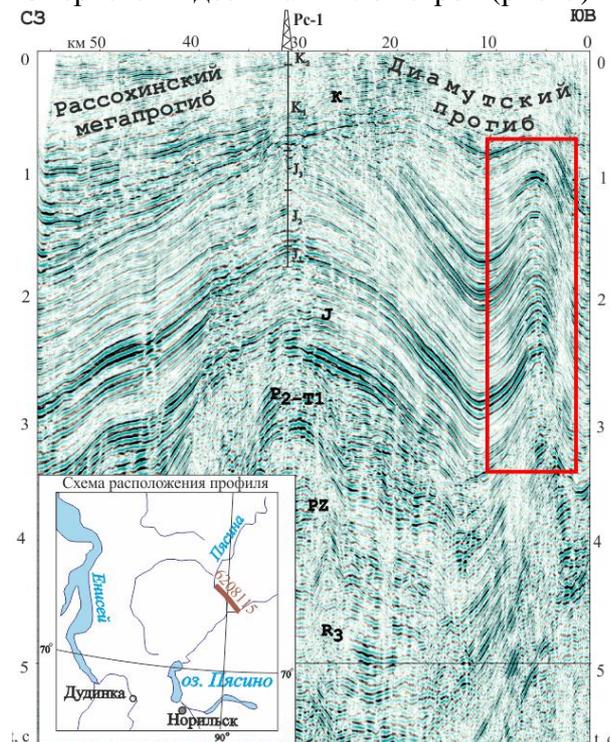


Рис. 3. Крупная структура в Диамутском прогибе, намеченная по результатам Нового этапа региональных исследований Таймыра

Заключение

Развёрнутые в последние 10 лет на Таймыре региональные геофизические

исследования Нового этапа по объёму, системности, сложности природно-климатических условий представляют собой уникальную работу, не имеющую аналогов в мировой практике. Полученные материалы представляют собой надёжную основу для постановки поисковых работ и выбора оптимальной схемы структурно-параметрического бурения. При этом они позволяют выявлять новые перспективы юрско-меловых осадков.

Литература

1. *В.И. Казаис* К реализации программы “Большая карта” по ускоренному изучению глубинной тектоники Таймыра на базе инновационной технологии СГММ. // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России. Сборник материалов научно-практической конференции. Санкт-Петербург, 2010. С. 281-290.
2. *А.Э.Конторович, и др.* Тектоника и история формирования структуры чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // Сборник тезисов Международной конференции геофизиков и геологов г. Тюмень, Россия, 4-7 декабря 2007 г.
3. *Д.Г. Кушнир* Нефтегазоносность Таймырского побережья по результатам нового этапа региональных работ // Нефть и газ Арктического шельфа – 2008. Материалы Четвёртой Международной конференции. Мурманск, 2008.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Кушнир Д.Г.^а, Яковлев Д.В.^б

^б ОАО "Таймыргеофизика", г. Дудинка, Россия (tmrgeo@mail.ru)

^а ООО «Северо-Запад», Москва, Россия (mail@nw-geophysics.ru)

Введение

В настоящее время на Таймыре развёрнут новый этап региональных сейсморазведочных исследований МОГТ и электроразведочных работ МТЗ (рис. 1), ориентированных на выявление крупных зон нефтегазонакопления и подготовку к лицензированию высокоперспективных на УВ, но ещё слабо изученных земель полуострова.

Среди прочих, на данном этапе возобновлены брошенные в годы перестройки региональные работы МОГТ на побережье Карского моря, где уже к началу 1990-х годов, несмотря на крайне слабую освещённость сейсморазведкой и бурением, были открыты Дерябинское и Хабейское газовые месторождения в юрско-меловых отложениях, а также намечены уникальные структуры по горизонтам предположительно позднего палеозоя.

Результаты работ по опорному маршруту Диксон – оз. Хантайское

Исходной предпосылкой для обоснования исследований в этом районе послужили и результаты работ по опорному маршруту Диксон – оз. Хантайское [3], которые на базе новой геофизической информации о глубинном строении района позволили по-новому раскрыть перспективы нефтегазоносности северной части полуострова, где по геологическим данным доминируют дизъюнктивно-пликативные структуры Таймырской надвиговой системы.

В то время как области развития надвигов в большинстве случаев рассматриваются в качестве первоочередных объектов поисков залежей углеводородов, огромная территория надвиговой зоны Таймыра (площадью более 300 тыс. км²) до самого последнего времени оставалась совершенно неисследованной. И

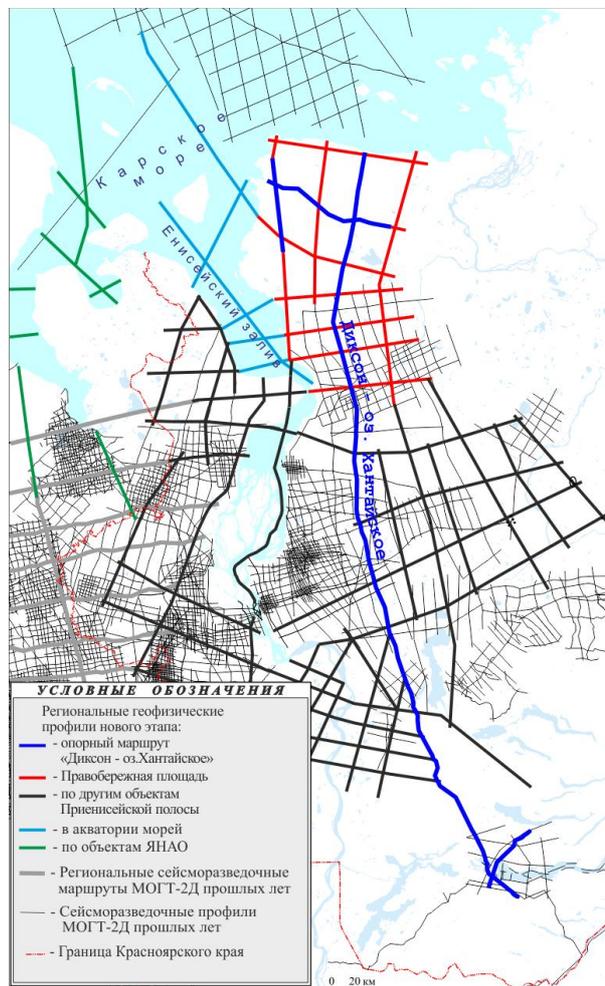


Рис. 1. Обзорная схема региональных работ на Таймыре

первый же сейсмический профиль, вышедший в Западную часть Таймырской складчатой области, показал существование крупнейшего прогиба, названного Гыдано-Таймырским, в пределах которого мощность осадочного комплекса достигает 20 км (порядка 10 км палеозойских отложений и столько же верхнерифейских). По своим масштабам эта депрессия сопоставима с расположенным южнее Енисей-Хатангским региональным прогибом и отделяется от него Карско-Хатангской мегагрядой, также впервые выделенной в рамках исследований по маршруту Диксон – оз. Хантайское (рис. 2).

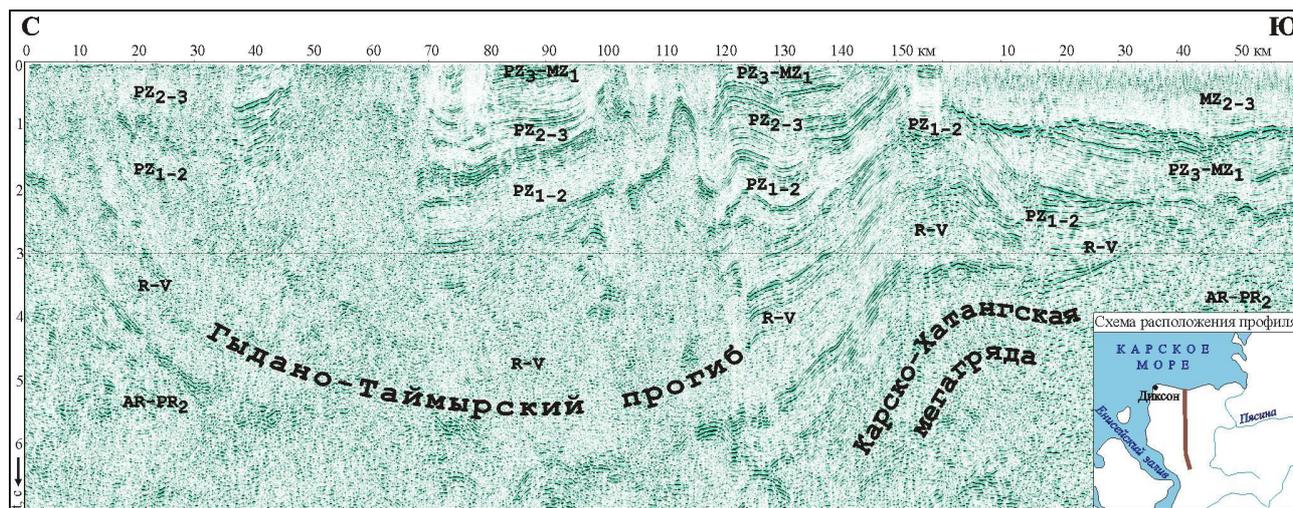


Рис. 2. Временной сейсмический разрез по северной части маршрута «Диксон – оз. Хантайское»

Максимальная результативность интерпретации геофизических данных в данном случае была достигнута за счёт комплексирования, поскольку сами по себе сейсморазведочные и электроразведочные данные ввиду значительной расчленённости геологического разреза с трудом поддавались толкованию. В то же время сопоставление сейсмического и геоэлектрического разрезов сразу же показало, что наиболее крупные аномалии сейсмического волнового поля совпадают с аномалиями удельного электрического сопротивления (рис. 3-4) и с учётом палеореконструкций связываются с вероятными рифовыми телами и проявлениями соляной тектоники. В обоих случаях наблюдаются чётко оконтуренные высокоомные зоны, соотносимые с участками резкой потери корреляции отражающих горизонтов. При этом рассматриваемые аномалии окружены хорошо сохранившимся осадочным разрезом, то есть (с учётом отсутствия проявления метаморфизма) можно исключить интрузивную природу связанных с ними тел.

Рифогенные постройки проявляются в геофизических полях участками потери корреляции, снижение амплитуды и энергии сейсмической записи, а также максимумами удельного электрического сопротивления и поля силы тяжести (рис. 3). При этом в данном случае важно, что рифы являются контрастными аномалиеобразующими объектами в гравитационном поле

(поскольку расположены преимущественно среди терригенных толщ), что позволяет, учитывая относительно хорошую изученность территории гравиметрическими съёмками, оценить их площадное развитие. Локальные максимумы силы тяжести, наблюдаемые в бортовых частях Гыдано-Таймырского прогиба, как показали соответствующие расчёты, не связаны с изменениями структурного плана, и могут быть объяснены только литологическими изменениями. Соответственно, вдоль оси этих локальных аномалий можно предполагать распространение карбонатных тел, залегающих среди преимущественно терригенного разреза (рис. 4), что подтверждается совпадением на востоке данной аномальной зоны с выходами рифогенных отложений девона.

Аналогично по итогам комплексной интерпретации выделяются крупные проявления соляной тектоники. В южной части района и в волновом сейсмическом поле, и на геоэлектрических разрезах отмечаются секущие тела диапирового типа (рис. 4). На сейсмическом разрезе они проявляются резким прекращением корреляции горизонтов, связанных с осадочными сейсмофациями и наличием контрастного поднятия в перекрывающих отложениях. По электроразведочным данным с ними соотносится высокоомная аномальная зона, протяжённость которой по простиранию составляет более 100 км, что свидетельствует об обширном

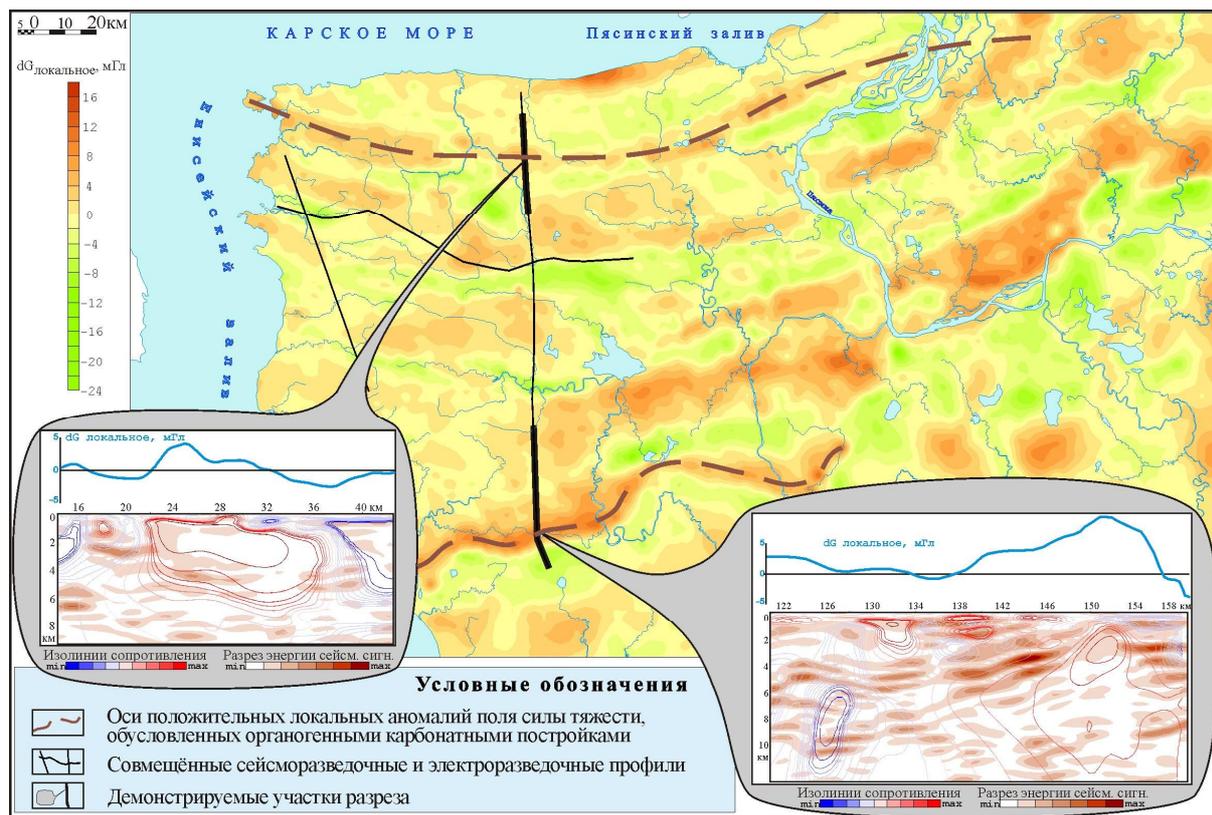


Рис. 3. Выделение и анализ распространения наиболее крупных рифовых тел по комплексу геофизических данных

распространении вероятного галогенного разреза.

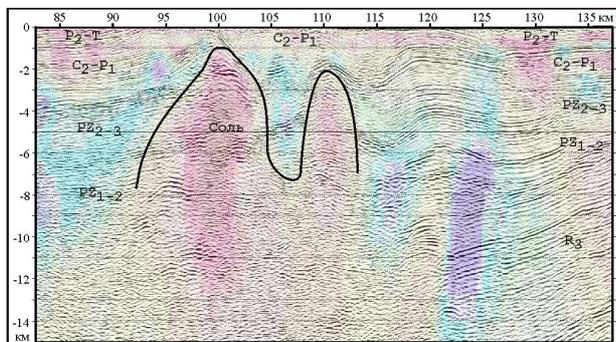


Рис. 4. Сопоставление сейсмического волнового поля с геоэлектрическим разрезом в районе предполагаемого развития соляной тектоники

Результаты продолжения работ в Таймырской складчатой области

Показанные выше данные позволили обосновать в западной части Горного Таймыра проложение дополнительных сейсморазведочных и электроразведочных маршрутов, на которых первоначальные выводы нашли блестящее подтверждение [2], и выявилась чёткая закономерность латерального изменения вещественного

состава осадков в границах прогиба. Намеченные в процессе сопоставления сейсморазведочных, электроразведочных и других геофизических данных карбонатные постройки, солянокупольные тела и прочие литологические особенности, как оказалось, группируются в линейные зоны большой протяжённости, простирающие которых контролируется палеограницами седиментационного бассейна и областью развития Таймырской надвиговой системы (рис. 5-6).

В результате, исходя из весьма значительной – на сотни километров – протяжённости структур Гыдано-Таймырского прогиба и связанных с ним прогнозируемых литологических особенностей разреза, в его границах рекомендовано выделение нового нефтегазоносного района, ресурсы которого (с учётом плотности, известной для ранее изученных сопредельных территорий с аналогичным типом разреза) могут оставить порядка 2 млрд. т УВ.

Дополнительную надёжность сделанным выводам придают результаты специально проведённых геолого-

геохимических исследований [1], которые показали, что в палеозойском разрезе Таймырской складчатой области прогнозируется широкое развитие нефтегазопроизводящих пород со значи-

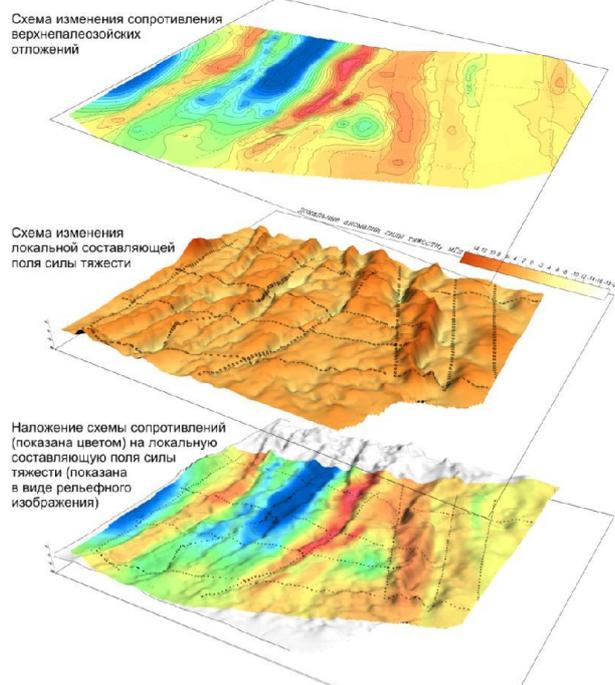


Рис. 5. Сопоставление карты сопротивления верхнепалеозойских отложений с картой локальной составляющей поля силы тяжести

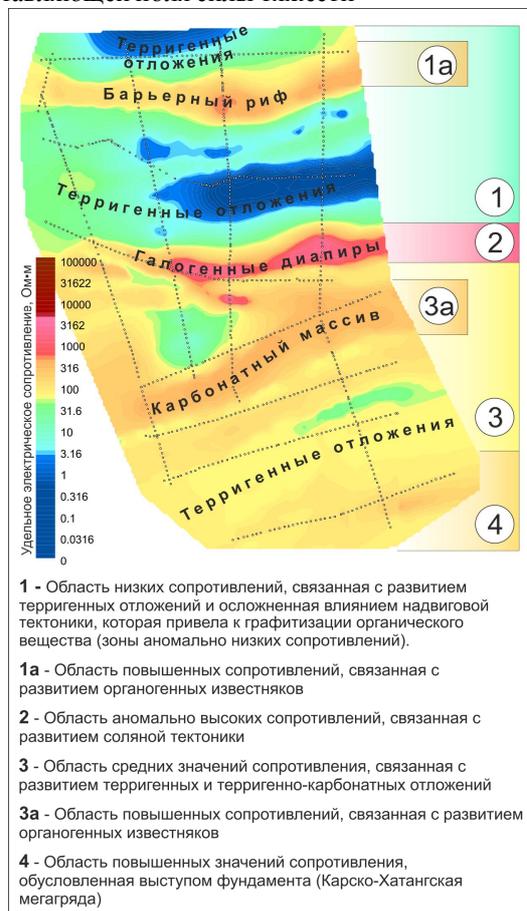


Рис. 6. Схема геоэлектрического районирования

тельным генерационным потенциалом. Причём, степень катагенетической преобразованности органического вещества свидетельствует, что ряд комплексов прошли главную фазу нефтеобразования, в то время как другие, вероятно, и сегодня продолжают генерировать углеводороды (особенно это касается непосредственного сочленения Горного Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба, где палеозойские отложения, по всей видимости, испытали максимальное погружение только в меловое время).

Заключение

Рассматриваемая территория имеет уникально сложное геологическое строение, в котором принимают участие образования фундамента, осадочные толщи от рифейского до мезозойского возрастов, которые осложнены надвиговой системой, трапповым магматизмом, соляной тектоникой и рифовыми постройками. При этом она является плацдармом на территории Горного Таймыра, где впервые проведен полный комплекс систематических геолого-геофизических исследований. Использование комплексного подхода при анализе полученной геофизической и геологической информации позволило сделать целый ряд принципиально важных выводов о глубинном геологическом строении западной части Горного Таймыра, выделить группу крупных, не известных ранее геологических объектов, не выходящих на дневную поверхность.

Полученные данные обеспечили значительный прирост новой геологической информации, которая позволила радикально пересмотреть перспективы западной части Таймырской складчатой области и обосновать новое направление ГРП на севере Красноярского края.

Литература

1. Болдушевская Л.Н., Филиппов Ю.А., Ладыгин С.В., Романов А.П. и др. Результаты геохимических исследований битумов Сырадасайской площади (Западный Таймыр)

- и корреляционные связи с битумоидами органического вещества пород. Материалы II Всероссийской научной конференции с участием иностранных учёных. Новосибирск, 2010. С. 11-13.
2. Казаис В.И., Кушнир Д.Г., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В., Окулов С.А., Романов А.П. Комплексная интерпретация региональных геолого-геофизических данных по области сочленения Западно-Сибирского осадочного бассейна с Сибирской платформой (полуостров Таймыр). Материалы II Всероссийской научной конференции с участием иностранных учёных. Новосибирск, 2010. С. 73-76.
3. Кушнир Д.Г. Нефтегазоносность Таймырского побережья по результатам нового этапа региональных работ. Нефть и газ Арктического шельфа – 2008. Материалы Четвёртой Международной конференции. Мурманск, 2008.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

Ямпольский К. П.

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Хребет Книповича простирается между спрединговым хребтом Мона и Шпицбергенской демаркационной разломной зоной, протягиваясь на 550-600 км (рис. 1) [1]. Специфические черты строения хребта неоднократно отмечались в публикациях, однако в трактовке его тектоники имеются большие расхождения. В данной работе содержатся новые сведения о строении северной части хребта, полученные в результате проведения непрерывного сейсмического профилирования на значительной части полигона, изучавшегося экспедицией Геологического института РАН и Норвежского Нефтяного Директората на НИС “Академик Николай Страхов” в 2006 г. Оработано 56 сейсмопрофилей, позволивших обособить зоны, отличающиеся характером сейсмозаписи. В их пределах выделены детали тектонической структуры. Интерпретация сейсмички позволила построить карту поверхности акустического фундамента полигона и карту мощностей осадочного чехла. Карты расширяют основы для историко-тектонических и геодинамических построений в отношении хребта на неотектоническом этапе его развития.

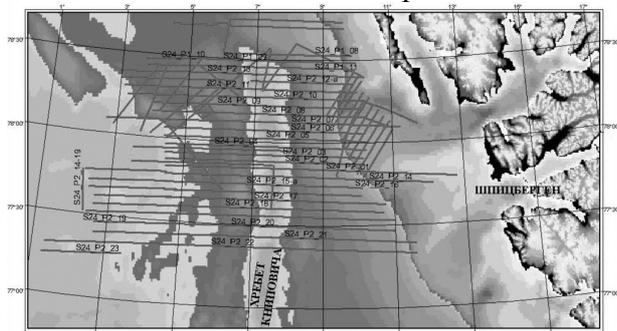


Рис. 1 Карта рельефа дна с линиями профилей НСП 24-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”.

Важным этапом интерпретации явилось построение карт поверхности дна, поверхности акустического фундамента и мощностей осадков. Карта поверхности дна

была построена по данным многолучевого эхолота сотрудниками лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН (рис. 2).

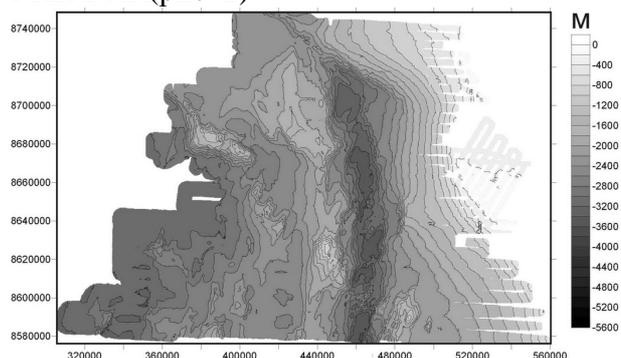


Рис. 2 Карты рельефа дна полигона. Построена Добролюбовой К.О. и др.

Для построения карты поверхности акустического фундамента были использованы данные, полученные при отбивке акустического фундамента в программе RadExPro. По результатам отбивки акустического фундамента была построена карта изохрон (рис. 3).

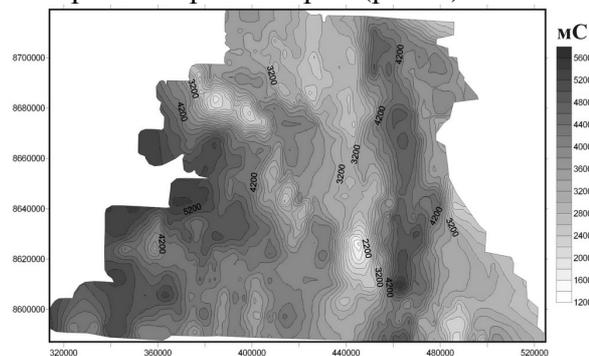


Рис. 3 Карта поверхности акустического фундамента, изолинии в миллисекундах

Для построения карты мощностей осадков необходимо определить разность поверхности дна, пересчитанной в изохронны, и поверхности акустического фундамента. Вначале карта поверхности дна была переведена из метров в миллисекунды, после чего была сглажена, так чтобы детальность совпадала с картой акустического фундамента. В качестве

переводного коэффициента использовалась средняя скорость акустических волн в воде, полученная с датчика скорости звука многолучевого эхолота (1480 м/сек.). Полученная карта мощностей осадков (рис. 4), как разность изохрон, была переведена из временного представления в глубинное (метры) с помощью формулы средней скорости звука по осадочному чехлу (формула С.Ю.Соколова).

$$H = \left(V_0 + \frac{\beta t_{wt}}{4} \right) * \frac{t_{wt}}{2}$$

Где Н – мощность в метрах, V_0 – скорость акустических волн на границе вода - осадки, t_{wt} – двойное время пробега между дном и акустическим фундаментом, β – коэффициент (для данного участка мирового океана $\beta=0,33$) [2].

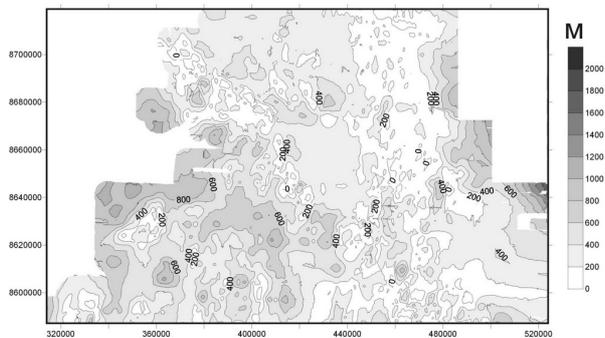


Рис. 4 Карта мощностей осадков, изолинии в метрах.

Карты акустического фундамента и мощностей осадков позволяют детально рассмотреть строение хребта, как в целом, так и по зонам. Рифтовая долина четко выделяется на всем полигоне. Она имеет асимметричное строение на севере участка и более симметричное в южной части, что хорошо просматривается при сопоставлении полученных в результате интерпретации разрезов (рис. 5). Мощность осадков, по сейсмическим данным, здесь варьирует от 200 до 400 метров, что подтверждается данными глубоководного бурения[4]. По всему полигону западный борт рифтовой долины четко выражен квестообразными поднятиями, которые выражаются и в рельефе, и в акустическом фундаменте, слой осадков в основном здесь не превышает 200 метров. Восточный борт можно разделить на два участка: северный и южный. Северный участок представляет

собой пологий склон, не осложненный нарушениями и уступами, что объясняется

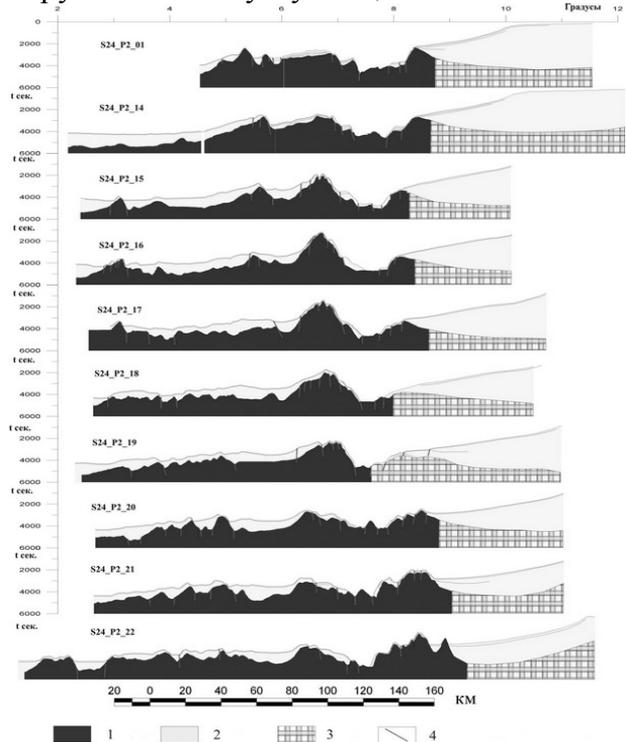


Рис. 5 Временные разрезы для профилей S24_P2_01 - S24_P2_22, с нанесенными разрывными нарушениями

интенсивным сносом осадочного материала со Шпицбергена. Акустический фундамент здесь просматривается плохо, видимая мощность осадков варьирует до 800 метров. Южный участок находится в стороне от архипелага Шпицберген. Снос осадочного материала здесь менее интенсивен. Оба борта рифтовой долины симметричны и выражены квестообразными поднятиями. В осевой части долины появляются структуры, напоминающие медианный хребет [1]. Если сравнить оба борта в южной части полигона, то видно, что они практически идентичны на 20-40 километров в разные стороны от оси рифтинга. Дальше с западной стороны находится участок океанической коры, а с восточной – континентальной. При сопоставлении профилей (см, рис. 5), на самых южных (S24_P2_19 – S24_P2_22) прослеживаются симметричные борта рифтовой долины и медианный хребет. Ширина зоны симметрии составляет 80 км. – величина, несопоставимая с шириной Северной Атлантики. Хребет Книповича смещен на восток от центра Атлантики к о. Шпицберген. Исходя из этого, можно

сделать предположение, что современное расположение хребта не является первоначальным. Здесь имел место перескок оси спрединга.

В зоне III выделяется ровный акустический фундамент, покрытый мощным осадочным чехлом, который на некоторых профилях имеет четко выраженную слоистость. Мощность чехла достигает 600 метров. Разрывные нарушения в этой зоне практически не обнаружены. Зона IV, как уже было сказано выше, представляет собой холмогорье, образованное небольшими квестовыми поднятиями, имеющими западный пологий склон. Осадки залегают согласно на акустическом фундаменте, который хорошо просматривается.

На всем полигоне отчетливо наблюдается гряда поднятий, простирающихся в северо-западном направлении, параллельно Шпицбергенской разломной зоне. Эта гряда наблюдается по обе стороны от рифтовой долины, и в самой долине, где выражена поднятием. На карте акустического фундамента (см, рис. 2) эта гряда тоже выделяется, равно как и на карте мощностей осадков (см, рис. 3) здесь прослеживается уменьшение мощности. Возможно, в этом месте оси хребта идет более интенсивная подпитка мантийным материалом. Возникновение гряды является следствием спрединга. Можно сказать, что эта гряда хорошо иллюстрирует косой спрединг хребта Книповича. Угол спрединга к оси хребта составляет почти 45° . Однако, по карте рельефа дна, карте акустического фундамента и карте мощностей осадков (рис. 1 – 3), можно выделить сегменты хребта, параллельные Шпицбергенской разломной зоне. Рассматривая каждый сегмент отдельно, отмечается, что спрединг в их пределах происходит перпендикулярно оси хребта [3]. Всего здесь различаются 3 сегмента. Если рассматривать хребет в целом, то спрединг в этом районе происходит под углом $\sim 45^\circ$, а на каждом сегменте в отдельности под углом 90° .

Анализируя полученные карты и профили (рис. 1 – 3), в районе работ

выделяются современные деформации акустического фундамента, представленные поднятиями. Наиболее ясно они выражены в западной части региона (зона IV). Деформации имеют субмеридиональное простирание, с пологим западным бортом и более крутым восточным. На профилях рис. 4 видно, что эти поднятия хорошо выражены в рельефе дна. Судя по распространению осадков, можно заключить о недавнем формировании структур, а также о превалирующем воздымании западного крыла поднятия. Район расположения поднятий удален от оси хребта на 60-100 км на запад. Возможно, здесь находится более хрупкий участок коры, чем в зоне III, что может объяснить формирование нарушений именно в этой части. На карте мощностей осадков (см, рис. 4) в районе этих структур наблюдается её уменьшение. Можно полагать, что это связано с прорыванием нижних слоев осадков глубинным материалом во время формирования поднятий.

Результаты проведенных работ представляют новые данные о строении хребта Книповича. Полученные карты поверхности акустического фундамента и мощностей осадков расширяют основы для дальнейших историко-тектонических и геодинамических построений в отношении хребта Книповича на неотектоническом этапе его развития.

Литература

1. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24-26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.), // *Международный полярный год. Труды 2010. Том 4. Науки о Земле.* в печати.
2. *Семенов Г.А.* Сейсмические модели осадочного слоя в океане, М.: Институт океанологии АН СССР. 1990. 144 с.
3. *Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H.* Greenland-Norway

separation: A geodynamic model for the North Atlantic // *Norwegian Journal of Geology*. 2002. Vol. 82, P. 281-298.

4. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol. 88. P. 969–994.

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ**Япаскерт О.В.**

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(ypaskurt@geol.msu.ru)

Я затрону актуальные вопросы, которые обсуждались на недавних Всероссийских литологических совещаниях и пленумах Межведомственного Литологического Комитета (МЛК) РАН [4] и используя фрагменты своего доклада, прочитанного на заседании Бюро отделения наук о Земле РАН в начале 2009г., относительно концепции развития литологических исследований на современном уровне развития науки. Этот проект, дополненный рекомендациями многих российских литологов был опубликован в брошюре [11]. Он обсужден и поддержан на недавнем пленуме МЛК 30.12.2010 и будет рассматриваться на очередном, 6-м Всероссийском литологическом совещании – в Казанском федеральном университете (Республика Татарстан) 27 – 29 сентября 2011 года. При разработке этого документа принимались во внимание яркие идеи академика В.Е. Хаина относительно эволюции геосфер, геодинамики и участия в этом многостадийного осадочного процесса [6,7].

Констатируя весомые достижения литологов в XX в, можно утверждать, что наука об осадочных образованиях Земли на теперешнем уровне ее развития характеризуется *генетической направленностью, системностью и историчностью* методологического подхода к познанию природных объектов наблюдения. Фундаментальное значение литологии для всех остальных наук о Земле состоит в том, что в их числе она единственная целенаправленно изучает уникальную (присущу только нашей планете) осадочную оболочку – стратисферу и ее эволюцию. Ключевые вопросы о времени и способах рождения континентов и океанов доступны решению, прежде всего, на основе литологических данных; вопросы о зарождении и эволюции биосферы также тесно сочетаются с

концепциями литологии. Ей свойственны паритетные взаимодействия и взаимосвязи с проблематикой практически всех геологических и многих географических наук, прежде всего: стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии, геоморфологии, геотектоники, магматической и метаморфической петрологии, минералогии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии, экологической геологии, четвертичной геологии, морской геологии, океанологии и др., а также учений о полезных ископаемых – металлических, неметаллических и горючих (подавляющее большинство их видов прямо или косвенно обусловлены осадочными процессами). Актуальными научными направлениями литологии XX века представляются нижеследующие:

Первое. Одна из главнейших задач, на базе которой будут развиваться прочие направления литологии, сводится к дальнейшему наведению «моста» между нашими знаниями о современном седиментогенезе и реконструированием такового в геологическом прошлом на основе сравнительно-литологического принципа методологии исследования. При этом наиболее актуальны исследования океанской седиментации, учитывая неполноту наших знаний о ней. Сегодня особенно ценно специальное изучение способов, закономерностей и количественных оценок продуктов транспортировки в атмосфере и гидросфере микро- и наночастиц, роль участия которых в осадочном процессе до сих пор недооценивалась. Это направление работ школы академика А.П. Лисицына [2]. Вероятный результат – пересмотр известных ныне представлений о глобальных законах, управляющих механогенными и биохемогенными

процессами континентальной и океанской седиментации. Очень важно продолжить раскрытие закономерностей биофильтрации наноматериала при седиментогенезе.

Второе. Очень важный аспект – комплексные литолого-минералогические исследования керна глубоководных скважин на океанском дне. Они «наведут мостик» между нынешними знаниями о процессах седиментогенеза и недостаточно известными нам закономерностями раннего литогенеза (диагенез – начало катагенеза). Поэтому доступность (или недоступность) нам материалов глубоководного бурения непосредственно повлияет на удержание приоритетов отечественной литологии в данной области, либо обрежет её на отставание от уровня мировых стандартов.

Третье. Исследование подводно-вулканических и гидротермальных процессов в недрах океана и их взаимосвязи с рудогенезом и раннедиагенетическими минерально-структурными преобразованиями осадков, а также выявление аналогичных или гомологичных образований в докайнозойских геологических формациях нынешних континентов.

Четвертое. Сегодня фундаментальное значение литологии для всех прочих наук о Земле состоит в том, что она *единственная* целенаправленно исследует уникальную (присущую только нашей планете) осадочную оболочку – *стратисферу* и её эволюцию. Особого внимания заслуживает развитие стадийного анализа внутристратисферных процессов породобразования, наращивая достижения в этой области П.В. Зарицкого, А.Г. Коссовской, Н.В. Логвиненко, В.Д. Шутова и др. видных ученых. Это главное направление работ автора проекта концепции [9, 10]. Сегодня накопленные геологами знания выводят нас на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования стратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами, как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних

сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекала к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских качеств применительно к рудному телу. *Нами же стратисфера будет рассматриваться как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органогенно-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез.* Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она *постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.* Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нефтидогенез. В таком аспекте *весь осадочный процесс будет воспринят исследователями как результат взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между разными сферами планеты.* Этот результат оставляет о себе память, которую можно истолковывать посредством стадийного анализа последовательности минерально-структурных превращений многих пород и породных ассоциаций. Накопленные теперь о них сведения дают нам основание утверждать, что *литогенетический процесс, протекающий в интервале времени между накоплением осадка и его превращением в кристаллический сланец по своей масштабности адекватен региональному метаморфизму, и, так же как метаморфизм, он импульсивен.* Раскрытие механизмов и причин этой импульсивности (имеющее прямое отношение к проблемам

генезиса углеводородного сырья и многих руд) в дальнейшем составит суть *научной темы*: «процессы и факторы в зоне осадкообразования и стратисфере и их моделирование».

Пятое. Теперь очевидно, что внутрискратисферные процессы и их эволюция в геологическом времени коррелируемы с особенностями геодинамических режимов и с их эволюцией [9 – 11]. На литогенез сильно влияет геодинамика, иногда непосредственно, чаще же опосредовано (через рельеф, климат, темпы погружений или воздыманий дна бассейна и проч.). Следовательно, *целесообразно впрямь развивать научную тематику: «литогенез и геодинамика геосфер»*. Она объединит научные интересы литологии и геотектоники на паритетных началах. То есть литологи не станут механически вкладывать данные их бассейнового анализа в прокрустово ложе той или иной готовой геодинамической концепции, но, напротив, предоставят тектонистам объективные итоги применения к осадочным комплексам своих собственных методов с целью их осмысления и геодинамической интерпретации, сверяемой с данными др. наук.

Шестое. Одним из перспективных направлений являются *исследования роли литологических факторов формирования полигенетических стратиформных руд* цветных, благородных и др. металлов в терригенных и карбонатных формациях. Целесообразно приступить к исследованию наименее изученных факторов мобилизации и надкларкового концентрирования металлов на водосборных площадях и внутри древних бассейнов седиментации, у которых через десятки и сотни млн. лет, во времена прохождения вещества через стадии катагенеза и метагенеза, эти металлы перераспределялись на внутрискратисферных уровнях и переносились внутрискратисферными (элизонными) горячими гидротермами на новые геохимические барьеры, формируя там рудные залежи под воздействием эндогенных динамотермальных факторов.

Тематика: *«литогенез и стратиформный рудогенез»*. Она включает исследования многих др. видов полезных ископаемых в том числе нефти.

Седьмое. По-прежнему остается приоритетным направление: *эволюция осадочного процесса*. И если в этом плане гипергенные и седиментогенные процессы досконально раскрывались академиком Н.М. Страховым, А.Л. Яншиным, А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным и др. [6, 7] и член-корр. РАН П.П. Тимофеевым [5], а в самое недавнее время – профессорами В.Г. Кузнецовым [1], А.Д. Савко и др. [3], В.Н. Холодовым [8], то над познанием *эволюции постседиментационно-предметаморфических процессов* внутри формируемой и постоянно возобновляемой стратисферы предстоит еще немало потрудиться [9].

Итог. Приоритетное научное направление сегодня – это подход к дальнейшему познанию осадочного процесса как производного от взаимовлияния всех геосфер – открытых и саморазвивающихся систем (по [6, 7]).

Литература

1. Кузнецов В.Г. Эволюция и карбонатонакопление в истории Земли. М.: ГЕОС. 2003. 262 с.
2. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004, т. 45, № 1. С. 15-48.
3. Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю. и др. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: Истоки. 2007. 355 с.
4. Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5-го Всероссийского литологического совещ. М.: ГЕОС. 2008. Т.1-451 с.; Т.2-498 с.
5. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
6. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы: учебное пособие. М.: КДУ. 2007. 244 с.
7. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 520 с.
8. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: Наука. 2006.

9. Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3-30.
10. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН. 2008, а. 356 с.
11. Япаскурт О.В. Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне. М.: МАКС Пресс. 210. 30 с.

К ТЕОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Ярошевский А.А.

*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия
(aaya@geol.msu.ru)*

Впервые отчетливое понимание необходимости построения физико-химической теории перераспределения химических элементов в геологическом пространстве при построении модели зонного плавления мантии [13]. Дело в том, что формирование геохимической неоднородности геологических объектов всегда является результатом перераспределения химических элементов в геологическом пространстве-времени, сопровождающегося их (элементов) разделением (дифференциацией). Это перераспределение осуществляется только за счет диффузионного и конвективного массопереноса, физические законы которого накладывают принципиальные ограничения на реализацию этих механизмов в Природе. Поэтому для того, чтобы построить настоящую, физико-химически последовательную теорию геологических процессов, необходимо включить в соответствующую модель корректный (и конкретный) анализ физико-химической динамики перераспределения химических элементов в ходе этих процессов. При этом эмпирические закономерности распределения химических элементов в пространстве генетически единого геологического объекта являются непосредственным следствием именно механизмов и законов массопереноса и, тем самым, служат критерием адекватности физико-химической модели динамики процесса геологической реальности.

Таким образом, задачей является разработка теории (физико-химической модели) перераспределения химических элементов в ходе эволюции геологической

системы и формирования ее геохимической структуры. Подобная модель должна

включать решение термодинамической задачи (решение системы уравнений, связывающих фазовый состав и состав фаз с температурой и давлением) и решение динамической задачи (системы уравнений теплопереноса). При этом надо иметь в виду, что такая задача не может быть решена методом физического эксперимента из-за того, что для сложной системы с фазовыми переходами, химическими реакциями и теплопереносом сформулировать критерии подобия экспериментальной и природной систем невозможно. Единственным методом может быть только численное решение математической интерпретации физической модели на базе современных ЭВМ. Такой математический эксперимент замечателен еще и тем, что дает возможность вывести на экран компьютера состояние системы в любой момент времени и, тем самым, получить полную информацию о ее состоянии и параметрах изучаемого процесса. Иными словами, математический эксперимент является незаменимым средством исследования свойств постулированного механизма физико-химической динамики перераспределения химических элементов в пространстве геологической системы. Этот подход был нами впервые в науке реализован в приложении к поведению химических элементов в магматических процессах [14, 8, 9, 11, 6, 1].

Эмпирическим материалом, конкретно формулирующим проблему, являются данные о строении дифференцированных интрузивных комплексов. Соответствующие наблюдения служат

доказательством двух важных положений: (1) о закрытости системы и формирования пространственной геохимической структуры только за счет процессов, протекавших внутри магматической камеры; (2) о существовании общего пространственного тренда минеральной и скрытой расслоенности (для интрузивных комплексов основных-ультраосновных пород), направленного снизу вверх в гравитационном поле и полностью соответствующего направленности эволюции составов минеральных парагенезисов и минералов в соответствии с законами кристаллизационной дифференциации, осложненных ритмической расслоенностью.

При формулировке проблемы механизма поведения химических элементов в ходе затвердевания дифференцированных магматических комплексов основных-ультраосновных пород мы исходим из следующих априорных положений.

(1) Формирование интрузива начинается с одностадийного внедрения слоя однородной по параметрам (фазовый и химический состав и теплосодержание) магматической массы.

(2) Магматическая система остается закрытой и эволюционирует только за счет потери тепла в окружающие более холодные породы; потеря тепла осуществляется путем диффузионных потоков через верхнюю и нижнюю границы; в горизонтальном направлении магматическая камера считается бесконечной и краевые эффекты не учитываются.

(3) В теряющих тепло приконтактных зонах интрузива начинается кристаллизация и выделяющиеся кристаллы вместе с интрателлурической твердой фазой начинают оседать; скорости погружения кристаллов соответствуют закону Стокса; при этом в нижней приконтактной зоне это перемещение незначительно, а из верхней приконтактной зоны твердая фаза оседает до поверхности кумулуса. Кинетика зарождения и роста кристаллов не учитывается, рассматривается модель

локального равновесия, в рамках которой количество вновь образованной твердой фазы просто пропорционально количеству теряемого тепла (коэффициент пропорциональности – теплота кристаллизации).

(4) В нижней части магматической камеры формируется кумулус, степень пористости кумулуса задается произвольно. В пределах кумулуса никаких перемещений твердых фаз и интерстициального расплава не допускается.

Алгоритм решения этой задачи и программный комплекс численных расчетов был создан М.Я.Френкелем [10; 18]. Исследование свойств этой – "седиментационной" – модели методом математического эксперимента сразу выявило ряд принципиальных ее особенностей, связанных с фундаментальными законами физики включенных в модель процессов и поэтому непреложных, особенностей, игнорировать которые при построении модели природного процесса недопустимо.

Во-первых, масштабы диффузионного перераспределения компонентов магматической системы. Проблема заключается в том, что градиент состава расплава в зонах кристаллизации возникает за счет выделения из расплава твердых фаз иного, чем расплав, состава и однозначно связан с градиентом температуры в соответствии с зависимостью состава расплава от температуры вдоль поверхности ликвидуса. Эта связь определяет количественные соотношения между потоком тепла и диффузионными потоками компонентов расплава [8]. Коэффициентом этой связи в соответствующем уравнении является отношение коэффициентов теплопроводности и диффузии, которые отличаются на 6-8 порядков. Эти соотношения принципиально ограничивают масштабы диффузионного перераспределения химических элементов в ходе затвердевания интрузива, интегральный эффект которого ограничивается запасом тепла (теплосодержанием) интрузивной магмы и количественно оказываются пренебрежимо

малыми. Единственным реальным механизмом формирования пространственной неоднородности интрузива остается только перераспределение фаз разного химического состава (твердых и жидкой) в гравитационном поле, т.е., классический (Боуэновский) механизм кристаллизационной дифференциации. Все возможные механизмы, контролируемые диффузионным массопереносом, не являются геологически значимыми, и с соответствующим предположением можно не считаться. Кстати, это было ясно еще Н.Л.Боуэну [20], но его пояснения по этому поводу остались незамеченными. При дальнейшем моделировании мы исключили расчет диффузионных массопотоков.

Во-вторых, стало ясным, что выделяющиеся в верхней приконтактной зоне и погружающиеся в более высокотемпературную зону центральной части магматической камеры твердые фазы должны плавиться. Это очевидно *a priori* и было, в частности, основанно считать Боуэновский механизм кристаллизационной дифференциации не реализуемым в Природе (о чем писал, например, П.Ниггли [22]). Однако, это возражение несостоятельно. Замечательным свойством седиментационной модели оказалось то, что, плавясь, кристаллы поглощают тепло и температура на фронте погружения твердых фаз понижается вплоть до равновесной с данной твердой фазой [11]; при этом надо иметь в виду, что теплоемкость силикатов имеет порядок величины 0.5 кал/г.град., а теплота кристаллизации – 100 кал/г. Как следствие, фронты последовательно появляющихся твердых фаз движутся с существенно меньшей по сравнению со Стоксовской скоростью, как правило, не "перегоняя" друг друга и накапливаются в слоях кумулуса не в последовательности плотностей фаз, а в последовательности появления их на ликвидусе.

Отмеченные особенности седиментационного механизма кристаллизационной дифференциации являются следствием взаимосвязи потоков тепла и вещества, взаимосвязи,

обусловленной выделением или поглощением тепла при фазовом переходе (кристаллизация-плавление) и теплообмена между потоками более холодных кристаллов вниз и более нагретого расплава вверх в ходе "фазовой конвекции". Эта особенность является не частным случаем, а фундаментальным свойством рассматриваемого механизма; без учета его, например, при попытках моделировать динамику разделения инертных по отношению друг к другу фаз получающаяся картина никакого отношения к поведению затвердевающего расплава не имеет. В том числе и по этой причине невозможно придумать условия подобия природной системы и какой-либо ее лабораторной модели.

Уровень разработки нашей модели такой, что конечным результатом математического эксперимента является воспроизведение (прямое моделирование) структуры геологического, в данном случае магматического, объекта (кстати, надо указать, что до сих пор, несмотря на то, что мы публикуем свои результаты в течение уже больше 30-ти лет, никто в геологии этого делать не умеет). При таком – прямом – моделировании в рамках нашей модели приходится некоторые параметры "подгонять" под Природу. Основными "подгоночными" параметрами в данном случае являются: (1) конструируя модель конкретного объекта мы принимаем химический состав интрузивной магмы на основании оценки среднезвешенного состава интрузива; для этого нужны полные эмпирические данные о составах и соотношениях в разрезе всех слагающих расслоенный интрузив пород; таких данных в литературе почти нет, и мы проводили специальные исследования выбранных – простейших (?) – расслоенных магматических комплексов основных-ультраосновных пород – силлов интрузивных траппов Сибирской платформы [4, 5, 12], Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье [26], Кивакского интрузива в Северной Карелии [7, 15] и некоторых других; (2) содержание интрателлурической твердой фазы (это

задает теплосодержание интрузивной магмы) мы подбираем методом перебора вариантов прямой модели; (3) соотношение эффективных скоростей погружения кристаллов также подбираются методом перебора вариантов прямой модели. От численных значений этих параметров зависит результат математического эксперимента – конкретное распределение химических элементов и минеральных фаз в вертикальном разрезе модельного интрузива. Но задать их из общих соображений ("из первых принципов") невозможно. Поэтому одним из важнейших результатов моделирования является количественная оценка этих параметров природного процесса, которого мы не видим и не можем изучать непосредственно. Это – центральная методологическая проблема геологии – обосновать физически (физико-химически) последовательные представления о механизмах геологических процессов. Мы можем построить лишь достаточные для интерпретации эмпирических наблюдений модели, но никогда не докажем, что они необходимы (могут быть и альтернативные модели, но их надо построить).

Так вот, первое же сопоставление результатов моделирования с Природой (на примере долеритовых силлов трапповой формации [6]) заставило нас пересмотреть одну из важнейших априорных идей – а именно, идею о чисто седиментационном механизме кристаллизационной дифференциации. Дело в том, что чисто седиментационное фракционирование твердых фаз приводит к весьма контрастному распределению кумулятивных минералов в разрезе интрузива и резким границам между зонами с различным кумулятивным парагенезисами. В природе же распределения оказываются сглаженными с постепенными переходами между последовательными зонами. Единственным способом снять эту проблему ("размазать" распределение кумулятивных минералов по разрезу) оказалось введение идеи о конвективном перемешивании расплава со взвешенной твердой фазой между

поверхностью кумулуса и верхней зоной примерзания. Самым замечательным является то, что необходимость введения конвекции из общих физических соображений была показана нами на предварительной стадии исследования модели [9]. Идея заключается в том, что появляющиеся около границы зоны примерзания кристаллы повышают интегральную плотность каши (расплав+твердая фаза), которая становится выше плотности подстилающего расплава и "пробулькивает" к поверхности кумулуса. Эта идея, которая была ясна еще Г.Хессу [21], но не часто использовалась в литературе, становится совершенно очевидной после нашего математического эксперимента..

Но на самом деле физика явления значительно интереснее. Обычно считается, что раз объем магматической массы начинает остывать, неизбежно возникает свободная (термическая) конвекция (см., например, [3], и многочисленные более поздние зарубежные публикации), которая контролирует, в частности, распределение взвешенной твердой фазы в объеме интрузива (см., например, [19]). Но инверсия плотности, вызванная появлением твердой фазы, на порядок превышает увеличение плотности за счет тепловой сжимаемости и полностью подавляет свободную конвекцию! Поэтому никакой "поддержки" во взвешенном состоянии твердой фазы в интрузивной расплаве (в природной обстановке!) быть не может, иначе это было аналогично тому, как барон Мюнхаузен вытаскивал себя и свою лошадь из болота за волосы.

Но в нашей модели мы (по техническим причинам одномерного варианта) не смогли включить реальную пространственную структуру конвективных движений и поступили "просто" – мы предположили, что конвекция столь интенсивна, что приводит к равномерному в каждый момент времени распределению взвешенной твердой фазы в области расплава между поверхностью кумулуса и границей верхней зоны примерзания. В результате, варьируя только относительными скоростями

погружения твердых фаз (их "убегания" из слоя расплава, примыкающего к верхней границе кумулуса), мы смогли получить полное согласование распределения минералов и химических элементов в модели с реальной картиной в наших объектах [12, 2]

В итоге, нам удалось построить конвекционно-кумуляционную модель кристаллизационной дифференциации, которая, во-первых, не противоречит общим физическим законам, а, во-вторых, (впервые в науке!) позволяет количественно воспроизвести строение (распределение минералов и химических элементов в последовательности пород) дифференцированных магматических комплексов [8, 10].

Литература

1. *Арискин А.А., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: развитие конвекционно-кумуляционной модели // *Геохимия* 2006. №1. С.80-102.
2. *Болховская С.В., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В.* Моделирование геохимической структуры Йокондовыренского расслоенного интрузива, Северное Прибайкалье // *Геохимия* 2007. №6. С.579-598.
3. *Кадик А.А., Хитаров Н.И.* Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества // *Геохимия* 1968. №6. С.651-665.
4. *Киреев Б.С., Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А.* Геохимическая структура Кузьмовского долеритового силла трапповой формации (нижнее течение реки Подкаменная Тунгуска) // *Геохимия* 1986. №6. С.796-809.
5. *Коптев-Дворников Е.В., Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Геологическое строение дифференцированного траппового интрузива Вельминского порога (р.Подкаменная Тунгуска) // *Вестн.МГУ. Сер.4 (геология)*. 1976. №4. С.50-56.
6. *Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. V. Оценка реальности седиментационной модели // *Геохимия* 1979. №4. С.488-508.
7. *Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М.* Распределение кумулятивных парагенезисов, порообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // *Петрология*. 2001. Т.9. №1. С.3-27.
8. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. I. Диффузионный механизм переноса тепла и вещества // *Геохимия* 1976. №8. С.1197-1203.
9. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. II. Конвекция и условия примерзания // *Геохимия* 1976. №11. С.1624-1632.
10. *Френкель М.Я.* Формулировка и алгоритм решения на ЭВМ системы уравнений переноса тепла и вещества в процессе становления пластового интрузива // *Геохимия* 1978. №4. С.547-559.
11. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. IV. Математическое моделирование термики и дифференциации пластового интрузива с учетом оседания твердых фаз // *Геохимия* 1978. №5. С.643-668.
12. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 214 с.
13. *Ярошевский А.А.* Физико-химическая модель выплавления вещества земной коры. Дисс.канд.геол.-мин.наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1966, стр.
14. *Ярошевский А.А.* (О седиментационной модели кристаллизационной дифференциации.) Выступление на II семинаре "Геохимия магматических пород", ГЕОХИ АН СССР, 1976 г. Краткое содержание опубликовано А.И.Поляков. II семинар по геохимии магматических пород // *Геохимия* 1976. №12. С.1976.
15. *Ярошевский А.А.* Геохимическая структура магматических комплексов (на примере Киваккского расслоенного оливинит-норит-габброноритового интрузива, Северная

- Карелия) // Геохимия. 2004. №12. С.1251-1270.
16. Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Контев-Дворников Е.В. Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. №10. С.1027-1039.
 17. Ярошевский А.А. Граничные условия возможного механизма формирования ритмической расслоенности дифференцированных магматических комплексов основных и ультраосновных пород // Изв.Секции наук о Земле РАЕН. 2006 (2007). Вып.15. С.117-131.
 18. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Computers & Geoscience. 1993. V.19. No.8. P.1155-1170.
 19. Bartlett R.W. Magma convection, temperature distribution and differentiation // Amer.J.Sci. 1969. V.267. No.9. P.1067-1082.
 20. Bowen N.L. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton Univ.Press, Princeton, New Jersey, 1928. 334 p. [Русск. перевод: Н.Л.Боуэн. Эволюция изверженных пород. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 324 с.]
 21. Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana. A quantitative mineralogical study // Geol.Soc.Amer. Mem.80, 1960. 230 p.
 22. Niggli P. Das Magma und seine Produkte. Teil I. Leipzig, 1937. SS. [Русск.перевод: П.Ниггли. Магма и ее продукты. Ч.I. М.:Госгеолиздат, 1946. 436 с.]

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

**ФЕНОМЕН НАУЧНОГО ТВОРЧЕСТВА В.Е. ХАИНА
И РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
(воспоминания и размышления аспиранта)**

Львова Е.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Мне посчастливилось знать В.Е. Хаина в течение 20 лет и работать под его руководством. Но еще задолго до личного знакомства с ним мне предстало его многогранное творчество и фундаментальные труды. В какой бы области наук о Земле мне ни приходилось работать, всегда, прежде всего я обращаюсь к его трудам. Так было, когда будучи еще студенткой, я работала в ГЕОХИ у Александра Николаевича Балуховского. Тогда для меня впервые открылся целый научный клад – атласы литолого-палеогеографических карт СССР и мира. Так было, когда занимаясь вопросами происхождения сиалы и поглощения солнечной энергии веществом осадочного слоя, я, прежде всего, обнаружила работы В.Е. Хаина, посвященные геохимическим аккумуляторам. Так было, когда меня интересовали вопросы ранней истории Земли, вопросы соотношения циклов Вилсона и Бертрана с другими проявлениями глобальной цикличности в эволюции Земли. Опять, я, прежде всего, обращаюсь к идеям и трудам Виктора Ефимовича.

Не одно поколение геологов училось по замечательным университетским учебникам общей, исторической геологии, общей геотектоники, которые написал В.Е. Хаин.

Не могу не сказать еще об одной важнейшей стороне деятельности Виктора Ефимовича как университетского профессора. Мне посчастливилось слушать лекции В.Е. Хаина по курсу общей геотектоники и региональной геотектоники, когда я была студенткой 4 курса. Для меня они явились не просто крепким фундаментом истинного научного знания, который позволяет противостоять столь распространенным сейчас случайным поветриям в науке. Это был большой вклад

в формирование моего научного мировоззрения.

Не говоря уже о том, что глубочайшая культура и эрудиция В.Е. Хаина делали лекции увлекательными и запоминающимися.

В последнее время в университете мало придавали значение ораторскому мастерству лектора. И, вспоминая студенческие годы, я могу сказать, что ораторское искусство В.Е. Хаина, исполнение им той или иной научной темы производило большое впечатление.

Теперь уже много лет я читаю лекции в Музее Землеведения. За эти годы пришлось прочесть около 500 лекций. И каждый раз, какие бы слушатели ни были передо мной – наши студенты или зарубежные делегации, я думаю, был ли бы Виктор Ефимович доволен мною, если бы сейчас слушал меня.

Еще об одном удивительном качестве В.Е. Хаина хотелось бы сказать. Ученых, владеющих большим объемом информации, прекрасных специалистов много. Но всегда были редки, а теперь стали уникальны мыслители. Мне думается – это самое прекрасное качество В.Е. Хаина – он крупный мыслитель. Сейчас мы наблюдаем настоящий взрыв научной информации. Но дело в том, чтобы правильно интерпретировать, творчески осмыслить её. И здесь поражает владение Виктором Ефимовичем самыми современными сведениями о каждом уголке планеты, об её беспрестанно меняющемся лице, и это выстраивается у В.Е. Хаина в крупные идеи эволюции всей Земли.

Я не ставлю перед собой задачу сказать обо всех направлениях деятельности В.Е. Хаина. Это столь крупная личность и творчество его столь многогранно, что вряд ли возможно в одном докладе претендовать

на такой обзор. Но, на мой взгляд, есть важнейшие черты его творчества.

Он бросил вызов времени и не один вызов.

Во-первых, сам характер углубленной дифференциации современной науки, наплыв колоссального объема информации не позволяет в наше время появляться энциклопедически образованным ученым, которые могли бы в равной мере талантливо и плодотворно работать в разных областях науки. В наш век появление Ломоносовых кажется невозможным. Но В.Е. Хаин опровергает это.

Во-вторых, в разгар научного творчества В.Е. Хаина в геологических науках произошла крупная революция, заставившая пересмотреть основополагающие представления, переосмыслить на новой теоретической основе всё, что было накоплено и достигнуто наукой за прежнее время. Не все ученые тех лет, имеющие уже сложившееся мировоззрение, смогли легко и успешно принять новые взгляды. Для многих ломка прежних представлений оказалась драматической, что привело одних – к отказу от дальнейшей работы, других – к упрямому и необоснованному консерватизму. В то время как В.Е. Хаин стал одним из первых крупных ученых, кто по достоинству оценил передовые идеи теории тектоники литосферных плит, и смог внедрить их в отечественную науку. Незадолго перед этими событиями В.Е. Хаин задумал осуществить грандиозный и дерзновенный замысел – повторить гениальный труд Э.Зюсса «Лик Земли» на новом, современном этапе развития науки, синтезируя колоссальный объем материала в глобальном масштабе. Так был начат многотомный труд «Региональная геотектоника». Первая книга вышла в свет в 1971 г. Однако, по мере работы над этой темой, В.Е. Хаин начал понимать, что первые тома «Региональной геотектоники», написанные на основе фиксированных представлений, стали устаревать в связи с революционным пересмотром основ теории геотектоники. И, завершая этот громадный

труд, занявший почти два десятилетия, В.Е. Хаин пришел к драматическому выводу: работу надо создавать заново на новых теоретических основах. Восхищает научное мужество В.Е. Хаина признать это, но еще более восхищает, что отважившись начать этот труд заново, В.Е. Хаин успешно завершил его, и в свет вышла монография «Тектоника континентов и океанов. 2000 год.»

В силу того, что В.Е. Хаин был современником бурного, стремительного развития геологических наук, ему пришлось работать наперегонки со временем и опережая время.

Не менее титанический труд осуществлялся почти одновременно. Вышли в свет три тома «Исторической геотектоники» и здесь не оценим вклад В.Е. Хаина в становление этого научного направления, в утверждение эволюционного, исторического подхода к исследованию тектонических процессов и создаваемого ими структурного плана земной коры.

Будучи исключительно разносторонним ученым и имея опыт работы в самых разных отраслях геологической науки, В.Е. Хаин во многих своих трудах сформулировал основные направления развития наук о Земле. Разработка «основных направлений развития» характерна для его творчества последних нескольких десятилетий, эта идея находит свое выражение во многих статьях, монографиях, даже в учебниках. Великолечно владея историей науки, лично участвуя в её современном развитии, В.Е. Хаин более чем кто-либо другой имел основание смотреть в будущее прогнозировать развитие наук и не только наук геологического цикла, но в их взаимосвязи с другими естественными науками. Так появились крупные сочинения – «Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI века) 2003 года издания и «Современные проблемы геотектоники и геодинамики» 2006 года. Как вперёдсмотрящий, находясь высоко на марсовой площадке корабля, раньше всех видит неизвестную землю, так

и В.Е. Хаин, находясь на высоте своего колоссального научного потенциала, мог видеть и видел будущее нашей науки.

В.Е. ХАИН – ОППОНЕНТ МОЕЙ ДОКТОРСКОЙ ДИССЕРТАЦИИ**Смирнова М.Н.***Институт проблем нефти и газа РАН, Москва (valyb@mail.ru)*

С академиком Виктором Ефимовичем Хаином я познакомилась на поминках профессора А.А.Богданова – рецензента моего учебника «Основы геологии СССР», а по-настоящему – руководителя всех моих научных и педагогических дел в Грозненском нефтяном институте. Узнав о трагедии, я сняла скатерть со стола, скупила все цветы на базаре и прилетела в Москву. Увидав меня, В.Е. Хаин сказал: «Вот еще одна сирота прилетела» и добавил: «Я хочу Вас предупредить, что Вас ждет тяжелая жизнь, т.к. у Алексея Алексеевича были не только почитатели и доброжелатели, и все ваши интересы осуществляются в Москве, а живете Вы на Кавказе. Единственное, что сейчас ясно – связывать учебник с защитой степени уже нет ни возможностей, ни оснований, так что форсируйте работу по изучению глубинного строения Северо-Восточного Кавказа».

В «Грознефтегеофизике» проводилась только сейсморазведка, а для изучения глубинного строения были необходимы методы «гравиразведки» и «магниторазведки». В группу НИСА вошли доценты института – В.В. Кузнецов и Т.В. Яковлева, получившие хорошее базовое образование в Москве и студенты геологи и геофизики. Гравиметрическое поле мы разделяли на составляющие с различной глубиной, получив при этом поверхности МОХО, фундамента и мезозоя. Основное внимание уделялось глубинным разломам. Сама природа доставила мне бесценный материал. В 60-70х гг на Северо-Восточном Кавказе прошел ряд сильных землетрясений. В Грозном была сейсмическая станция АН СССР «Грозный», начальницей которой была наша заочница Н.А. Навицкая. Мы с ней вместе проводили полевые наблюдения в эпицентральных зонах, а мои сотрудники проводили магнитные исследования для поисков активных

разломов. Скоро эти исследования привлекли внимание ИФЗ им. О.Ю. Шмидта в Москве, и их консультантом стал проф. Н.В. Шебалин. Собирая материал на нефтяных промыслах, мы увидели что землетрясения влияют на добычу нефти. Это было совершенно неизученное явление. В 1971г произошло 7-бальное землетрясение на Старо-Грозненском нефтяном месторождении, фактически до сих пор единственное доказанное техногенное землетрясение. Н.В. Шебалин сделал доклад на эту тему в Гренобле, после чего в Грозненский Нефтяной Институт и Министерство Нефтяной Промышленности пришли запросы выслать наш отчет во временное пользование. Обе организации ответили отказом. Я, возмущенная, поехала консультироваться к В.Е. Хаину. Он дал мне хороший совет: «Не лезь на рожон» и посоветовал сделать доклад в Министерстве Нефтяной Промышленности. Действительно, отчет никуда нельзя было посылать, т.к. данные по добыче нефти показывали хищнический отбор и невероятно завышенный Госплан. В результате доклад был одобрен, а план добычи нефти был уменьшен, что имело практическое значение.

Гравиметрические работы на Терском и Сунженском хребтах дали интересные результаты. Обе антиклинальные зоны были построены как пирамиды – центральный блок выражен в рельефе, а остальные блоки погребены в прилегающих впадинах. Через 2 года, когда это подтвердилось сейсморазведкой, возникло новое разведочное направление «промежуточных» блоков, и при бурении почти везде была получена нефть. В 1973г диссертация была готова и представлена на кафедру проф. Г.П. Горшкова. На обсуждении были сделаны некоторые замечания: для докторской диссертации мала территория (проф. Славин), работа

геофизическая и обсуждаться должна на кафедре геофизики (проф. А.Ф. Якушева). Обстановку разрядил В.Е. Хаин, оттенив новизну методики и ценность теоретических и практических выводов. Он считал, что работа геологическая с глубоким проникновением геофизики.

В 1974г у меня случилась крупная неприятность с дочерью, учившейся в МГУ. Её исключили из комсомола и университета. Всё это подвергалось показательному осуждению. Дело в том, что в Москве она жила у моего отца, писателя и большого полковника И.В. Бунина. После войны он переписывался с окружением Бунина и печатался во Франции. Вместо гонорара ему присылали книги. Некоторые из них она читала, и, вероятно, кому-то их давала. В.Е. Хаин посчитал это крупной неприятностью, но не смертельной: «Ей надо выйти замуж как можно быстрее, иначе её по этапу отправят в Грозный. А в общем – какой совет вы хотите от меня получить, когда один из моих сыновей собирается стать милиционером? Займитесь лучше делом, а я позвоню В.В. Федынскому – главному геофизику Министерства Геологии, чтобы он посмотрел гравиметрическую часть работы. В.В. Федынский сделал замечание, выкинув главу о происхождении грозненской нефти, добавив: «Это можно будет представлять только через 30-50 лет», и дал добро на защиту. Настал момент отнести работу на кафедру общей геологии.

Г.П. Горшков был весёлый и радостный. Оказывается, он уезжал в заграникомандировку в какую-то страну, где было разрушительное землетрясение. Я стояла в недоумении. Вместо двух недель он пробыл в командировке 4 месяца и забыл про всё, тем более про мою диссертацию. Я обратилась к В.Е. Хаину с вопросом «Что делать?», и тот ответил мне: «Искать вместе с Горшковым диссертацию во всех его шкафах». И мы нашли её, чему я была естественно очень рада. Я пошла узнавать срок защиты и оказалось, что все места заняты и, что я смогу защищать свою работу только через

год. Я была обескуражена и написала письмо декану факультета, председателю учебного, изложив все обстоятельства. Учтя ситуацию, он поставил мою защиту на текущий год. А.Ф. Якушева позвонила мне в Грозный и поставила «золушкины условия»: через 4 дня представить рефераты. Я в один день залитировала рефераты, одну ночь двое техников печатали их, на третий день купила билет на самолёт, а на четвёртый день положила 150 рефератов на стол А.Ф. Якушевой.

Наступил день защиты. Ко мне подошел профессор Е.Е. Милановский и посоветовал снять защиту, т.к. все обстоятельства складываются не в мою пользу.

Я взглянул на В.Е. Хаина, он довольно громко сказал: «занимайтесь делом», и я встала за кафедру.

Кроме оппонентов академика В.Е. Хаина, профессоров А.Е. Борисова и А.Е. Шлезингера, выступали крупные учёные Г.Д. Ажгирей, Н.В. Шебалин, А. И. Летавин, В.Н. Шолпо и др. Наиболее внушительно выступил академик В.Е. Хаин. Он считал работу первой по изучению глубинного строения Чечено-Ингушетии и Дагестана, в которой впервые подняты вопросы нефтяной сейсмологии, впервые предложены поиски нефти на «промежуточных» блоках. Члены парткома после выступления В.Е. Хаина начали покидать аудиторию, а интересующиеся сенсациями разошлись еще раньше. По результатам голосования, ученый совет присудил мне ученую степень доктора геолого-метеорологических наук.

Последний раз я видела В.Е. Хаина в ресторане, по случаю 50-летия Н.А. Касьяновой. Он был полон энергии, хотя неважно ходил из-за плохого зрения, а я совсем плохо ходила, будучи с палочкой. Он предложил помочь опубликовать материалы по будинам Кавказа и их механических свойствах, которые я изучала более 20 лет, со студентами на практиках. Я с грустью ответила: «Все мои архивы погибли во время бомбёжки Грозного в чеченскую войну» Он

поцеловал мою руку и перешел на другие темы.

Он был самым знаменитым геологом в XX-XXI веках, ярким региональным тектонистом, с широкими знаниями сопредельных наук, нефтяником по образованию, активным и доброжелательным человеком, таким же долгожителем как В.А. Обручев.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Дополнительный раздел (А-Я)

Содержание:

Анисимов Л.А. ОСНОВНЫЕ ПОЯСА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ	2175
Аухатов Я.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	2178
Варенцов Ив.М. ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	2181
Вишневская В.С., Шульгина В.С., Тарабукин В.П., Афанасьева Е.В., Исакова Т.Н., Аристов В.А. НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕЛЕННЯХСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) ТРЕБУЮТ РАЗРАБОТКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ	2186
Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА	2191
Егорова С.В. МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ РАЙОНА ОЗ.ТУЛОС, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН	2194
Жураев М.Р. ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ВЭЗ-ВП, НА ПРИМЕРЕ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОГО СТРУКТУРЫ	2196
Жураев М.Р. ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ БУХАРО-АЛАЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ	2200
Куклинский А.Я., Вориводина Т.Е. ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ	2203
Куклинский А.Я., Яхина М.А., Ермоловский А.В., Зубарева Е.В., Вориводина Т.Е. ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ	2205
Левин Б.В., Сасорова Е.В., Доманский А.В. О ВОЗМОЖНОМ ВКЛАДЕ ЭФФЕКТОВ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ГЛОБАЛЬНУЮ ГЕОДИНАМИКУ	2211
Леликов Е.П., Емельянова Т.А. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ	2215
Малёнкина С.Ю. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НЕДАВНО ОБНАРУЖЕННЫХ ЮРСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	2219
Малёнкина С.Ю. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕЗОЗОЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	2224
Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАПШОВОГО МАГМАТИЗМА	2228
Нестерова Н.С. ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ U-РЬ ГЕОХРОНОЛОГИИ СФЕНА	2232

Павлов А.Г., Филиппов В.Р., Быстрова А.В., Никифоров Т.Т. НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	2236
Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В. БОЛЬШОЙ КАВКАЗ: СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА	2240
Романовская М.А., Талденкова Е.Е. ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ В MZ-KZ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ)	2246
Рудакова А.В. ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВИТ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХАНТАЙСКО- РЫБНИНСКОГО ВАЛА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)	2249
Тетерин Д.Е., Сущевская Н.М., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЛИВА ДРЕЙКА В ПОСТМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА, ЮЖНЫЙ ОКЕАН	2254
Филатова В.Т. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО- ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	2256
Шигаев В.Ю. ГЕОЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ФИЗИКО - ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ	2261
Шкодзинский В. С. ГОРЯЧАЯ ГЕТЕРОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	2264
Шкодзинский В.С. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЕОСФЕР В СООТВЕТСТВИИ С МОДЕЛЬЮ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ	2268
Шкодзинский В.С. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ	2273
Шумилов В.Н. ПРИРОДА СИЛ СУБГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ	2278
Шумилов В.Н. ПРИРОДА ВУЛКАНОВ	2281
Шумилов В.Н. ПОЧЕМУ ЖИЗНЬ 3 МИЛЛИАРДА ЛЕТ НЕ ВЫХОДИЛА ИЗ ОКЕАНА НА СУШУ?	2284
Эсминцев А.Н. КРИЗИС ЖАНРА В ГЕОЛОГИИ	2287
Петров О.В., А.Ф. Морозов, С.П. Шокальский, Ю.Г. Леонов, Г.Э. Грикуров, И.И. Поспелов МЕЖДУНАРОДНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРКТИКИ	2291

ОСНОВНЫЕ ПОЯСА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ**Анисимов Л.А.**

*ООО ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть, Волгоград, Россия
(lanisimov@lukoilmn.ru)*

Географическое и стратиграфическое распределение ресурсов углеводородов отражает наиболее важные тектонические события в истории Земли. Нам представляется важным, что концентрация основных ресурсов углеводородов приурочена к определенным поясам, где были созданы наиболее благоприятные условия для накопления восстановленного углерода, а затем созданы тектонические предпосылки для нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В этом плане выделяется Главный пояс, секущий центральные части Евразийского и Американского континентов, к которому приурочено более 90% углеводородных ресурсов (рис.1). К второстепенным можно отнести Альпийский и Тихоокеанский пояса.

Для Евразии меридиональное направление основного пояса нефтегазоносных бассейнов обосновывается прежде всего существованием генерального разлома или системы разломов, известных под названием Урало-Оманского линеамента. В.И. Хаин (1973) детально исследовал эту зону и отнес ее к категории линеаментов, рассматривая как образование, близкое по своему строению к рифтам. В геоморфологическом плане этой зоне отвечает вытянутая с севера на юг гигантская депрессия, пересекающая как равнинные, так и горные области, включая Тургайский прогиб и впадину Аральского моря. Далее, по мнению А.В. Горячева (1980), она прослеживается при пересечении альпийских горных цепей затрагивает восточный край Афро-Аравийской эпипротерозойской платформы.

Несмотря на широкую зону, занятую альпийским орогенезом, «уральское» направление прослеживается к югу, в зоне развития мезозойских бассейнов и на Аравийской платформе. В наиболее богатом углеводородами бассейне Персидского

залива структуры осадочного чехла расположены в несколько рядов, параллельно вытянутой в меридиональном направлении гигантской Гхаварской структуре.

Под углом к этому направлению сформирована складчатая зона Загроса, представленная узкими антиклиналями СЗ-ЮВ направления. В коллизионной зоне альпийская складчатость не оказала влияния на ориентировку структур платформенной части и граница между Аравийской платформой и Загросом очерчена весьма резко.

Протягивающийся далее через арктические бассейны на Американский континент, пояс представлен Западно-Канадским бассейном, бассейнами Скалистых Гор, Примексиканской впадиной и бассейнами Венесуэлы. Известные ресурсы углеводородов здесь намного превышают ресурсы Старого Света, но они, в основном, представлены битуминозными песками (Атабаска), горючими сланцами (Скалистые Горы), тяжелыми нефтями и битумами (Венесуэла). На юге через оффшорные зоны Бразилии и Гвинейского залива намечается переход пояса в Евразийскую зону. К южной части пояса можно также отнести крупнейшие после Скалистых Гор скопления горючих сланцев Бразилии и Заира.

Включение горючих сланцев в рассматриваемую систему углеводородов имеет глубокий смысл, если рассматривать их как следствие процессов переотложения углеводородов нефтей, разгружающихся в бассейн седиментации (Г.А.Беленицкая, 2010).

В историческом аспекте наибольший интерес представляют мезозойские нефтегазовые системы, к которым приурочены основные продуктивные формации. Концентрация восстановленного углерода в мезозойских осадочных

бассейнах определяется как особым периодом в истории Земли, благоприятным для высокой биологической продуктивности, так и особыми геотектоническими условиями, когда мезозойские бассейны осадконакопления получили восстановленные соединения углерода при дегазации подстилающих их консолидированных плит палеозоя и при разрушении окружающих бассейны герцинских орогенов (уголь). В какой-то степени такой порядок унаследовали кайнозойские бассейны.

Положение нефтегазоносных мезозойских бассейнов на погруженных участках эпипалеозойских платформ позволяет оценить те черты сходства в эволюционной истории этих бассейнов, которые определили сходство их современного строения. В этом отношении особое значение для развития процессов нефтегазонакопления имеют процессы рифтообразования в консолидированном фундаменте платформ.

Для России в наибольшей степени изучены рифтогенные системы Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит. Как правило, их характеристика дается по комплексу данных о строении фундамента, а также по результатам анализа геофизических, в том числе и тепловых полей.

Образование множественных зон растяжения наиболее благоприятно для вертикальной разгрузки флюидов, причем эффузивные излияния ведут к закупорке проводящих каналов, в то время, как гидротермальная деятельность свидетельствует о хорошей вертикальной сообщаемости. Дефлюидизация земной коры в спрединговой зоне ведет к формированию обширной области оседания с образованием сбросов и сползанием осадков по листрическим поверхностям к центру растяжения. В зависимости от глубины разломов развиваются процессы вулканизма или гидротермальной деятельности. Последняя инициирует рифтостроительство.

В зонах растяжения создаются особо благоприятные условия для мобилизации рассеянного восстановленного углерода и перевода его во флюидальные системы. При формировании рифтовой системы огромные массы поверхностных вод поступают в образовавшиеся разломы, в рифтовую долину сползает значительный объем осадочных пород, которые затем подвергаются тектонической и термальной проработке в относительно мягких температурных условиях. Погружение большой массы осадочных пород и вод в высокотемпературную зону создает различные гидродинамические и геохимические эффекты, которые могут являться положительными факторами для формирования и последующей экстракции углеводородов. В этом плане из трех геотектонических процессов – коллизии, субдукции и спрединга – как самому благоприятному для процессов нефтегазообразования отдается предпочтение спредингу.

В настоящее время резко возрос интерес к роли водорода, как внешнего источника гидрогенизации органического вещества. Изучение газового состава многих гидротермальных систем показывает, что концентрация H_2 в большинстве случаев превышает концентрацию CH_4 . Широкий диапазон температурных колебаний в современных гидротермах позволяет предположить достаточно активный водообмен и возможный генезис водорода при взаимодействии нисходящих потоков воды и вмещающих пород.

Традиционные тектоно-седиментационные модели нефтегазовых систем, которые учитывают только внутренние ресурсы нефтегазоносного бассейна, должны быть дополнены внешними источниками поступления водорода и углерода из глубоких частей рифтовых зон и разрушающихся осадочных пород орогенов, окружающих бассейн.



Рисунок 1. Главный углеводородный пояс Земли

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Аухатов Я.Г.

ООО «НТПР», г.Ижевск (yan-8917823520@yandex.ru)

В истории развития осадочных бассейнов выделяются этапы некомпенсированного и компенсированного осадконакопления. Если в этапе некомпенсированного осадконакопления седиментационные бассейны остаются незагруженным, то в этапе компенсации происходит быстрое заполнение областей опускания осадочными и галогенными осадками.

Актуальность изучения некомпенсированных условий осадконакопления и их прогнозирование в осадочных чехлах платформах плит связано с решением теоретических и практических вопросов в геологии:

- перспективы нефтегазоносности доманикоидных формаций, как потенциально нефтематеринских и нефтеаккумулирующих отложений;

- получение сланцевого газа, а также синтетической и техногенной нефти из доманикоидных отложений;

- некомпенсированные условия осадконакопления контролируют размещение рудных, нерудных и горючих полезных ископаемых [3];

- надвиговые движения в осадочных чехлах платформ часто приурочены к доманикоидным отложениям и происходят срывы обсадных колонн [4], что ведет к большим экономическим и экологическим ущербам.

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина, прогибы некомпенсированного типа [11] и области опускания некомпенсированного типа. Одним из основных условий некомпенсированного

осадконакопления является их относительная глубоководность. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникали при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ в Волго-Уральской области стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла некомпенсированным прогибам и их системам (Предуральская система передовых прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и т.д.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания или опускания [4,5] окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями.

Геодинамические условия некомпенсированного осадконакопления на сегодняшний день трактуются неоднозначно. Прогибание или опускание участков литосферы трактуются его растяжением [1], тангенциальным сжатием со стороны складчатых сооружений в результате шарьирования аллохтонов [8] и под действием субдущированных плит [12], а также уплотнение пород основного состава в нижней коре фазовых переходов [2]. Однако экспериментальные данные фазового перехода габбро в эклогит и теоретические соображения не подтверждают гипотезу Артюшкова (В.Е.Хаин, М.Г.Ломизе).

Ещё А.П.Карпинский, рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связано с тектоническими

движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. В.Е.Хаин назвал это положение «законом Карпинского». Н.Н.Форш [10] явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба.

Тектоническое развитие краевых прогибов четко зафиксировано в размещении на их территории различных по составу фаций, объединяемых в единый латеральный ряд: рифовую (краевая) – доманиковую (депресссионная) – флишевую (внутренняя). Ю.В.Казанцев за всей депрессией, находящейся между платформой и складчатой областью, следует сохранить название передовой прогиб.

Надвигообразование явилось главным процессом, создавшим структуру и вещественное выполнение Бельской впадины Предуральского прогиба. Ложе и выполнение Бельской впадины расчленено надвигами на множество тектонических аллохтонов, выходы которых в плане прослеживаются полосами параллельно сопредельной складчатой области. Интенсивность дислоцированности последовательно возрастает в направлении от платформы к геосинклинально-складчатой системы.

При этом надо сказать передачу тектонических напряжений со стороны Прикаспийской синеклизы, которая фиксируется возрастным скольжением границ формаций и смещением центров опускания в северном направлении.

Сопоставление стадий развития геосинклинальных прогибов, авлокогенов и областей опускания некомпенсированного типа платформ свидетельствуют об их относительной однотипности, если пренебречь некоторыми специфическими особенностями геосинклинальных прогибов – сложностью, длительностью развития и суммарным размахом движения. Можно выделить следующие основные этапы их развития: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование ботовых и

депресссионных зон); компенсационное поднятие.

Регулирующая роль областей опускания с некомпенсированным осадконакоплением в формировании и размещении полезных ископаемых обусловлена сочетанием ряда благоприятных факторов: геохимического, структурно-тектонического и литологического.

Геохимический фактор определялся, прежде всего, сероводородным заражением придонного слоя и водного бассейна доманикового бассейна осадконакопления. Рудные компоненты поступали в бассейн седиментации в результате поверхностного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальных эксгалляций.

Сероводородное заражение водного бассейна и придонного слоя создают резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и удалению других (ванадий, молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов, которое установлено в Черном море. Присутствие металлоорганических соединений в доманикоидных отложениях отразилось в микроэлементном составе добываемой нефти.

Медоносность казанских отложений происходило за счет разрушения складчатых сооружений Урала сноса материала в пределы Волго-Уральской области. Осаждение медных минералов происходило в зонах геохимических барьеров на границе депрессионных отложений Бугурусланской впадины с сероводородным заражением и пресноводных бассейнов в западинах палеорельефа.

Месторождения серы и сероводородсодержащих углеводородов приурочены к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям, замещающих по латерали доманиковые формаций областей опускания некомпенсированного типа (Бельская, Камско-Кинельская, Бугурусланская Прикаспийская и т.д.).

Литература

1. Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1968. № 4. С.58-73.
2. Артюшков Е.В., Беэр М.Ф. О механизме образования нефтегазоносных бассейнов Западно - Сибирской плиты и Русской платформы // Геология и геофизика. – 1987. -№11. – С. 25-36.
3. АухатовЯГ. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые. Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100 летию Г.Н.Фредерикса. Уфа,1989,с.53.
4. АухатовЯГ. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах. Тезисы докладов 15 Губкинских чтений и перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. М.:1999,с.9.
5. ВалеевР.Н. Авлокогены Восточно Европейской платформы. М.:Недра, 1978.152с.
6. Галицкий И.В. О происхождении прогибов в осадочном чехле платформ. Геотектоника 1981,№1,с.38-45.
7. Гарецкий Р.Г., Кирюхин А.Г., Матвиевская Н.Д., Мкртчян О.М., Шлезингер А.Е. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы.-Вкн.:Древние платформы и их нефтегазоносность.М.:Наука, 1981,с.28-41.
8. Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральяского прогиба: Автореферат дисс. канд.геол.-минер. наук. Уфа, БашНИПИнефть,1974.21с.
9. ПушаровскийЮ.М.Резонансно-тектонические структуры //Геотектоника 1969,№1,с.3-12.
- 10.Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения уфимская свита и казанский ярус.- Тр.ВНИГРИ.вып.92,1955.156с.
- 11.Эллерн С.С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность. – ДАН СССР,1984,т.279.№4,с.972-976.
- 12.Royden L.H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12. С.303-325.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ МЕТОДАМИ СИНХРОННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Варенцов Ив.М.

*Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Московская обл., Россия
(ivan_varentsov@mail.ru)*

Введение

В докладе представляются современные возможности метода электромагнитного (ЭМ) зондирования Земли с применением естественных полей. Рассматривается схема комплексного применения нескольких модификаций магнитотеллурического (МТ) и магнитовариационного (МВ) методов. Эти методы основаны на определении электропроводности земных недр по операторам линейной связи (передаточным операторам) между различными компонентами ЭМ поля [1-3]. Высокая энергетика и широкий частотный диапазон естественных ЭМ полей, порождаемых токовыми системами магнитосферы и ионосферы Земли, электрическими разрядами в атмосфере и даже удаленными переменными токами индустриальной природы дают возможность на единой методической основе изучать геоэлектрическую структуру всей литосферы и решать широкий класс более частных региональных, поисковых и разведочных задач. Принцип частотного зондирования обеспечивает возможности изучения среды под непроводящими и умеренно проводящими экранами, а выбор диапазона периодов ЭМ колебаний позволяет фокусировать исследования в заданном интервале глубин. Методы естественного ЭМ поля способны характеризовать массивы горных пород по их удельному сопротивлению и обладают специфической чувствительностью к малообъемным, но высоко проводящим включениям: минерализованным флюидам, пленкам/прожилкам сульфидов, окислов металлов, графита; коровым и мантийным компонентам частичного плавления и т.п.

Определенные ограничения на применимость МТ/МВ методов связаны со структурой возбудителей поля, находящихся вне контроля. Эта структура должна отвечать достаточно простым модельным представ-

лениям [1]; впрочем, это ограничение не обременительно и эффективное применение МТ/МВ методов возможно даже в приполярных областях с наибольшей неоднородностью ионосферно-магнитосферных токовых систем [4]. Простота структуры возбуждающего поля упрощает решение задач моделирования и интерпретации данных в двумерно (2D) и трехмерно (3D) неоднородных средах и позволяет достаточно адекватно описывать ЭМ отклики реальных геологических сред. Данные методы выходят за рамки простого картирования аномалий электрического сопротивления и построения отдельных геоэлектрических разрезов и становятся эффективным средством объемного изучения среды.

Методика синхронных ЭМ зондирований

Синхронность проведения ЭМ зондирований является существенным фактором получения надежных результатов. Во-первых, обеспечивается помехоподавляющее оценивание локальных передаточных операторов импеданса и типпера в многоточечных процедурах обработки [4-6]. Во-вторых, появляется возможность включения в интерпретацию новых синхронных передаточных операторов, прежде всего, горизонтального МВ отклика, связывающего горизонтальные магнитные поля в полевой и базовой точках [2, 6-8]. Более того, учет тонких свойств горизонтальных МВ откликов обеспечивает повышенное помехоподавление на этапе обработки синхронных данных [6].

Массивы синхронных ЭМ зондирований обычно строятся в течение ряда полевых кампаний, повторяя наблюдения в базовых точках, коими часто могут служить геомагнитные обсерватории [6, 8-10].

Принципы интерпретации данных

Главным инструментом интерпретации являются алгоритмы совместной инверсии данных импеданса, типпера и горизонталь-

ного МВ отклика в горизонтально неоднородных 2D/3D средах [11, 12], обеспечивающие рациональный компромисс разрешения и устойчивости. Наиболее прагматичен в современных условиях подход, основанный на 2D инверсии с учетом 3D-искаженности интерпретируемых данных [12]. В нем особое значение приобретают малоискаженные приповерхностными неоднородностями компоненты фазового тензора импеданса и МВ откликов [2, 6], включая построенные на базе этих передаточных операторов оценки простирания и трехмерности доминирующих глубинных структур. Здесь обеспечивается учет реальной топографии и батиметрии пунктов ЭМ зондирования. Но уже накоплен и первый опыт решения реальных задач 3D интерпретации [10, 13].

Эксперимент EMTESZ-Pomerania

Ярким примером массива синхронных ЭМ зондирований для изучения геоэлектрического строения литосферы в зоне сочленения крупнейших европейских платформ является международный эксперимент EMTESZ-Pomerania [9]. В пределах Балтийского сегмента зоны TESZ за последнее десятилетие выполнено более 200 глубинных зондирований, в т.ч. 9 донных морских. Исследования велись группами по 10-15 синхронных инструментов. Синхронность наблюдений позволила подавить интенсивные ЭМ помехи [6, 9]. На рис. 1 представлена карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика отн. п. P08 на СВ конце профиля P2 вблизи Гданьска.

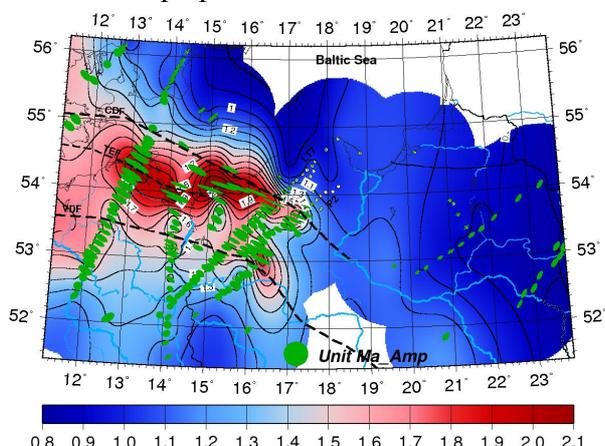


Рис. 1. Карта максимальной амплитуды и экстремальной амплитуды дных эллипсов (повернутых на 90°) горизонтального МВ отклика для периода 2048 с;

CDF и VDF – фронты Каледонской и Герцинской складчатости, TEF – Транс-Европейский глубинный разлом.

Положительные аномалии на рис. 1 отчетливо трассируют простирание коровых проводников - на ССЗ в Польше и далее на запад вдоль Балтийского побережья до острова Рюген. Двумерная 8-компонентная интерпретация МТ/МВ данных вдоль геотраверса LT7 дает форму и глубинную привязку коровых аномалий электропроводности в диапазоне глубин 7-25 км и детализирует геоэлектрическую структуру осадочного чехла и верхней мантии (рис. 2).

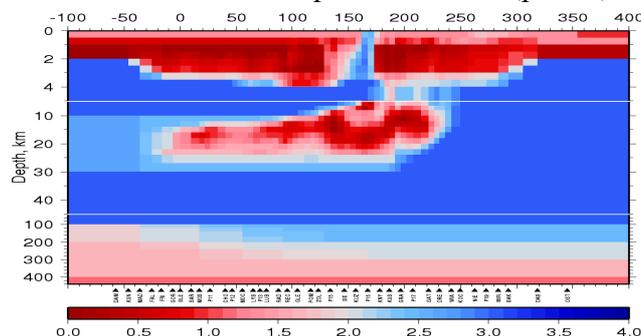


Рис. 2. Геоэлектрический разрез (Омм, lg-шкала) зоны TESZ вдоль геотраверса LT7; слева – ЮЗ, справа – СВ, начало координат – на границе с Германией

Квази-3D (плёночная) интерпретация тензорных горизонтальных МВ откликов показывает [13], как коровые аномалии электропроводности продолжают с профиля LT7 (рис. 2) на запад (рис. 3).

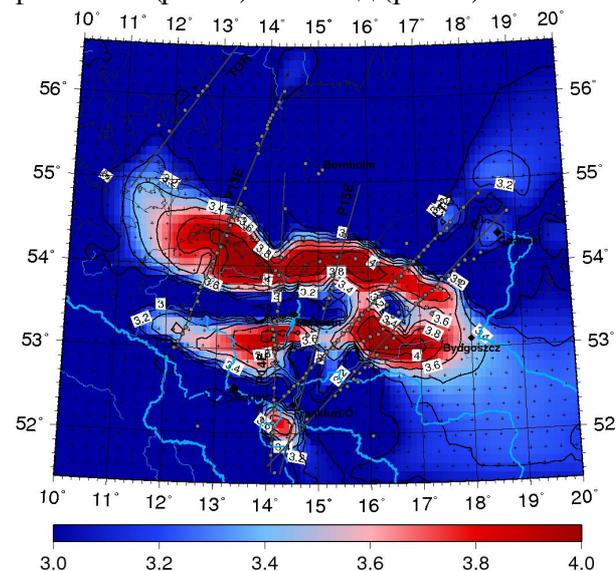


Рис. 3. Распределение продольной проводимости (См, lg-шкала) земной коры, построенное по горизонтальным МВ откликам для периода 2048с.

Природа выявленных коровых аномалий электропроводности связывается нами с Каледонскими метаосадками, первично обогащенными углефицированными материалами и существенно графитизированными на глубинах более 5-8 км. Важно, что ЭМ зондирования на Балтийском побережье, прилегающих островах и на морском дне позволяют проследить фронт Каледонской складчатости в ЮЗ секторе Балтийского моря.

Эксперимент EHS3D (Восточный Тибет)

В 2007-9 г. в Восточном Тибете на основе опыта, накопленного в проекте EMTESZ-Romania, построен массив глубинных ЭМ зондирований EHS-3D для изучения геоэлектрической структуры всей тектонической [14]. Карта максимальных амплитуд горизонтального МВ отклика (рис. 4) указывает на повышенную коровую мантийную электропроводность всего Тибета по сравнению с индийской территорией.

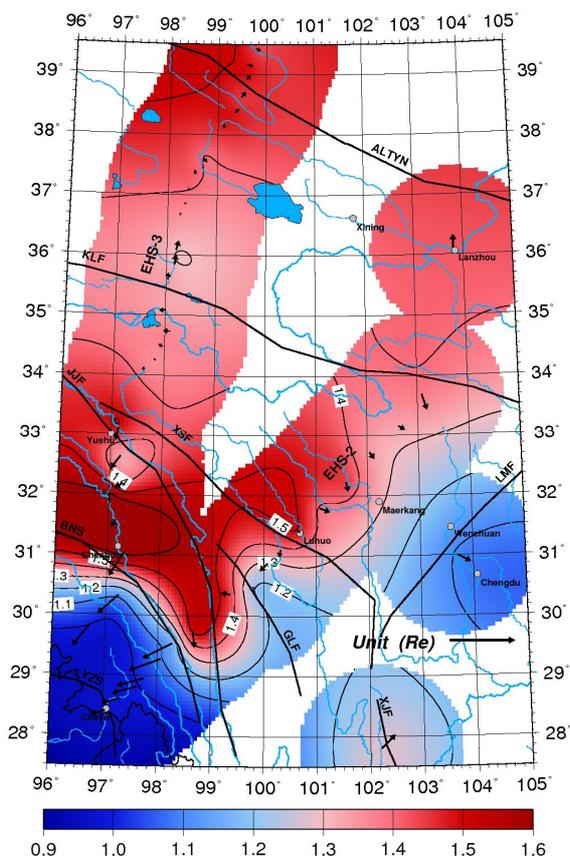


Рис. 4. Карта максимальной амплитуды горизонтального МВ отклика (отн. самого южного пункта на профиле EHS-3) и действительных векторов индукции для периода 1024 с.

Самые интенсивные аномалии отмечаются на ЮВ Тибета (рис. 4) - при этом их простирание по мере движения на восток меняется с широтного на меридиональное, а также на севере в пределах Кунь-Луны.

Геоэлектрический разрез вдоль меридианального геотраверса EHS-3, построенный методом 8-компонентной 2D инверсии МТ/МВ данных с учетом их 3D-искаженности, демонстрирует серию корово-мантийных аномалий электропроводности термической и флюидной природы над погружающейся Индийской плитой и "корневую" мантийную аномалию на глубине более 170 км в центре сечения Тибета и севернее под Кунь-Луном (рис. 4).

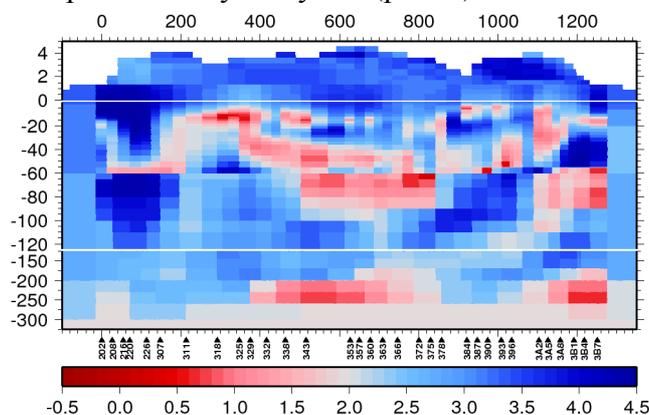


Рис. 5. Геоэлектрический разрез Тибета (Омм, lg-шкала) вдоль геотраверса EHS-3: слева – юг, справа – север, начало координат – на границе с Индией.

Необходимо отметить, что гипоцентры практически всех катастрофических землетрясений в окрестности данного геотраверса (вкл. землетрясение в Yushu 2010 г.) попадают в непроводящие области на границах выявленных аномалий повышенной электропроводности.

Эксперимент KIROVOGRAD (ЮЗ Россия)

В 2007-10 г. выполнена первая фаза международного проекта KIROVOGRAD по ЭМ зондированию земной коры на территории ЮЗ России и северной Украины на западном склоне Воронежской антеклизы. В этом эксперименте получена первая широко-масштабная реализация на постсоветском пространстве современных технологий синхронного МТ/МВ зондирования [10, 13, 15]. Результаты этого проекта представлены на данной конференции: прослежено сочленение трех коровых аномалий электропровод-

ности: Кировоградской, Курской и Кирово-Барятинской, а также решена серия методических проблем ЭМ зондирования и комплексной интерпретации геофизических данных [10, 16]. Кировоградская аномалия продолжается на север с Украинского щита под Днепровско-Донецкую впадину, а Курская в плане совпадает с КМА. Обе аномалии локализуются на глубине 30-40 км. Самая северная Кирово-Барятинская аномалия имеет меньшую интенсивность и глубину (20-30 км).

Данная работа велась в ходе студенческих практик на Геофизической базе МГУ в Калужской обл. и позволила обогатить учебный процесс элементами современного научного эксперимента.

Заключение

Представленные методы проведения синхронных ЭМ зондирований и обработки/интерпретации получаемых данных открывают широкую перспективу комплексного изучения геоэлектрической структуры литосферы, в т.ч. в регионах с высоким уровнем индустриальных ЭМ шумов и существенной неоднородностью естественных возбудителей ЭМ поля. Они применимы в областях с квази-2D строением среды и ее умеренной трехмерностью. Первый опыт решения задач 3D интерпретации внушает надежду на скорое получение практически значимых результатов при существенной трехмерности данных.

Следует отметить методическое единство современных технологий МТ/МВ зондирования в широком диапазоне периодов – выше обсуждались результаты глубинных литосферных зондирований, однако практически те же подходы применимы при проведении рудных зондирований с глубиной 1-2 км [17].

Литература

1. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного ЭМ поля Земли. М.: Недра. 1981. 327с.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
3. Варенцов Ив.М. Разрешающая способность современных ЭМ геофизических методов с естественным возбуждением поля // Разведка и охрана недр. № 8. 2006. С. 66-71.
4. Варенцов Ив.М., Корья Т., Смирнов М.Ю. и др. Эксперимент BEAR – синхронное ЭМ зондирование Балтийского щита и его передаточные функции // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по прогностической программе EUROPROBE. М.: Геокарт: ГЕОС. 2006. С. 79-94.
5. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р. и др. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. №2. С. 30-61.
6. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007a. P. 259-273.
7. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом МВ профилирования. Киев: Науковадумка. 1975. 280с.
8. Varentsov Iv.M., EMTESZ-Pomerania WG. Method of horizontal MV sounding: techniques and application in the EMTESZ-Pomerania project // Protokoll uber das 21 Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung" (Eds. O. Ritter, H. Brasse). Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany. 2005. P. 111-123.
9. Ernst T., Brasse H., Cerv V. et al. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. P. 15307. doi:10.1029/2008GL034610.
10. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А. и др. Коровые аномалии электропроводности на западном склоне Воронежской антеклизы // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле" памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 5с.
11. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. №. 11. С. 11-33.
12. Varentsov Iv.M. Joint robust inversion of MT and MV data // Electromagnetic sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40). Elsevier. 2007b. P. 185-218.
13. Kovacicova S., Varentsov Iv.M., EMTESZ and KIROVOGRAD WGs. Quasi-3D inversion of horizontal MV responses // EM soundings: theory and applications. Proc. of the Int. Workshop on EM Sounding in memory of

- Professors Mark N. Berdichevsky and Peter Weidelt. M: IPE RAS. 2010. С. 45-46.
14. Varentsov Iv.M., Bai D., Sokolova E.Yu. Joint inversion of long-period MT/MV data at EHS3D transects (Eastern Tibet) // XX Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S7-05. 4p.
15. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Верещагина М.И. и др. ЭМ зондирование осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы // Физика Земли. 2010. № 8. С. 62-71.
16. Алексанова Е.Д., Баглаенко Н.В., Варенцов И.М. и др. Сопоставление геофизических полей в зоне Кировоградской и Курской аномалий электропроводности // Международная конференция "Современное состояние наук о Земле" памяти В.Е. Хаина (Расширенные тезисы). М.: МГУ. 2011. 4с.
17. Varentsov Iv.M., Kulikov V.A., Yakovlev A.G. et al. 2D inversion in mining MT applications: surveys with drilling verification // 20th Workshop on EM induction in the Earth (Extended Abstracts). Egypt, Giza. 2010. S2-41. 4p.

НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕЛЕННЯХСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) ТРЕБУЮТ РАЗРАБОТКИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

Вишневская В.С.^а, Шульгина В.С.^б, Тарабукин В.П.^в, Афанасьева Е.В.^б, Исакова Т.Н.^а, Аристов В.А.^а

^а Геологический институт РАН, Москва, Россия (valentina@ilran.ru)

^б ФГУ НПП Аэрогеология, Москва, Россия

^в Институт геологии алмаза и благородных минералов СО РАН, Якутск, Россия

Введение

Последнее крупное издание В.Е.Хаина с соавторами [2009] было посвящено геологическому строению разновозрастных тектонических структур Северо-Востока России. В их числе на северо-западном окончании Колымской структурной петли расположено Селенняхское палеозойское поднятие, надвинутое на мезозойский комплекс Полоусного синклинория.

В результате полевых и последующих палеонтологических исследований в северных отрогах хребта Черского (69° с.ш.) получена новая микропалеонтологическая характеристика отложений на двух возрастных уровнях: раннего карбона и впервые для ранней юры (рис.1).

На северо-западной окраине Селенняхского поднятия (р.Тирехтях, приток р. Уяндына) шельфовые отложения карбона с богатыми фаунистическими комплексами замещаются "немыми" туфогенно-кремнистыми отложениями уроничанской толщи с пластами органогенно-обломочных известняков (калькаренитов) и единичными маломощными горизонтами гиалокластитов.

Новые данные по микрофауне

В кремнисто-глинистых сланцах, фтанитах и пепловых туффитах заключены скопления радиолярий, присутствуют редкие конодонты. В карбонатных породах

присутствуют фораминиферы и конодонты.

Ранее в этих отложениях были обнаружены единичные пункты с радиоляриями позднеурнейско-ранневизейского возраста – слои с *Albaillella paradoxa* [Руденко и др., 1997]. В настоящее время эта датировка подтверждена ассоциацией радиолярий, конодонтов и фораминифер в разных слоях толщи.

В известняках присутствуют конодонты зон *delicatus-typicus* *Gnathodus delicatus* Br.et Mehl, *Gn.cuneiformis* Mehl et Th., *Gn. typicus* Coop., *Bispathodus stabilis* (Br.et Mehl) в комплексе с фораминиферами, характерными для верхнетурнейских и нижневизейских отложений.

В состав комплекса входят таксоны, такие как *Palaeospiroplectammina guttula* (Malakh.) *Eotextularia* aff. *diversa* (N. Tchernysheva), *Pseudoplanoendothyra* ex gr. *rotayi* (Dain), *Eogloboendothyra* sp., *Endothyra* (*Latiendothyra*) sp. характерные как для верхнетурнейских, так и нижневизейских отложений. Появление в этом комплексе эндотир группы *similis*, а также *Tetrataxis* aff. *paraminima* Viss., *T. aff. digma* Grozd. и *Tetrataxis* sp. омолаживает состав комплекса, придавая этому комплексу переходный турнейско-визейский характер. В Средней Сибири, сходный комплекс был описан как «третий верхнетурнейский комплекс», имеющий переходный турнейско-визейский облик.

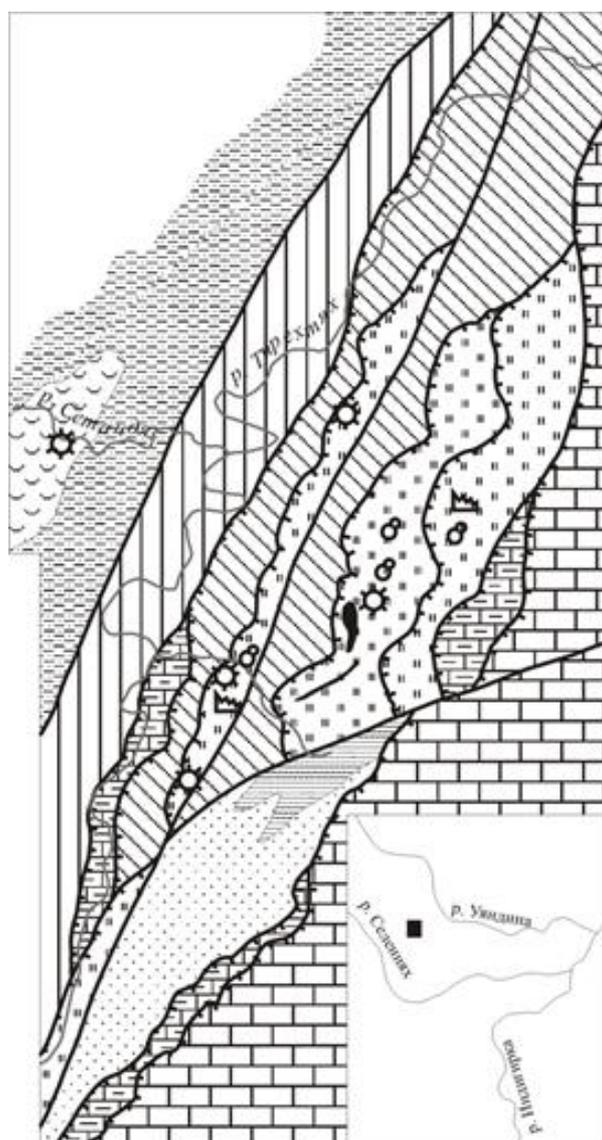
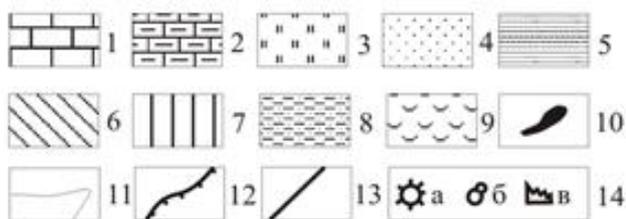


Рис. 1. Схема геологического строения бас. р. Тирехтях

- 1 - карбонатные отложения ордовикско-силурийского возраста (O-S);
- 2 - карбонатные отложения девонского возраста (D);
- 3 - уроничанская свита (C₁ur);
- 4 - правотирехтяхская толща (C₁₋₂pr);
- 5 - дякычанская толща (C₂₋₃dk);
- 6 - тупиковая толща (Ptp);
- 7 - поздне триасовые отложения (T₃);
- 8 - чемендинская толща (J₁cm);
- 9 - сетакчанская свита (J₁st);
- 10 - габбро намыхаского комплекса (vC₁n);
- 11 - геологические границы;
- 12 - надвиги;
- 13 - крутопадающие разломы;
- 14 - места находок органических остатков: радиолярий (а), фораминифер (б), конодонтов (в)



В кремнистых породах и пепловых туффитах, вмещающих пласты известняков, обнаружены единичные конодонты "Hindeodella" segaformis Bisch. и богатый радиоляриевый комплекс, включающий *Entactinia vulgaris vulgaris* Won, *Palacantholithus stellatus* Deflandre, *Brianellum ruestae* Cheng и др., которые ранее в этом районе не были известны (рис.2).

Первые находки юрских радиолярий в восточной части Полоусного синклинория приурочены к отложениям сетакчанской свиты, ранее не имевшей надежной

палеонтологической характеристики. Здесь из пепловых туффитов, сложенных более чем на 50% радиоляриями, методом химического препарирования НФ выделены радиолярии узкого возрастного интервала – синемюра, возможно до раннего плинсбаха. В этом комплексе присутствуют многочисленные представители сем. *Livarellidae* Kozur et Mostler, 1981, время существования которого верхний норий – тоар. Род *Livarella* Kozur et Mostler, 1981 (рис. 3) имеет распространение верхний норий – синемюр [Yeh, Cheng, 1998]. Но,

поскольку совместно с ним в одном образце присутствуют формы *Plesus artus* Yeh (J_1 pl-t₁), время существования которых было пролонгировано до синемюра на основе материалов по Филиппинам, Северному Китаю (Наданхидский террейн), Японии и США (Орегон) [Yeh, Cheng, 1998], а также *Fantus exiguus* Yeh (J t), *Katroma? bicornus* De Wever, *Lantus ? praeobesus* Carter, *Stichocapsa biconica* Matsuoka (J,t), *Bagotum? kimbroughli* Whalen et Carter и др., что позволяет датировать возрастной интервал слоев с радиоляриями несколько шире - синемюр, возможно до раннего плинсбах. Ранее кремнистые образования этого возрастного интервала были известны в Приморье и Корьякии [Вишневская, 2001].

Заключение

В тектоническом плане палеозойские кремнистые образования (турне-визе) Селенняхского блока по мнению одних исследователей входят в состав Колымо-Омолонского микроконтинента [Парфенов, Кузьмин, 2001], других Верхояно-Колымскую сутурную зону [Оксман, 2000; Хаин и др., 2009], в то время как мезозойские кремнистые образования относятся то к Верхоянской пассивной окраине, то к Полоусненской тектонической пластине, надвинутой на

край Сибирского кратона. Первая находка раннеюрских (синемюр) радиолярий требует проведения не только дальнейших полевых работ, но и поисков новых тектонических концепций для проведения палеогеодинамических реконструкций.

Литература

1. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 209 с.
3. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 560 с.
4. Руденко В.С., Прокопьев А.В., Оксман В.С. и др. Первые находки позднепалеозойских радиолярий в Восточной Якутии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 88-95.
5. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
6. Yeh K., Cheng Y. Radiolarians from the Lower Jurassic of the Busuanga Island, Philippines // Bulletin of the NMNS. 1998. N. 11. pp. 1-65.

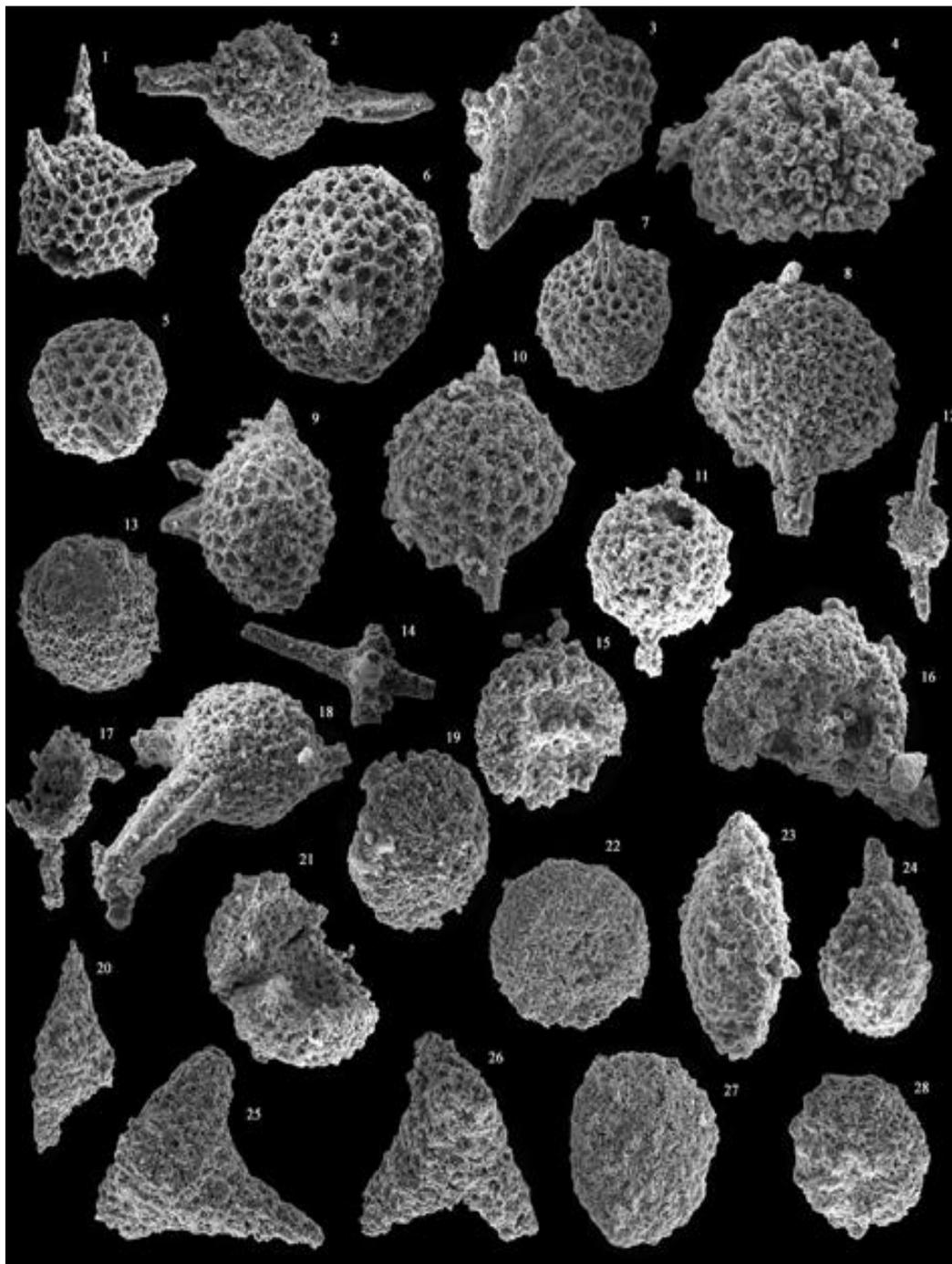


Рис. 2. Раннекаменноугольные(турне-визе) радиоларии хр. Черского(бассейн р. Тирехтях): 1 - *Entactinia vulgaris vulgaris* Won, обр. 2066, 2 - *E. variospina* Won, обр. 2066, 3,5-7- *Entactinia rostriformis* Afanasieva et Amon 3,6- обр. 2074 / 1-2, 5 – обр. 2066, 7 – 2073/5-1, 4 - Полые иглы “*Anakrussa* “? sp. , обр. 2074/1-2, 8 -11 - *E. sp.*, обр.2074 / 1-2, 12 - *Bientactinosphaera altasulcata* (Won, обр. 2066, 13, 28 -*Entactinosphaera* sp., обр.2074 / 1-2, 14 - *Palacantholithus stellatus* Deflandre, обр. 1095/1, 15 - *Belowea?* tenuistesta Won, обр. 1095/1, 16,17 – *B?* sp., 16 - обр. 2074/1-2; 17 - обр. 1094, 18 - *Trilonche vetusta* Hinde, обр. 2074, 19, 22, 23 – *Paleodiscus* sp., 20 - фрагмент *Brianellum* sp., 21 - *Entactinosphaera?* sp., 24 -*Tetragregon?* обр. 1094, 25,26 – *Brianellum ruestae* Cheng, обр. 1094, 27 - *Tetragregon* ex gr. *sycamorensis* Ormiston et Lane, обр. 1094.

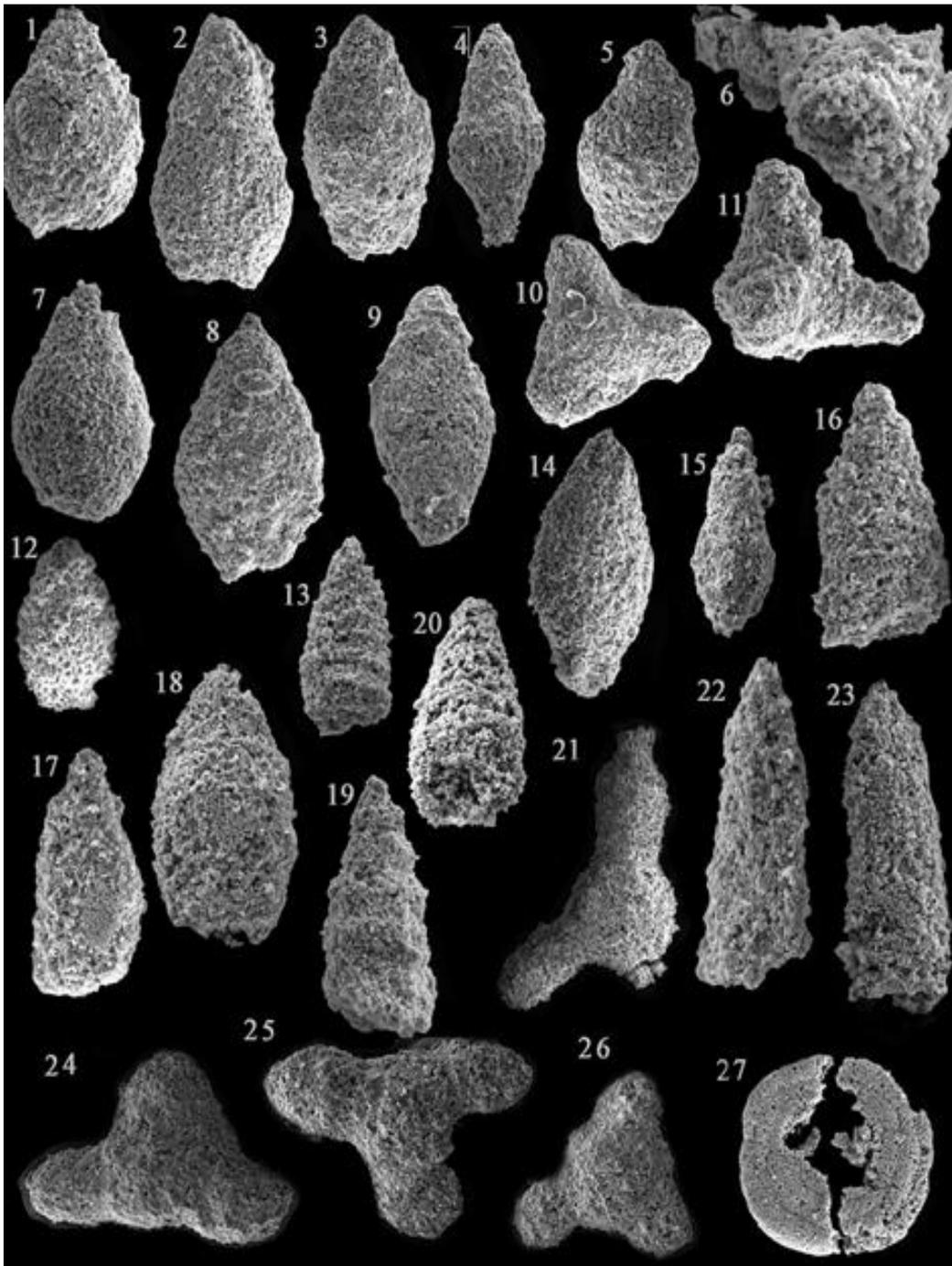


Рис. 3. Раннеюрские (синемюр) радиоларии хр. Черского (бассейн р. Сетандя, обр.1100/22): 1,3,5- *Fantus exiguus* Yeh, 4- *Katroma? bicornus* De Wever, 6- *Archaeopyramisa? sp.*, 7- *Trilonche ex gr. minax* (Hinde), 8- *Paronaella? sp.*, 9-10- *Lantus praeobesus* Carter, 11,15 - *Stichocapsa biconica* Matsuoka, 12- *Canutus? sp.*, 13- *Parvicingula sp.*, 14 - *P.? sp.*, 16- *Plesus aptus* Yeh, 17,18- *Triversus? sp.*, 19- *Fantus sp.*, 20- *Noritus? sp.*, 21, 24-26- *Livarella sp.*, 22,23 - *Parahsuum? sp.*; фораминифера: 27- *Spirillina? orbicula* Terguem et Berthelin.

НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА**Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров***Геологический институт Российской академии наук, Москва
(yvolozh@yandex.ru)*

Каспийский регион расположен в пределах Евразийской континентальной литосферной плиты и охватывает территорию, относящуюся к трём различным в геодинамическом отношении структурам: (а) древней Восточно-Европейской платформе, (б) молодой Центрально-Азиатской платформе и (в) Альпийско-Гималайскому складчато-коллизийному поясу (в рамки карты заходят лишь фрагменты этих структур). Внутри платформ выделены структуры второго порядка: (а) **плиты**, структуры устойчиво прогибавшиеся на протяжении всего платформенного этапа развития земной коры региона; (б) **щиты** и **межплитные орогены** (изометричные и линейные соответственно), структуры устойчивого конэрозионного поднятия. Кроме того, особо выделены ещё два структурных 'элемента второго порядка. Это палеозойский Предуральский передовой прогиб и молодой кайнозойский Терско-Южнокаспийский предгорный прогиб.

Перечисленные выше структурные подразделения второго порядка являются основными тектоническими элементами осадочного чехла, и они определяют цветовую гамму карты. В основе их выделения лежат особенности строения возрастных сейсмостратиграфических подразделений земной коры соответствующего (второго) ранга: складчатый, доплитный и плитный комплексы осадочного чехла.

На карте выделены системы тектонических нарушений, представленные разрывами различного масштаба. Среди них имеются крупные – региональные разрывы (разного возраста), играющие существенную роль в структуре, как складчатых поясов, так и платформ. Результаты анализа отдельных тектонических элементов региона

опубликованы в работах (Копп, 1989, 2004; Макаров, 1989, Расцветаев, 1989; Трифонов, 1999, Международная тектоническая карта..., 2003). В ходе работ по составлению Атласа литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Евразии (Атлас..., 2002) нами было показано, что многие из имеющихся здесь нарушений, включая наиболее крупные, группируются в узкие полосы (зоны) большой протяженности, образуя отдельные звенья крупных разломов. Они были показаны как трансрегиональные и трансконтинентальные зоны разрывов.

Несколько таких зон находится на территории Каспийского региона в рамках «Карты»: Урало-Герирудская (меридиональная), Донбасс-Зеравшанская, Аксу-Кендирлинская, Кавказско-Копетдагская (все запад-северо-западного простирания с некоторыми вариациями). Строение и морфология этих зон была детально изучена методами сейсмического профилирования (рис. а и б). В результате было установлено, что названные зоны представляют собой комбинированные образования. Местами они выражены разрывами или системами разрывов, рассредоточенных в некоторой полосе, местами (это характерно для районов с большой мощностью осадочного чехла) – линейными зонами пликтивных дислокаций: системами валов, флексурными перегибами слоев, эшелонированными складками, реже линейными зонами непротяженных малоамплитудных кулисных разрывов. Следует подчеркнуть, что, вне зависимости от возраста рассматриваемых зон разрывов, времени их заложения и основного периода активности, на многих их отрезках зафиксированы позднечетвертичные – современные смещения.

В некоторых случаях – там, где имеются данные глубинных сейсмических исследований по трассам опорных геофизических профилей и данные наблюдений за сейсмичностью, удастся расшифровать внутреннее строение зон разрывов. Так, на профиле Уралсейс (Глубинное строение..., 2000) показано, что зона Урало-Герирудского разрыва это – сложно построенная структура, состоящая из серии нарушений листрической формы различной протяженности и глубины проникновения (рис. а).

В результате создана обобщенная модель строения трансрегиональных разломов: Они пронизывают земную кору на всю ее мощность, нарушая консолидированную кору и осадочный чехол, корни их могут уходить в подкоровые слои мантии. На уровне низов земной коры и верхней мантии это зона шириной в первые километры, как правило, наклонная (угол наклона может достигать 35° - 45°), проникающая до глубин 100-150 км. По направлению вверх эта зона расщепляется на систему нарушений, для которых во многих случаях характерна листрическая форма и которые вылаживаются на уровне нижнего слоя консолидированной коры. В осадочном чехле нарушения ветвятся, приобретая цветковую структуру (рис.б). Из-за этих особенностей на поверхности описываемые нарушения выделяются в виде линейных зон разрывных и кулисных (эшелонированных) пликативных дислокаций шириной в несколько десятков километров. Такая ширина зон затрудняет их картографическое отображение.

На карте описываемые нарушения показаны линией (штриховкой) условной ширины. Она соответствует (настолько точно, насколько позволяют имеющиеся данные) положению в плане зоны разрыва (сдвига) на срезе кровли

консолидированной коры. Вместе с тем, этот линейный знак не отражает конфигурации зоны сдвига, ширины и других его параметров в более высоких горизонтах, которые по простиранию и в вертикальном разрезе изменяются.

Выполненный анализ имеющихся геолого-геофизических материалов, показал существенную роль сдвиговой составляющей в развитии Урало-Герирудской Донбасс-Зеравшанской, Аксу-Кендирлинской, Кавказско-Копетдагской зон разломов. Величина горизонтальных смещений измеряется, возможно, сотнями километров. Доказательством служит современное положение некоторых элементов-маркеров. Это – пары структур и других геологических объектов, расположенных по разные стороны нарушений и ныне разъединенных, но в которых наблюдаются характерные особенности строения, позволяющие ставить вопрос об их былом единстве. В рамках такой концепции данные нарушения интерпретируются как трансрегиональные, или трансконтинентальные, постколлизийные сдвиги. Анализ структуры осадочного чехла показывает, что время их заложения и основной период активности соответствуют завершающим стадиям коллизийных этапов развития палеозойского и альпийского складчатых поясов. Принятие данной концепции влечет за собой возможность корректировки оценок углеводородного потенциала некоторых территорий (вал Шатского, вал Сорокина, борта Апшеронской и Дербентской котловин). При дальнейшем изучении Донбасс-Зеравшанский и Кавказско-Копетдагский, возможно, необходимо будет перевести в ранг сдвиговых поясов.

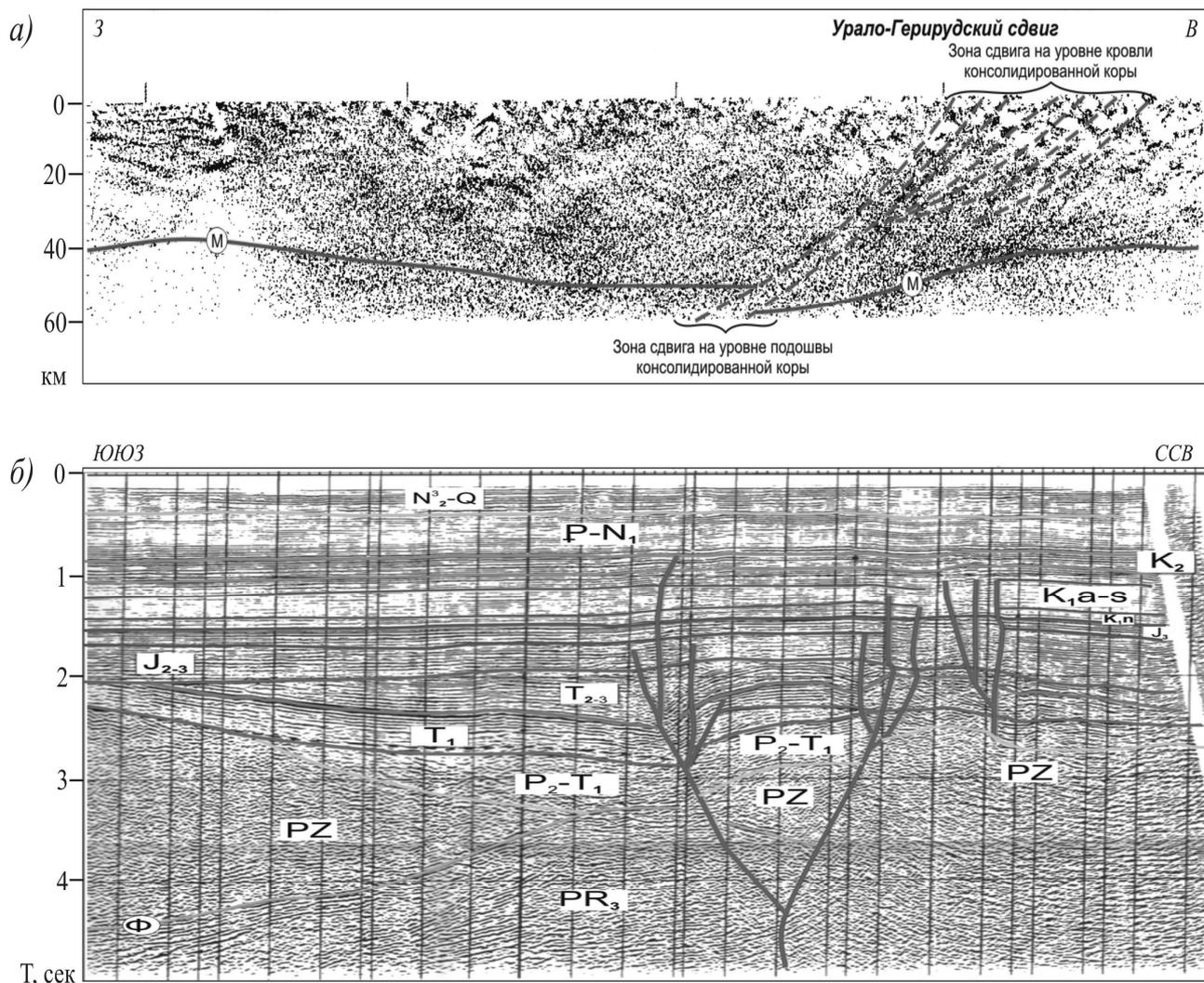


Рис. Проявление коллизионных сдвигов в земной коре а) на уровне консолидированной коры б) на уровне осадочного чехла

МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ РАЙОНА ОЗ.ТУЛОС, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН**Егорова С.В.***КарНЦ РАН, г.Петрозаводск (zumlic@mail.ru)*

Тулосский блок расположен в западной части Центрально-Карельского террейна Карельского кратона. Одной из главных особенностей геологического строения Тулосского блока является широкое развитие пород, сформировавшихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Степень их сохранности на территории Тулосского блока различна – местами они подверглись ретроградным преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (сначала при $T=680-700^{\circ}\text{C}$ и $P=6-6.5$ кбар, а затем при $T=600^{\circ}\text{C}$ и $P=4$ кбар) [4]. Считается [3], что гранулитовый метаморфизм на территории Тулосского блока проявлен как в супракрустальных породах (средние и основные кристаллосланцы), так и в интрузивных образованиях кислого состава (диоритах-гранодиоритах).

Палеопротерозойские процессы в пределах Тулосского блока нашли отражение в формировании даек основного состава. Мафические дайки в пределах Тулосского блока характеризуются довольно высокой степенью сохранности – во многих случаях они сохраняют не только морфологические особенности тел, но и первично-магматические минералы. Подавляющее большинство даек имеет северо-западное ($290-310^{\circ}$) простирание, довольно большую мощность (30-70 м). Петрохимически все изученные мафические дайки определяются как породы основного состава нормального ряда щелочности толеитовой серии. Преобладают тела простого строения. В целом породы даек Тулосского блока характеризуются хорошей степенью сохранности и незначительными вторичными изменениями.

Главными породообразующими минералами даек Тулосского блока являются основной плагиоклаз (лабродор-андезиновый состава), формирующий в среднем 40-55% объема породы, и

клинопироксен - до 45% объема породы, представленный преимущественно авгитом. В некоторых телах, в качестве породообразующих устанавливается также ортопироксен, главным образом, гиперстен (до 8%) и поздняя магматическая роговая обманка (1-3%).

Геохимически дайки Тулосского блока характеризуются высокими содержаниями Fe, Ti, низкими Cr и Ni и довольно низкой магнезиальностью (0.3-0.18), что предполагает высокие степени фракционной кристаллизации исходных расплавов. Содержания SiO_2 изменяются незначительно от 48.16 до 50.01 вес.% (среднее – 49.19 вес.%).

По характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов мафические дайки Тулосского блока близки к континентальным платобазальтам. Также следует отметить дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов во всех дайках долеритов.

Тем не менее, по минералогическому и петрографическому и геохимическому характеристикам среди даек Тулосского блока с достаточной степенью уверенности можно выделить несколько групп.

Дайки **Fe-Ti габброноритов** формируют довольно крупные (до 40 м) тела простого строения с закаленными тонкозернистыми микрогабброноритами в зоне закалки и среднезернистыми габброноритами в центральных частях тел. Характеризуются присутствием в их составе ортопироксена ряда бронзит-гиперстен (\square 8%), а также низкими содержаниями рудного вещества (~3-5%) и кварца (до 5%). Максимальная отрицательная аномалия по Nb, повышенные концентрации LIL-элементов, а также присутствие в значительных количествах кварца и биотита в породах зоны закалки, позволяют предположить, максимальную степень контаминации габброноритов среди мафических даек Тулосского блока.

Оливинсодержащие долериты. Характерными особенностями пород данной группы является присутствие оливина, количество которого составляет порядка 2% и низкие концентрации рудного вещества (~ 1%)

Дайки **долеритов** характеризуются простым внутренним строением. Мощность тел достигает 30 м. Дайки слабо метаморфизованы и сохраняют реликты первичных плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. Дайки долеритов Тулоса являются геохимическими аналогами даек обогащенных Fe-Ti долеритов района Пяозера (Центрально-Карельский террейн Карельского кратона) [5] и района п. Шальский (Водлозерский террейн).

Дайки **габбродолеритов** имеют довольно высокую мощность – до 70 м и дифференцированное строение. Характерной их особенностью является наличие существенно плагиоклазовых шпир лейкогаббро в центральных частях тел. Основной объем тел сложен обычно массивными средне-крупнозернистыми габбродолеритами с высоким (до 10-12%) содержанием рудного вещества. Кроме того, в них установлены довольно многочисленные обособления $Qu-KFsp-Vt$ состава, являющиеся, вероятно, результатом контаминации коровым веществом. Геохимически дайки габбро-долеритов характеризуются высокими содержаниями $Fe_2O_3^*$ (до 19%), максимальными значениями отношений Gd/Yb_N (1.98-2.14) и La/Sm_N (1.79-1.90). Отношение $Nb/Nb^*=0.52-0.81$ предполагает существенный вклад корового компонента в процесс формирования магм габбро-долеритов. Также слабо деплетированы и другие высокочargedные элементы. Высокие значения Gd/Yb_N отношения предполагают равновесность материнских расплавов с гранатом мантийного источника и, как следствие, существенно большие, чем в долеритах других групп глубины магмогенерации.

Таким образом, изучение геологии, минералогии, петрографии и геохимии мафических даек района оз. Тулос позволило сделать следующие выводы:

1. Среди установленных даек Тулосского блока по особенностям геологического строения, минерального состава и геохимическим характеристикам выделены группы пород: оливинсодержащие долериты, Fe-Ti габбронориты, габбродолериты и долериты.
2. Генетическая принадлежность даек Fe-Ti габброноритов остается неопределенной.
3. Среди палеопротерозойских мафических даек Тулосского блока установлены геохимические аналоги базальтов позднего ятулия Центральной Карелии и даек обогащенных Fe-Ti толеитов Карельского кратона.
4. Дайки габбродолеритов представляют отдельную группу пород и отличаются от известных ранее даек Fe-Ti толеитов по особенностям внутреннего строения, особенностям дифференциации тел и геохимическим характеристикам пород. Их возможными аналогами являются дайки базальтов заонежской свиты Центральной Карелии.

Литература

1. *Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии, Вестник СПбГУ, Серия 7, 2008. №4, с. 31-45.
2. *Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б.* Геохимия и петрография мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс, Вестник СПбГУ, №7, 2003. С. 3-32.
3. *Ранний докембрий Балтийского щита/* Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
4. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
5. *Степанова А.В.* Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии // Автореф. дис., 2004.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ВЭЗ-ВП, НА ПРИМЕРЕ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОГО СТРУКТУРЫ

Жураев М.Р.

ГП. «Институт ГИДРОИНГЕО», Ташкент, Узбекистан (*muzaffar_juraev@mail.ru*)

В настоящее время вся деятельность Чимионского санатория базируется за счет использования сероводородной воды. Повышенная потребность в этой воде, остается актуальной проблемой поиска дополнительного запаса в будущем

Чимионская антиклиналь считается старым нефтяным месторождением, нефть извлекается из туркестанского горизонта палеогеновых отложений на северном склоне сводовой части антиклинали. (Рис 1)

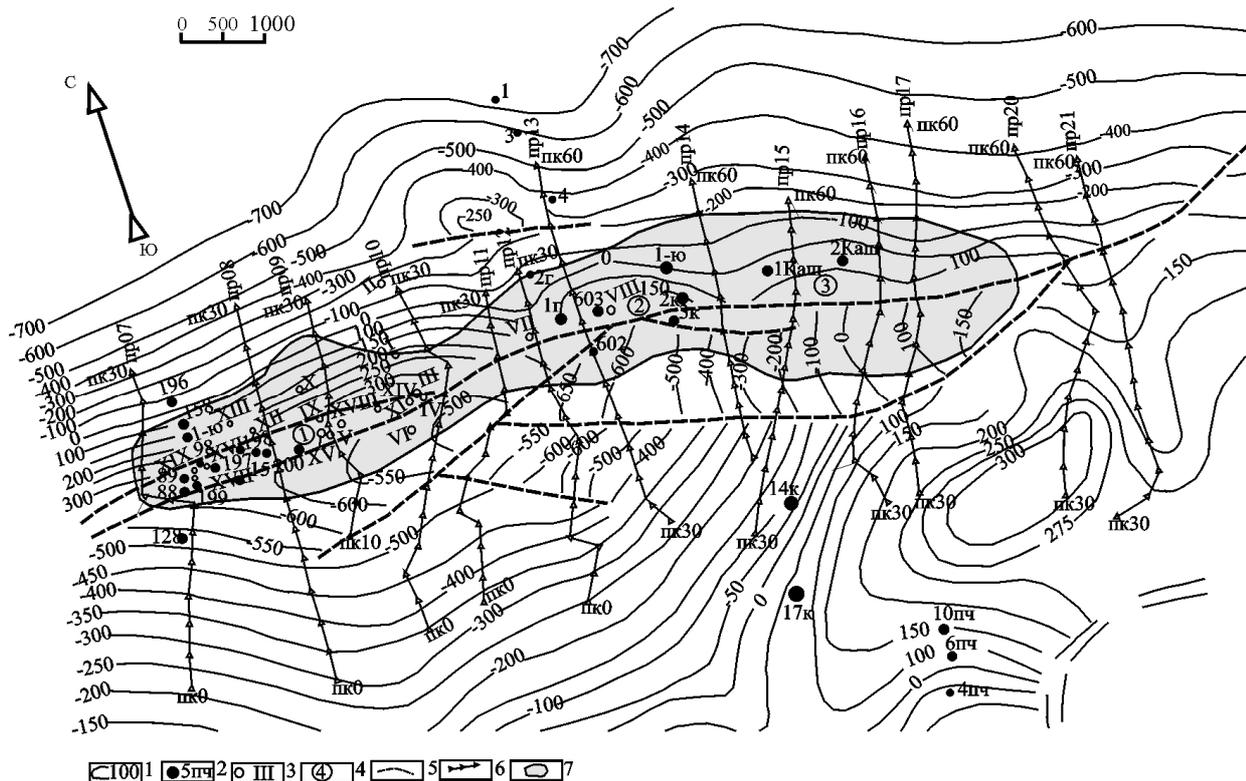


Рис 1. Структурная карта по опорному отражающему горизонту P₂. Пл. Чимион-Кашкаркыр. 1-изогисы опорного отражающего горизонта P₂; 2-скважины глубокого бурения; 3-гидрогеологические скважины; 4-локальные структуры; 5-тектонические нарушения; 6-профиль ВЭЗ-ВП; 7-аномальных зон. Список структуры 1-Чимион, 2-Гулькуча 3-Кашкаркыр.

Присводовая часть складки осложнена крупным продольным тектоническим нарушением типа взбросо-надвига, по которому северное крыло взброшено и надвинуто на южное. Указанное нарушение проходит по южному крылу складки, параллельно ее оси и в непосредственной близости от нее. Оно

протягивается через всю структуру и затухает в направлении переклиналей. Плоскость нарушения падает под углом 75-80°. По тектоническим нарушениям происходит разгрузка подземных вод, поток просачивающейся подземной воды со склонов туркестанского хребта

распространяется по северному пологому склону.

С целью поиска сероводородных вод, проведены работы в пределах туркестанского и бухара-алайского водоносного комплекса, а также пробурено 19 гидрогеологических скважин. Сероводородная вода обнаружена практически во всех скважинах. В данное время в санатории эксплуатируются следующие скважины III, IV, которые находятся в восточной переклинали структура Чимиона. С целью детальной разведки, проведены электроразведочные работы на структуре Чимион-Кашкаркыр, методом ВЭЗ-ВП в период 2005-2008 года. Все профили (пр08,09,10,11,12,13,14,15,16,17,20,21)

расположены перпендикуляр оси структуры. На основе полученного полевого материала, составлены вертикальные разрезы кажущего сопротивления, вертикальные разрезы поляризации по каждому профилю ВЭЗ-ВП. *Качественная интерпретация* проводилась для характеристики общей геологической структуры изучаемого района, оценки возможности обнаружения перспективных участков, определения характера залегания пород и выявления зон тектонических неоднородностей. Якубовский Ю.В., Ренард И.В.[1] *Разрезы кажущихся сопротивлений* дают характеристику залегания пород с различными геоэлектрическими показателями (рис 2а). Так на профиле 07 южная часть разреза фиксируется спокойными наклонными изоомами с понижением сопротивлением к центру профиля. В северной половине профиля изоомы имеют вертикальную конфигурацию, характерную для тектонических нарушений. На последующих профилях эти закономерности сохраняются, т.е, вертикальные конфигурации изоом на разломах и горизонтальные или наклонные изоомы при спокойном залегании пород. По разрезам кажущихся сопротивлений

был протрасирован региональный разлом и выделен ряд локальных разломов на южной стороне изучаемого участка. *Разрезы вызванной поляризации.* При пропускании электрического тока в породах создается электрическое поле. В многофазной среде, которую представляют горные породы, идет процесс накопления заряда. Накопление энергии сводится к перераспределению зарядов в пограничных слоях на контактах жидких и твердых фаз. При выключении источника питания, энергия, запасенная поляризованной средой, расходуется на создание вторичного электромагнитного поля, которое существует некоторое время после отключения источника. Основным параметром, показывающим степень энергонакопления породы, является кажущаяся поляризуемость η_k , вычисляемая по результатам измерений: $\eta_k = \Delta U_{вп} / \Delta U_{р_k} \cdot 100\%$, где, $\Delta U_{вп}$ – остаточная разность потенциалов между электродами М и N, измеренная спустя некоторое время после выключения тока в питающей линии АВ; $\Delta U_{р_k}$ – разность потенциалов между теми же электродами при установившемся режиме протекания тока в цепи АВ. Замечено, что наличия углеводородов заметно повышают фон кажущейся поляризации. Общий фон вызванной поляризации по разрезам составляет 1.4-1.5%. Миграция углеводородов с примесью серы по региональному разлому привела к образованию сероводородных подземных вод, приуроченных к участками, прилегающих к этому разлому. На разрезах вызванной поляризации значения η_k увеличиваются до 2-4% над перспективными участками профилей, характеризующих наличие сероводородных вод (рис2б). На структурах Чимион-Кашкаркыр по повышенным значениям поляризации оконтурена перспективная зона наличия сероводородной воды (рис1). Между структурами Чимион-Кашкаркыр на профилях 11,12,13 вероятность наличия сероводородной воды минимальна, но и на

них наблюдаются небольшие аномалии η_k . Результаты сопоставление разрезов поляризуемости с разрезами кажущего сопротивления. В Чимионской антиклинали тектоническое нарушение тяготеет к сводовой части складки, проходит вдоль всей структуры и протягивается к западу от неё в направлении к Якутану. По мнению некоторых исследователей, изучавших данную структуру (Берри И.Л., Арутюнянц Р.Р. и другие, 1976г.), указанное нарушение играет важную роль в формировании Чимионского месторождения сероводородных вод. Следовательно, при формировании сероводородной воды, тектоническое

нарушение считается основным поисковым фактором. В пределах зоны тектонических нарушений размещались профили поляризуемости. Проанализировав местоположение, выявленного нарушения и совместив его с результатами интерпретации поляризуемости и удельного сопротивления, установлено: в пределах нарушения по всему объему толщи разреза наблюдается повышение степени поляризации и увеличение значения кажущего сопротивления. Следовательно, в южной части структуры по выявлению показателей фиксируются области формирования сероводородной воды площади Чимион-Кашкаркыра. (рис 2б).

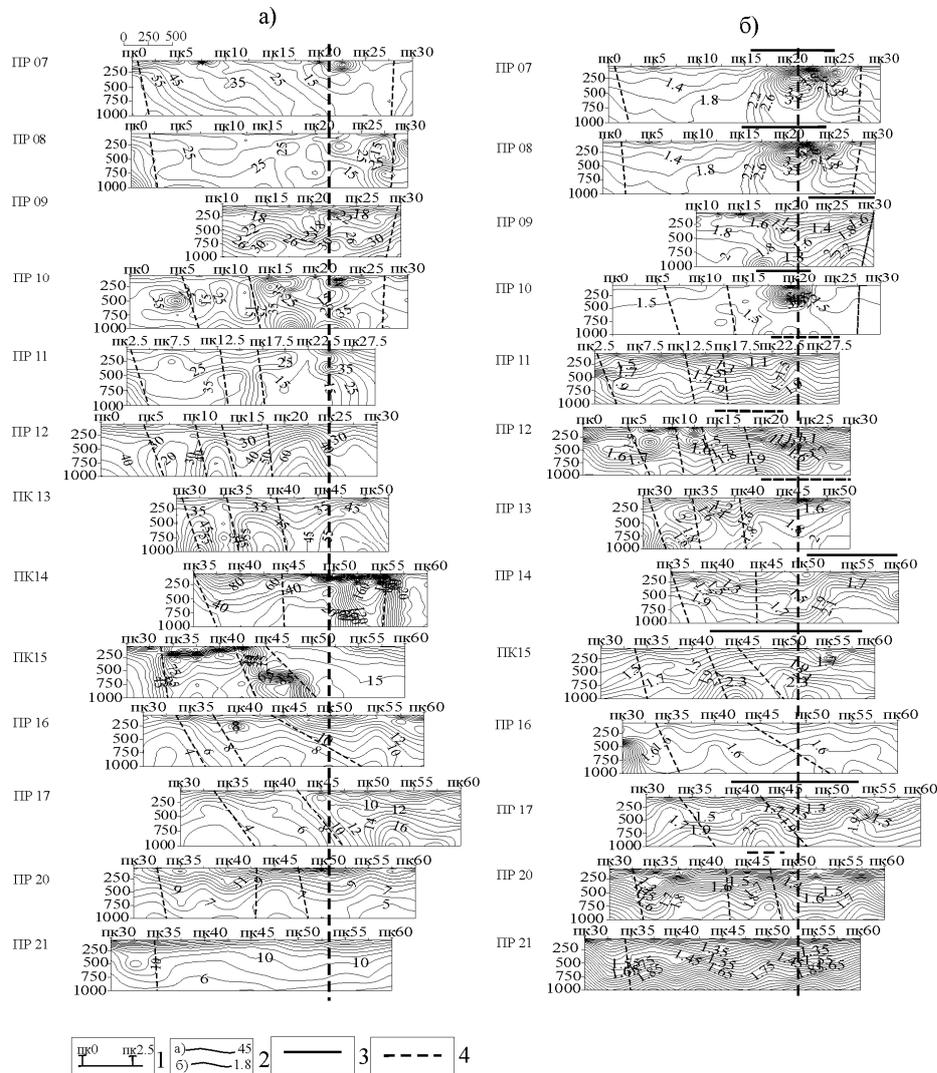


Рис 2. Качественная интерпретации. а) - разрезы сопротивления б) - разрезы поляризуемости 1-точки ВЭЗ-ВП; 2-изолинии кажущихся сопротивлений и поляризуемости; 3-зоны повышенной аномальной поляризуемости; 4-тектонические и локальные разломы.

Выводы: Сероводородные воды приурочены к тектоническим нарушениям структур Чимион-Кашкаркыр и картируются аномальными повышениями коэффициентов поляризации ВП.

Литература

1. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка Учебник для вузов. - 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1991. - 359с.: ил

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ БУХАРО-АЛАЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ЧИМИОН-КАШКАРКЫРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ

Жураев М.Р.

ГП. «Институт ГИДРОИНГЕО», Ташкент, Узбекистан (muzaffar_juraev@mail.ru)

Республика Узбекистан наряду с богатыми природными запасами полезных ископаемых располагает разнообразными видами минеральных, термальных и промышленных подземных вод. Постановление Кабинета Министров РУз «О перспективах санаторно-курортной и физиотерапевтической службы Узбекистана» (№14-41-41 от 28.02.2002г.) обязывает уделить особое внимание изучению, анализу и систематизации геолого-гидрогеологических материалов для научного обоснования поисков и разведки новых типов минеральных вод с целью планирования их использования в бальнеологии и качестве питьевых лечебно-столовых водах. Одновременно рекомендуется повышать уровень разведочных и эксплуатационных работ

для резкого увеличения прогнозно-перспективных запасов подземных минеральных вод. Создание современной курортно-бальнеологической базы является мощным импульсом дальнейшего экономического развития страны.

В настоящее время свою деятельность Чимионский санаторий функционирует за счет сероводородной воды. По причине повышенной потребности в этой воде, остается актуальной проблема поиска дополнительного запаса в будущем Чимионская антиклиналь считается старым нефтяным месторождением, нефть извлекается из туркестанского горизонта палеогеновых отложений на северном склоне сводовой части антиклинали. (рис.1)

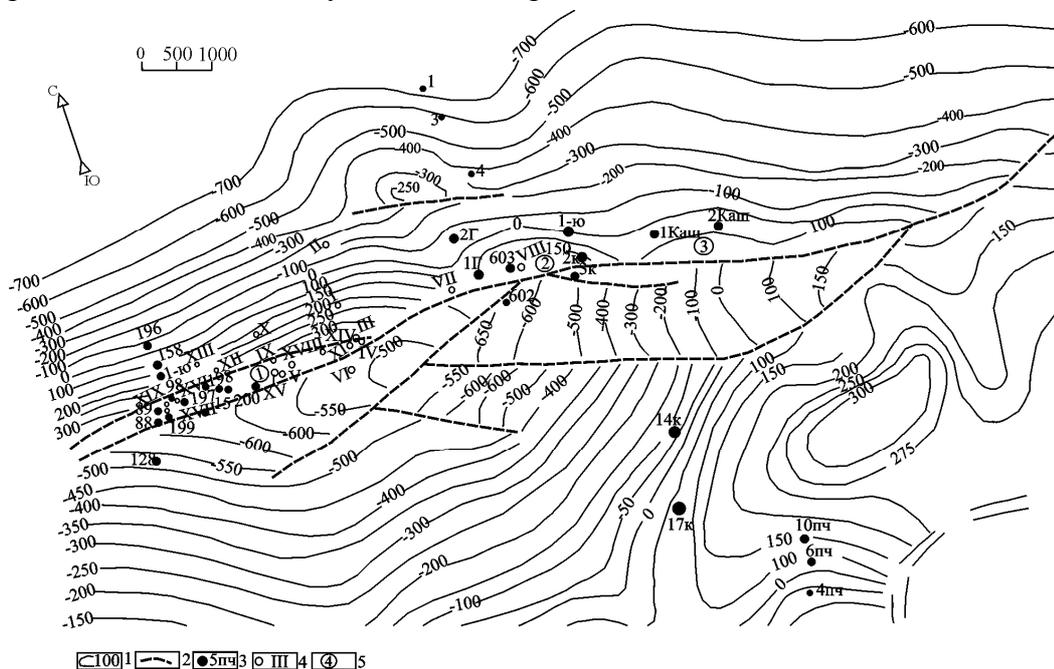


Рис.1 Структурная карта по опорному отражающему горизонту Р₂. Пл. Чимион-Кашкаркыр. 1-изогипсы опорного отражающего горизонта Р₂; 2-тектонические нарушения; 3-нефтяной скважины; 4-гидрогеологический скважины; 5-структуры 1-Чимион, 2-Гулькуча 3-Кашкаркыр.

Это обусловлено тем, что присводовая часть складки осложнена крупным продольным тектоническим нарушением типа взбросо-надвига, по которому северное крыло взброшено и надвинуто на южное. Указанное нарушение проходит по южному крылу складки, параллельно ее оси и в непосредственной близости от нее. Оно протягивается через всю структуру и затухает в направлении переклиналей. Плоскость нарушения падает под углом $75-80^\circ$. По тектоническим нарушениям происходит разгрузка подземных вод, поток просачивающийся подземной воды со склонов туркестанского хребта распространяется по северному пологому склону.

С целью поиска сероводородных вод, проведены работы в пределах туркестанского и бухаро-алайского

водоносного комплекса, а также пробурено 19 гидрогеологических скважин. Сероводородная вода обнаружена практически во всех скважинах. В данное время в санатории эксплуатируются следующие скважины III, IV, которые находятся в восточной переклинали структура Чимиона.

В данной работе, при помощи методов геофизических исследований скважин выявлены взаимосвязи гидрогеологических показателей и геофизических параметров. Рассматривается связь между K_f (м/сут) и R_p (%), для водовмещающих пород, состоящих из плотного, трещиноватого доломитизированного известняка в скважинах (III, IX, XI, XII, XIV, XV). (рис.2) Связь R_p и K_f обратно пропорциональная для трещиноватых пород.

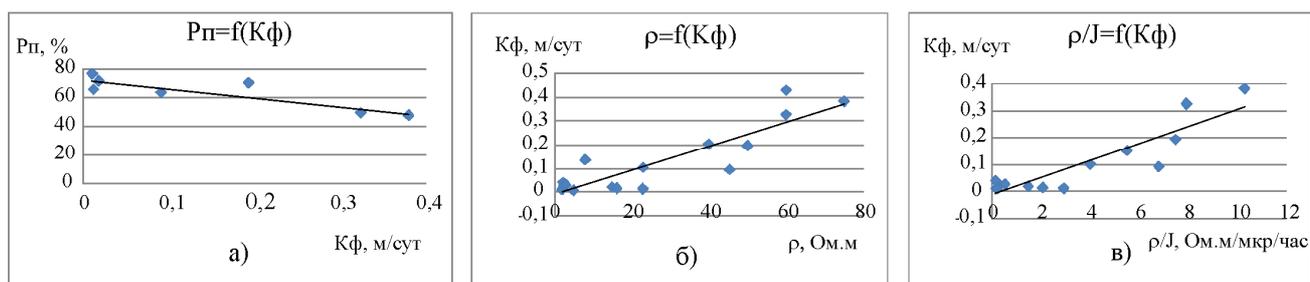


Рис.2 Зависимости между: а) $R_p=f(K_f)$; б) $\rho_k=f(K_f)$; в) $\rho_k/J=f(K_f)$.

Составлены зависимость между электрическими и фильтрационными свойствами водонасыщенных пород и зависимость отношений удельного электрического сопротивления пород к их гамма-активности от коэффициента фильтрации пород (по методике

В.И.Бобринева) для водоносного горизонта палеогеновых отложений по площади Чимион-Кашкаркыре. (рис.2)

С помощью полученных взаимосвязей, выявлены перспективные интервалы с наличием сероводородной воды в нефтяных скважинах. (таблица).

Таблица

№ скв	интерв, пласт	ρ_k , Ом.м	J, мкр/час	ρ_k/J	K_f , м/сут
1-Ю(Ч)	395-410V- пл	25	-	-	0,1
1-Ю(Ч)	440-480(VII)	7	-	-	0,02
1-Ю(Ч)	550-595(VIII)	2	-	-	0,01
198	320-375(VII)	12	3	4	0,12
197	345-380(VII)	8	5	1,6	0,03
199	335-360(VII)	7	10	0,7	0,01
200	320-350(VII)	50	5	10	0,3
1Г	580-620(V)	80	7	14	0,4
1Г	660-690(VI)	50	-	-	0,25
1-Ю(К)	780-815(VII)	5	-	-	0,02
1-Ю(К)	900-925(VIII)	15	-	-	0,08

По таблице видно, что самыми низкими фильтрационными свойствами обладают породы, расположенные в сводовой части площади Чимиона, с более высокими фильтрационными свойствами породы находятся в районе скважина №1Г площади Гулькуча

Литература

1. Зинченко В.С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: Учебное пособие для студентов вузов. М.-Тверь: Изд. АИС, 2005. 392с.

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Куклинский А.Я., Вориводина Т.Е.

ООО ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть, Волгоград, Россия
(geochemical@lukoilvymn.ru)

Перспективы нефтегазоносности и прогноз фазового состояния углеводородов в палеозойских отложениях зоны сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины обсуждались во многих работах. В большинстве из них в той или иной форме высказывается следующая мысль [1]: "Учитывая преимущественную нефтеносность среднедевон-нижнефранских и верхнедевон-турнейских отложений обрамления Прикаспийской впадины и открытых в ее пределах месторождений Карачаганак и Тенгиз, можно допустить, что на Астраханском своде предполагаемые залежи в одновозрастных отложениях будут содержать значительные количества жидких УВ. Прогноз термобарических условий глубокозалегающих горизонтов Астраханского свода допускает такую возможность".

Однако на основе молекулярного анализа биомаркеров нами [2] было показано, что нефти, полученные из верхнедевонских карбонатных отложений в скважине 2 Володарской в интервале глубин 5602-5961 м, не принадлежат этим отложениям и, следовательно, не могут служить доказательством для прогноза наличия нефтей в глубокопогруженных отложениях Астраханского свода.

Эти же выводы подтверждаются и теоретическими соображениями. Для этого были получены корреляционные зависимости отражательной способности витринита и современной температуры от глубины залегания отложений кряжа Карпинского, Каракульско-Смушковской зоны поднятий, Астраханского свода и внутренних районов Прикаспийской впадины.

Было найдено, что наибольшими градиентами изменения указанных

параметров характеризуется кряж Карпинского, наименьшими – внутренняя часть Прикаспийской впадины. Промежуточное значение занимают Каракульско-Смушковская зона поднятий и Астраханский свод.

Проведенные расчеты позволили более детально оценить глубинные границы распространения нефтей, газоконденсатов и газов (рис. 1).

Вероятность обнаружения нефтяных месторождений на больших глубинах возрастает на территории северного обрамления Астраханского свода, на границе с внутренней частью Прикаспийской впадины. Это подтверждается составом Харабалинской и Георгиевской нефтей, полученных в этом районе из подсолевых палеозойских отложений.

В целом, в зоне сочленения докембрийской Русской и эпигерцинской Скифско-Туранской платформ в отложениях кряжа Карпинского, Каракульско-Смушковской зоны поднятий, Астраханского свода и северного обрамления Астраханского свода в зависимости от глубины залегания прогнозируются залежи углеводородов следующего фазового состояния:

- до глубин 1400, 3000, 3700, 5500 м соответственно для указанных тектонических зон велика вероятность обнаружения нефтей;
- с увеличением глубин в диапазонах 1400-1800 м, 3000-3800 м, 3700-4400 м, 5500-6500 м соответственно вероятность обнаружения нефтяной фазы убывает, а газоконденсатной – возрастает;
- на глубинах, больших предельных значений вероятного существования нефтей (1800, 3800, 4400, 6500 м

соответственно), могут быть обнаружены в основном газоконденсаты и жирные газы;
 — в диапазонах глубин 2300-3400 м, 5000-7500 м, 5500-7800 м, 7800-

11800 м соответственно могут быть обнаружены в основном сухие газы;
 — при больших глубинах можно встретить кислые газы.

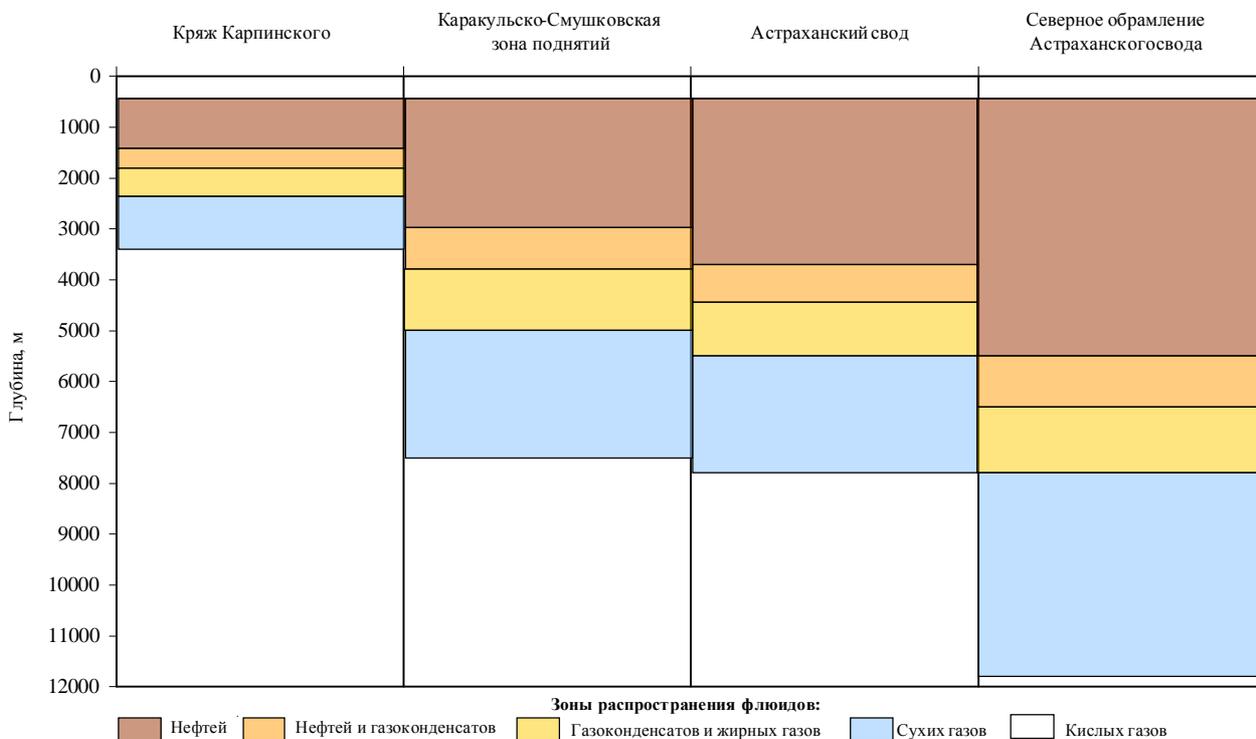


Рис. 1. Прогноз предельных глубин существования флюидов

Литература

1. Б.А. Соловьев и др. Прогноз нефтегазоносности глубоких горизонтов Астраханского свода Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. – 1996. - №9, С.11-16.
2. А.Я. Куклинский и др. Геохимический прогноз фазового состояния углеводородных флюидов в палеозойских отложениях зоны сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Материалы пятой междунар. конф., М.: изд-во МГУ, 2001. – С.263-265.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Куклинский А.Я., Яхина М.А., Ермоловский А.В., Зубарева Е.В., Вориводина Т.Е.

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", Волгоград, Россия (geochemical@lukoilvnm.ru)

Под зоной нефтегазонакопления мы понимаем структурно обособленный элемент земной коры, в результате тектонического, литолого-фациального и катагенетического развития которого образовались и сформировались в залежи углеводородные флюиды определенного типа и молекулярного состава [1].

Если в разновозрастных отложениях единой тектонической приуроченности из разных скважин получены близкие по типу и молекулярному составу флюиды, они относятся к одной зоне нефтегазонакопления. В противном случае они принадлежат разным зонам. Для выделения зон нефтегазонакопления проводится корреляция "нефть-нефть" по физико-химическим свойствам и молекулярному составу флюидов [2-4].

На основе указанных принципов были выделены зоны нефтегазонакопления в евлановско-ливенских отложениях Волгоградского Поволжья (рис. 1). В таблице даны усредненные по большому количеству проб физико-химические характеристики и молекулярный состав флюидов каждой зоны.

Одна из них – Котовско-Романовская была установлена вдоль западного борта Уметовско-Линевской депрессии. В нее вошли месторождения: Голубковское, Котовское, Ломовское, Новокоробковское, Верхнеромановское, Северо-Романовское, Романовское, Западно-Романовское, Грибное, Бархатное.

В среднем нефти этой зоны маловязкие, легкие ($\rho^{20}=808 \text{ кг/м}^3$), среднепарафинистые (3,0 % масс.). Они содержат 4,41 % масс. асфальтово-смолистых компонентов. До 200 °С в них выкипает 43 % об. фракций. По молекулярным показателям они соответствуют обычным нефтям главной зоны нефтеобразования.

Центральная часть зоны (от Новокоробковского до Верхне-Романовского месторождений) при наличии соответствующих структурных условий является перспективной. Здесь рекомендуется провести дополнительные сейсмические работы и переинтерпретацию имеющегося геофизического материала.

В северном направлении эта зона продолжается до Голубковского месторождения, где подобные по молекулярному составу нефти встречены в тех же отложениях.

В южной части данной зоны находятся месторождения "романовской группы" (Верхне-Романовское, Средне-Романовское, Романовское, Западно-Романовское и Бархатное), нефти которых резко отличаются от нефтей близлежащих с запада месторождений (Новокочетковское и Кудряшовское).

Это дает геохимическое обоснование для перемещения восточной границы Романовской структурной террасы в западном направлении. Новая граница проведена на карте (рис. 1) пунктирной линией красного цвета.

Вдоль западного борта Уметовско-Линевской депрессии выделена еще одна зона нефтегазонакопления – Бурлукско-Демьяновская. Она в основном состоит из барьерных рифов, которые погружены в депрессию. В нее вошли Прибортовое, Тарасовское, Дорошевское, Красноярское, Бурлукское, Овражное, Петровское, Демьяновское месторождения.

Нефти Бурлукско-Демьяновской зоны легкие ($\rho^{20}=791 \text{ кг/м}^3$), начинают кипеть при 45 °С, до 200 °С выкипает 48 % об., маловязкие (кинематическая вязкость при 20 °С составляет 2,60 сСт, при 50 °С – 1,63 сСт), среднепарафинистые (2,59 % масс. парафина), содержат незначительное количество асфальтово-

смолистых компонентов (2,28 % масс. асфальтенов) и серы (0,11 % масс.).
 силикагелевых смол, 0,05 % масс.

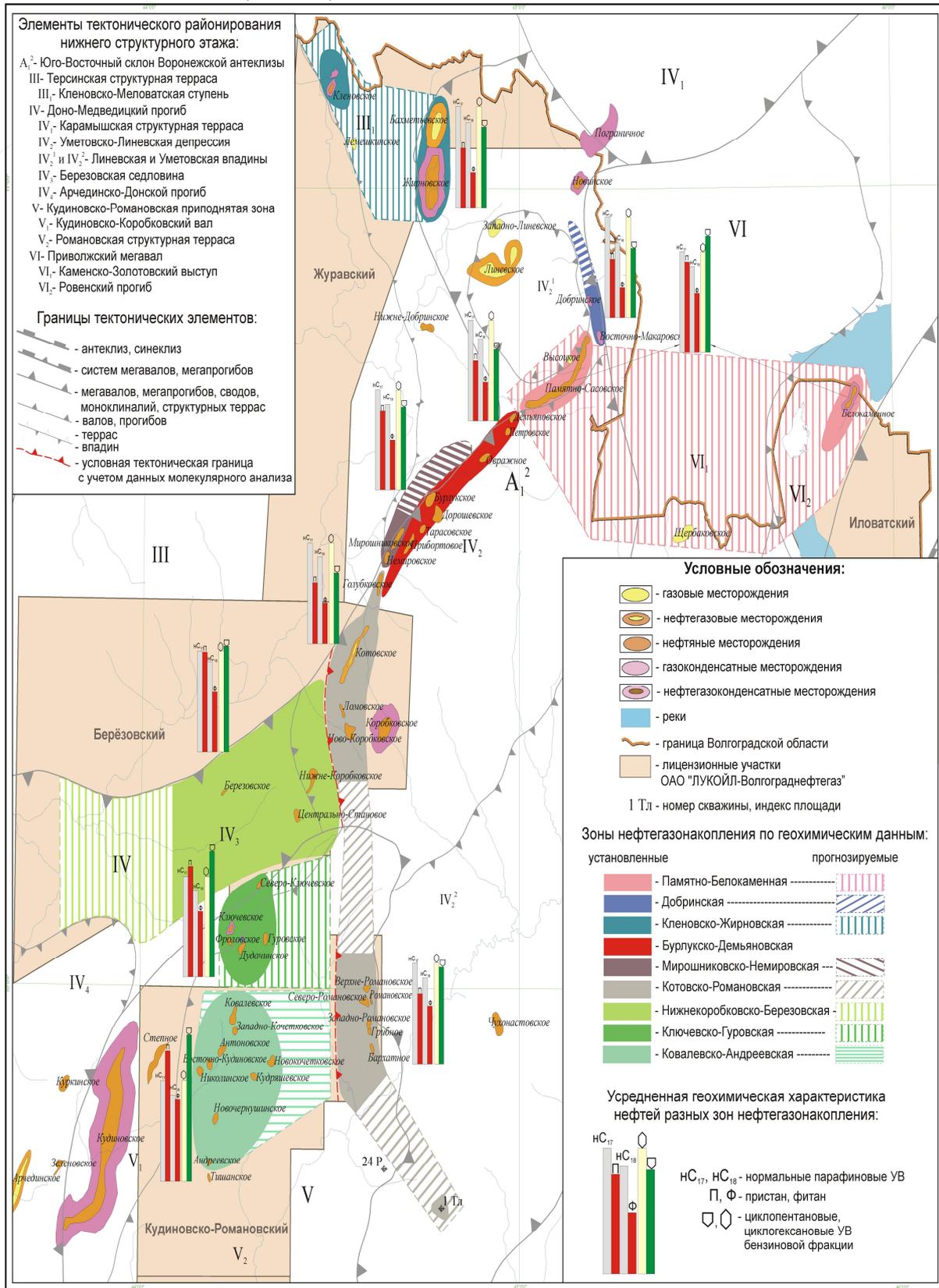


Рис. 1. Зоны нефтегазоаккумуляции по геохимическим характеристикам нефтей евлановско-ливенских отложений

Таблица. Усредненные показатели зон нефтегазоаккумуляции в евлановско-ливенских отложениях по физико-химическим свойствам и молекулярному составу нефтей

Зона	П/нС ₁₇	Ф/нС ₁₈	К _и	T _s /T _m	Пятичленные Шестичленные	Плотность при 20 °С, кг/м ³	Выход фракций до 200 °С, % об.	Кинемати- ческая вязкость при 20 °С, сСт	Содержание смола + асфальтенов, % масс.
Памятно-Белокаменная	0,90	0,67	0,80	1,93	1,05	827	35	6,40	5,46
Добринская	0,60	0,41	0,52	1,60	0,68	716	79	0,80	1,80
Кленовско-Жирновская	0,69	0,43	0,60	1,09	0,41	800	52	4,32	1,14
Бурлукско-Демьяновская	0,59	0,42	0,51	2,16	0,71	791	48	2,60	2,33
Мирошниковск- Немировская	0,79	0,58	0,69	2,45	0,69	808	45	3,60	2,95
Котовско-Романовская	0,75	0,48	0,57	2,66	0,83	810	43	4,02	4,41
Нижнекоробковск- Березовская	0,98	0,69	0,84	1,79	1,05	795	53	2,41	2,63
Ключевско-Гуровская	1,06	0,76	0,92	1,84	1,25	815	42	4,30	4,83
Ковалевско-Андреевская	1,29	0,95	1,13	2,46	1,45	829	36	6,88	5,04

Примечание: П – пристан – 2,6,10,14 тетраметилпентадекан, Ф – фитан – 2,6,10,14 тетраметилгексадекан, нС₁₇ – нормальный гептадекан, нС₁₈ – нормальный октадекан; К_и = (пристан+фитан)/(нС₁₇+нС₁₈).

В бензиновых фракциях нефтей Бурлукско-Демьяновской зоны среди парафиновых углеводородов преобладают н-парафиновые, среди нафтеновых – шестичленные.

Среди высококипящих парафиновых углеводородов во всех исследованных нефтях н-парафины преобладают над изопреноидами (пристан/нС₁₇=0,61, фитан/нС₁₈=0,45, К_и=0,54).

По усредненному составу полициклических биомаркеров нефти Бурлукско-Демьяновской зоны генерированы глубоководным морским органическим веществом. Об этом свидетельствует невысокая концентрация трициклических терпановых углеводородов (три-/пента-=0,16). Показателем морской природы исходного органического вещества является наличие короткоцепочечных стерановых углеводородов (C₂₁/ΣC₂₉=0,12), а также значение гопанового индекса (Г₂₉/S₂₉=2,27).

На основании анализа рифогенных трендов у ряда исследователей создано мнение, что Бурлукско-Демьяновская зона продолжается в северо-восточном направлении и включает в себя Памятно-Сасовское месторождение. Однако по геохимическим данным такая трактовка не подтверждается.

В отличие от легких нефтей Бурлукско-Демьяновской зоны нефти Памятно-Сасовского месторождения гораздо более вязкие и тяжелые. По составу они

ассоциируются с нефтями Белокаменного нефтяного месторождения. Так, в соответствующих нефтях плотности при 20 °С равны 829 и 825 кг/м³, содержание парафина – 4,87 и 5,17 % масс., фракций, выкипающих до 200 °С – 36 и 33 % об. Сходны нефти и по молекулярному составу: отношения пристан/нС₁₇, фитан/нС₁₈ и К_и соответственно равны 0,89 и 0,92, 0,67 и 0,67, 0,79 и 0,80, отношение биомаркеров T_s/T_m соответственно равно 1,92 и 1,94.

Несмотря на сложность геологической интерпретации, геохимические признаки позволяют отнести оба месторождения к единой Памятно-Белокаменной зоне нефтегазоаккумуляции. Площадь между этими месторождениями, указанная на карте (рис. 1), с геохимических позиций перспективна для поиска в евлановско-ливенских отложениях крупных рифогенных тел, заполненных нефтяными углеводородами.

Исходя из полученных результатов, есть все основания полагать, что различие нефтей Демьяновского и Памятно-Сасовского месторождений связано с тем, что между ними проходит тектоническая граница (Жирновско-Бахметьевская флексура), которая разделяет две различные зоны нефтегазоаккумуляции: Бурлукско-Демьяновскую и Памятно-Белокаменную.

Что касается предполагаемого северного продолжения Памятно-Сасовского тренда, то здесь можно выделить генетически отдельную зону

аккумуляции газоконденсатов, расположенную вдоль восточного борта Уметовско-Линевской депрессии. Генезис флюидов этой зоны, по сравнению с нефтями Памятно-Сасовского месторождения, связан с более преобразованным органическим веществом, рассеянным в породах меньшей каталитической активности. Вероятно, источниками флюидов газоконденсатной зоны являются нефтематеринские толщи моноклиналиного склона, а Памятно-Белокаменной зоны – менее преобразованные толщи Уметовско-Линевской депрессии.

Граница между Березовской седловиной и Уметовско-Линевской депрессией по принятым представлениям по нижнему структурному этажу прослеживается в отложениях карбонатного девона между Нижнекоробковским и Центрально-Становым месторождениями. Однако, базируясь на характеристиках нефтей, эту границу, по нашему мнению, следует проводить между Нижнекоробковским и Новокоробковским месторождениями, как показано на карте красной пунктирной линией.

Действительно, нефти Нижнекоробковско-Березовской зоны нефтегазоаккумуляции маловязкие, легкие ($\rho^{20} = 781 \text{ кг/м}^3$), среднепарафинистые (2,4 % масс.), малосернистые (0,08 % масс.). Они содержат всего 2,6 % масс. силикагелевых смол и 0,01 % масс. асфальтенов. До 200 °С в них выкипает 58 % об. фракций. При этом они имеют высокие молекулярные показатели пристан/ nC_{17} , фитан/ nC_{18} , и $K_{и}$, а также повышенное содержание ароматических углеводородов нафталинового ряда. Кроме того, эти нефти характеризуются аномально высоким газосодержанием. Так, газовый фактор в нефти из скважины 17 Ломовской составил 582 м³/т. По зарубежной терминологии их относят к разряду летучих.

Рассматриваемая зона тяготеет к северной части Арчединско-Дорожкинской депрессии, глинистые толщи которой, по нашим представлениям, являются источником углеводородов.

В южном направлении в пределах Кудиновско-Романовской приподнятой зоны по составу нефтей выделяются еще две зоны нефтегазоаккумуляции: Ключевско-Гуровская и Ковалевско-Андреевская.

Анализируя нефти евлановско-ливленских отложений в трех указанных зонах нефтегазоаккумуляции с севера на юг, отчетливо видно, что в этих зонах в среднем последовательно увеличивается плотность нефтей при 20 °С (795, 815, 829 кг/м³), кинематическая вязкость при 20 °С (2,41; 4,30; 6,88 сСт), содержание смол и асфальтенов (2,63; 4,83; 5,04 % масс.), уменьшается содержание углеводородов, кипящих до 200 °С (53, 42, 36 % об.).

Наряду с утяжелением нефтей меняется их молекулярный состав.

Наиболее четко это прослеживается по относительному содержанию n -парафиновых и изопреноидных углеводородов. Соответственно указанным зонам отношения пристан/ nC_{17} в среднем составляют 0,98; 1,06; 1,29, фитан/ nC_{18} – 0,69; 0,76; 0,95, $K_{и}$ – 0,84; 0,92; 1,13, т.е. в направлении с севера на юг возрастает содержание изопреноидных углеводородов по отношению к n -парафиновым (рис. 2).

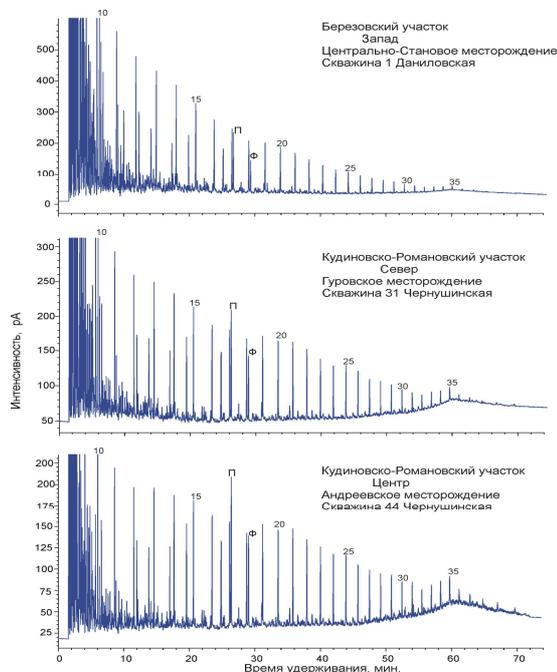


Рис. 2. Хроматограммы евлановско-ливленских нефтей различных лицензионных участков
Примечание: П – пристан, Ф – фитан, 10-35 – нормальные парафины соответствующей молекулярной массы.

Аналогичная ситуация наблюдается и в относительном содержании пяти- и шестичленных углеводородов в бензиновых фракциях нефтей. Соответствующие отношения в среднем равны 1,05; 1,25; 1,45; т.е. в том же направлении возрастает содержание пятичленных углеводородов по отношению к шестичленным.

Полученные данные указывают на большую роль катализа в образовании исследованных нефтей, которая в максимальной степени проявляется в составе нефтей Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления. Они имеют наибольшее содержание изопарафиновых и низкокипящих пятичленных нафтеновых углеводородов.

Нефти с преобладанием изопреноидных углеводородов, особенно пристана и фитана, над *n*-парафиновыми C_{17} и C_{18} и пятичленных нафтенов над шестичленными чаще всего встречаются на сравнительно небольших глубинах (500-2000 м) при низких температурах (20-50 °С) и относятся к классу биodeградированных. Наряду с указанными особенностями эти нефти имеют так называемый "нафтеновый горб".

В нашем случае "нафтеновый горб" отсутствует. Нефти Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления залегают в среднем на больших глубинах, при более высоких температурах (2900 м, 78 °С). На кривой генерации углеводородов они находятся на стадии МК₃, где уже значительную роль начинает играть генерация газовой составляющей и падает интенсивность генерации нефти.

В таких геологических условиях нефти с большим содержанием изопреноидных и пятичленных нафтеновых углеводородов, без признаков биodeградации встречаются в природе довольно редко, т.к. их образование ограничено на больших глубинах при достаточно высоких температурах, с одной стороны, незначительным содержанием каталитически активных глинистых пород, с другой, снижением нефтегенерационного потенциала органического вещества на стадии катагенеза МК₃. Поэтому в

рассматриваемых отложениях Ковалевско-Андреевской зоны нефтегазонакопления, несмотря на наличие целой серии месторождений, крупных среди них нет. Чаще всего это объясняют незначительным объемом ловушек, "лоскутным" характером рифов и т.п., хотя толщина карбонатных пород, обладающих хорошими коллекторскими характеристиками, иногда достигает 200 м.

Исходя из вышеизложенных геохимических соображений, основная причина отсутствия крупных месторождений в Ковалевско-Андреевской зоне заключается в ограниченных генерационных возможностях локальных нефтематеринских пород.

Следовательно, в трех рассмотренных зонах нефтегазонакопления с юга на север растет интенсивность генерации углеводородов, поэтому дополнительное внимание при поисково-разведочных работах должно быть обращено на Нижнекоробковско-Березовскую зону нефтегазонакопления (особенно в районе Нижнекоробковского, Центрально-Станового и Березовского месторождений).

Таким образом, в верхнедевонских евлановско-ливенских отложениях Волгоградского Поволжья по молекулярному составу и физико-химическим свойствам флюидов выделены зоны нефтегазонакопления. В пределах этих зон и на их предполагаемых продолжениях, на наш взгляд, целесообразно переинтерпретировать геолого-геофизические материалы в целях обнаружения новых поисковых объектов и выбора рациональной системы постановки сейсморазведочных работ.

Литература

1. *Куклинский А.Я.* Исследование нефтей карбонатного девона Волгоградской области в целях выделения зон нефтегазонакопления // Сб. науч. тр. Волгоград: ВолгоградНИПИнефть, 1995. Вып. 53. С.58-67.
2. *Конторович А.Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазонакопления. М.: Недра, 1976, 250 с.

3. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981, 501 с.
4. *Хант Дж.* Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982, 704 с.

О ВОЗМОЖНОМ ВКЛАДЕ ЭФФЕКТОВ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ГЛОБАЛЬНУЮ ГЕОДИНАМИКУ

Левин Б.В.^{а,б}, Сасорова Е.В.^б, Доманский А.В.^а

^аИнститут морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск; Россия, (levinbw@mail.ru)

^бИнститут океанологии РАН, г. Москва, Россия (sasorova_lena@mail.ru)

1. В последнее время геологи и геофизики проявляют интерес к изучению проявления «критических широт» и систем широтных разломов в геосферах Земли [1, 6, 8, 14]. В атмосфере и гидросфере Земли эффект «критических широт» ($\pm 35 - 40^\circ$), обусловленный вращением планеты, известен достаточно давно. Существование такого эффекта в твердых оболочках Земли считается дискуссионным. Приведем цитату из книги В.Е. Хаина и Н.В. Короновского [8]. «Одним из следствий осевого вращения Земли является повышенная тектоническая и магматическая активность в ее экваториальной области между 30° северной и южной широты. Она связана с ускоренным вращением этой области по сравнению с полярными областями, что вызывает усиление центробежных движений глубинных масс в направлении поверхности Земли». Отметим, что впервые теория критических широт была предложена французским математиком А.Веронэ в 1912 г. [15], а приложения к геофизике были обоснованы М.Стовасом [6]. Цель настоящей работы – представить модель, объясняющую возможный механизм возникновения эффекта критических широт, и оценить перспективы применения модели в глобальной геодинимике.

2. Обработка натурных наблюдений за сейсмичностью Земли [2, 3, 14] показала, что широтные распределения сейсмических событий (более 200000 событий по каталогу ISC) имеют ярко выраженную бимодальную форму с отчетливыми максимумами в районе $\pm 30^\circ - 50^\circ$, локальным минимумом в районе экватора и практически нулевыми значениями для высоких широт и полярных шапок.

На рис. 1 представлены распределения по широтным поясам количества неглубоких и промежуточных

землетрясений для шести магнитудных диапазонов (фрагмент (а)) и энергии для глубоких землетрясений (фрагмент (б)). Количество событий нормировалось на общее количество землетрясений в каждом магнитудном диапазоне (МД) и на длину границ литосферных плит в каждом широтном интервале.

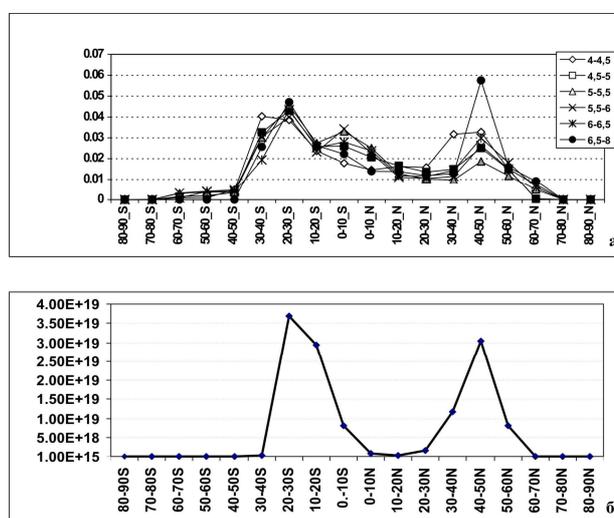


Рис. 1. Распределение количества событий и энергии по широтным поясам.

Легенда для МД приведена на фрагменте (а).

Характер распределений остается идентичным как для коровых и промежуточных событий, так и для глубоких землетрясений (с глубиной $H \geq 500$ км). Показано, что распределения устойчивы во времени и к изменению размера широтного пояса. Широтные распределения горячих точек на Земле, как выяснилось, имеют идентичный характер (рис. 2). Использовались опубликованные данные разных авторов [11, 13]. Широтные распределения лунотрясений, построенные авторами [4], имеют такую же бимодальную форму, как и распределение землетрясений (рис.3). Такая форма распределения характерна как для глубоких, так и для неглубоких событий на Луне.

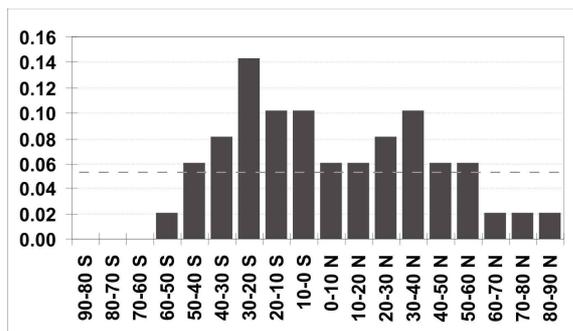


Рис. 2. Распределение по широтным поясам количества горячих точек на Земле. Общее количество объектов – 49 [11].

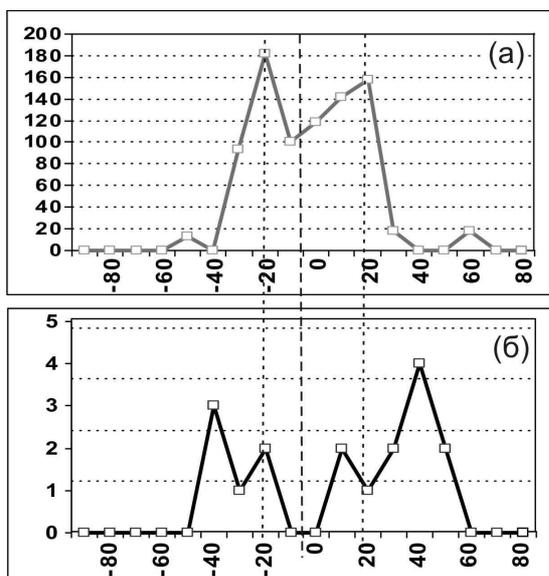


Рис. 3. Распределение сейсмических событий на Луне по широтным поясам. Примечание: для глубоких лунотрясений (а) и для неглубоких событий (б).

Хорошо известный астрономам эффект дифференциального вращения Солнца [5] позволил авторам, выбрав за основу широтную зависимость угловой скорости, построить график зависимости широтного градиента угловой скорости от широты (рис. 4). На рис.4 по вертикальной оси - величины градиента периода вращения поверхности Солнца; по горизонтальной оси - гелиоцентрические широты. Максимальные значения градиента приходятся на широты $\pm 40^\circ$; минимальные на полярные шапки и солнечный экватор (здесь скорость изменения периода обращения минимальна). Напомним, что видимая поверхность Солнца совершает

полный оборот вокруг оси вблизи экватора примерно за 25 земных суток, а в полярных областях – за 30 суток. Такой же эффект наблюдается для планет-гигантов Сатурна и Юпитера (разница в скоростях вращения для них не превышает 4 %) и их спутников.

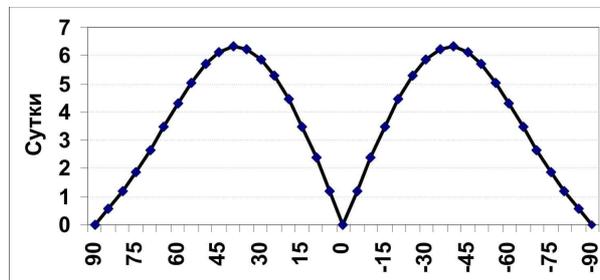


Рис. 4. Распределение по гелиоцентрическим широтам градиента периода вращения Солнца.

3. С целью обоснования основных положений гипотезы авторами была рассмотрена задача вычисления вариации момента инерции вращающейся планеты как функции геоцентрической широты для однородной, а также для слоисто-неоднородной по плотности Земли. В задаче вращающееся материальное тело представлено в виде бесконечной суммы составляющих это тело вращающихся бесконечно тонких круговых дисков, каждый из которых перпендикулярен оси вращения. Тогда момент инерции тела будет равен сумме моментов инерции всех таких дисков. Задача состоит в исследовании вариаций момента инерции вращающегося диска, применительно к случаю вращающейся слоисто-неоднородной Земли в форме эллипсоида. Момент инерции и вариация момента инерции вращающихся дисков определяется как функция высоты, отсчитываемой от плоскости экватора. Значение критической геоцентрической широты вычисляется как точка перегиба для графика зависимости момента инерции от широты.

Для однородной по плотности Земли критическая широта равна $35^\circ 15' 22''$; для неоднородной Земли (рассмотрены три модели: модель Буллена-Хэддона [10], модель PREM [9] и модель АК135-F [12]) критические широты оказались равными $26^\circ 18' 36''$, $26^\circ 20' 16''$, $26^\circ 17' 24''$,

соответственно. Согласно проведенным расчетам на границе между нижней мантией и внешним ядром на широте около 33 градусов происходит сильный сброс положительного ускорения вариации момента инерции Земли.

На рис. 5 дана схема геосфер «твердой» Земли (правая часть рисунка) со значениями радиусов геосфер. Графики зависимости широтного градиента (или вариации) момента инерции от широты представлены на рис. 5 для однородной и слоисто-неоднородной Земли (черная и серая линии соответственно). На вертикальной оси приведены значения широт (неравномерная шкала, слева от оси) и расстояний от плоскости экватора (равномерная шкала, справа от оси); по горизонтальной оси дано безразмерное значение вариации момента инерции Земли.

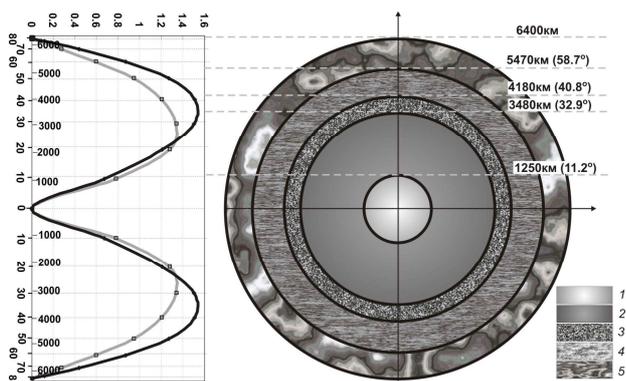


Рис. 5. Широтные границы внутренних геосфер Земли и графики вариации момента инерции (слева). 1 – внутреннее ядро, 2- внешнее ядро, 3 – нижняя мантия, 4 – средняя мантия, 5 – верхняя мантия и литосфера.

4. Обнаруженные особенности в широтных распределениях землетрясений, горячих точек и лунотрясений, описанные в научной литературе проявления широтно-ориентированных геологических структур, а также выявленные в теоретической модели эффекты вращения Земли (два пика широтного градиента момента инерции) позволяют сформулировать следующую рабочую гипотезу. В ранний период формирования Земли вещество планеты состояло из жидкой и пластичной среды, что обеспечивало дифференциальное вращение отдельных областей планеты. Полярные области были отделены от

экваториальной области зонами гидродинамической неустойчивости. Такие зоны, как известно [7], образуются на границе скачка скорости (например, неустойчивость Кельвина – Гельмгольца) и хорошо изучены астрофизиками и гидродинамиками. По мере дальнейшего формирования планеты и ее внутренней структуры произошло образование наружной твердой оболочки (кора и верхняя мантия) и внутренней части, заполненной жидким (внешнее ядро) и пластическим (нижняя мантия) веществом. Напомним, что геосферы Земли примерно на 22 % состоят из твердого вещества (кора, верхняя мантия, внутреннее ядро), а 78% приходится на жидкую фазу (нижняя мантия, внешнее ядро).

Экваториальная область планеты, заключенная между широтами $\pm 35^\circ$, содержит основную часть жидкой компоненты (рис. 5) и сохраняет стабильно высокую угловую скорость вращения. При вариациях угловой скорости вращения планеты торможение испытывает твердая оболочка, а внутренняя часть экваториальной области, сохраняющая прежнее значение угловой скорости, продолжает в течение некоторого интервала времени оставаться источником дополнительной энергии для формирования возмущений в твердых геосферах Земли. Подводя итоги, отметим, что процесс вращения небесного тела, как жидкого эллипсоида, должен, по-видимому, приводить к формированию областей дифференциального вращения, разделенных реальными зонами гидродинамической неустойчивости. Этот эффект может иметь фундаментальный характер. Следует напомнить, что не только Солнце и большие газовые планеты демонстрируют эффект дифференциального вращения, подтверждаемый наблюдением зон неустойчивости в средних широтах, как границ раздела областей с различными скоростями вращения. Спутники крупных планет также характеризуются различными особенностями в средних широтах, что связано с эффектами вращения тел.

Земля, которую иногда называют «полутвердой планетой», также демонстрирует особенности распределения геофизических явлений, вызванных действием центробежного потенциала.

Предложенный в настоящей работе подход позволяет рассматривать центробежный потенциал Земли как один из мощных дополнительных источников энергии для поддержки геодинамических процессов. Последующая доработка предложенной гипотезы может оказаться полезной для понимания внутренних процессов в недрах Земли.

Литература

1. Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии. Геотектоника 2005. № 6. С. 3-18.
2. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Бимодальный характер широтных распределений землетрясений в Тихоокеанском регионе как проявление глобальной сейсмичности. ДАН. 2009. Т.424. №4. С.538-542.
3. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Глубинные распределения землетрясений по широтным поясам в Тихоокеанском регионе: общие тенденции. ДАН. 2009. Т.426. №4. С.537-542.
4. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Общие закономерности в распределении сейсмических событий на Земле и на Луне. ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 252-256.
5. Моффат Г. Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. М. Изд-во Мир. 1980. 339 с.
6. Стюарт М.В. О напряженном состоянии корового слоя в зоне между 30 - 40°. Проблемы планетарной геологии / Под ред. Наливкина Д.В., Тупицына Н.В. М.: 1963. С. 275-284.
7. Фридман А.М. Предсказание и открытие сильнейших гидродинамических неустойчивостей, вызванных скачком скорости: теория и эксперименты. УФН. 2008. Т. 178. № 3. С. 225 – 242.
8. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.:КДУ. 2007. 244 с.
9. Anderson D.L. Theory of the Earth. Oxford:Blackwell scientific publics. 1989. 368 p.
10. Bullen K.E., Haddon R.A.W. // Proc. U. S. Acad. Sci. 1967. V. 58. P. 846-852.
11. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 205. P. 295-308.
12. Montagner J.P., Kennett B.L.N. // Geophys. J. Int. 1995. V. 125. P. 229-248.
13. Stothers R.B. Hotspots and Sunspots: surface traces of deep mantle convection in the Earth and Sun. Earth and Planet Sci. Let. 1993. V. 6. P. 1-8.
14. Sun W. Seismic energy distribution in latitude and a possible tidal stress. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1992. No. 71, P.205-216.
15. Veronnet Al. // Journal de mathematiques pures et appliqués. 1912. Sixieme serie. v. 8.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Леликов Е.П., Емельянова Т.А.

*Учреждение Российской Академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток
(lelikov@poi.dvo.ru)*

Курильская островная дуга состоит из трех основных элементов: фронтальной зоны, включающей тихоокеанский склон Курило-Камчатского желоба, подводный хребет Витязя и острова Малой Курильской гряды, Большую Курильскую гряду и тыловую зону, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Все они сложены в основном вулканическими породами, различающимися химическим составом и возрастом. Для решения проблемы происхождения островной дуги важную роль играет определение состава и возраста фундамента, которое позволит оценить время заложения дуги и эволюцию ее геологического развития. Проблема фундамента Большой Курильской гряды решается на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся в виде ксенолитов в лавах Курильских островов [6]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [5] предполагает под этой грядой наличие складчатого фундамента герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву с соавторами [1] весь островной блок, включая хребет Витязя, является частью складчатой области, сформированной на восточной окраине Азиатского континента в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза. В тектоническом плане район Малой Курильской гряды и хребта Витязя рассматривается К.Ф. Сергеевым [5], как стабильная тектоническая структура, служившая упором для распространения кайнозойских складчатых движений в смежной с ней зоне Большой Курильской гряды и представляет собой остаточное геоантиклинальное поднятия

позднекайнозойской геосинклинальной области.

Для Курильской островной дуги единственным объектом, в пределах которого на поверхность морского дна выходят породы фундамента и разновозрастные магматические образования, является фронтальная зона дуги. В процессе морских экспедиций и наземных геологических исследований на островах Малой Курильской гряды нами собран большой объем разновозрастных пород фундамента и осадочного чехла, которые дают представление о геологическом строении и эволюции этой структуры.

При выполнении геологических работ в 37-ом (2005 г) и 41-ом (2006 г.) рейсах на НИС «Академик М. Лаврентьев» на подводном хребте Витязя были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол этого хребта. В целом по данным магнитометрии консолидированный фундамент района представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых выступают магматогенные формации базитового ряда [2]. На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов: магматические породы на – позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый, вулканогенно-осадочные - на позднемеловой – раннепалеоценовый (поздний кампан-дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-

эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы [4].

Позднемиоценовый комплекс (74,0 млн. лет) представлен малоглубинными субвулканическими биотитовыми гранит-порфирами.

На основании радиоляриевых анализов к позднемиоценовому-раннепалеогеновому кремнисто-терригенному комплексу отнесена толща кремнистых алевроаргиллитов, алевролитов и песчаников. В туфогенно-кремнистых породах установлена ассоциация радиолярий позднемиоценового-раннепалеогенового возраста, близкая к позднекампанским-маастрихтским ассоциациям охотоморского обрамления – Западной Камчатки, Олюторской зоны Корякии и Сахалина, а также сходная с отложениями малокурильской свиты о. Шикотан [5]. Осадконакопление этих толщ происходило в относительно спокойной тектонической обстановке, в условиях слабой эксплозивной вулканической деятельности [3].

Палеогеновые грубообломочные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники), совместно с эоценовыми и позднеолигоценными (50.4-47.2 млн. лет) игнимбритами и спекшимися туфами, представляют собой единый палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс, сформировавшийся в субаэральных мелководных условиях.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла – это смешанные вулканогенно-осадочные образования с диатомеями: туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфодиатомиты. Встречаются диатомовые глины с пирокластикой. На основании диатомового анализа все эти породы подразделяются на два возрастных комплекса: ранне-среднеэоценовый и раннеолигоценный (33.7-31.0 млн. лет). Оба комплекса сформировались преимущественно в шельфовых условиях. А их нахождение на глубинах 1900-2200 м указывает на значительное погружение хребта Витязя под уровень моря в позднем олигоцене.

В позднеолигоцен-раннемиоценовый период (24.0-20.3 млн. лет) в районе южного плато осадконакопление происходило преимущественно в батинальных условиях. А на северном плато, в отложениях которого установлен споро-пыльцевой комплекс, оно происходило в мелководных морских условиях. В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых (5.5-3.5 и 2.0-1.0 млн. лет) осадках преобладают океанические виды диатомей, что указывает на глубоководные условия их образования аналогичные современным [4].

В пределах хребта Витязя наблюдаются несколько вспышек вулканической деятельности, мощность которых нарастала с каждым последующим этапом, и наиболее интенсивно вулканизм проявился в плиоцен-плейстоцене. Кайнозойские вулканические образования, подразделяются на палеоценовые, эоценовые, олигоценные, миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. За исключением последних все остальные породы несут следы субаэрального извержения – большой объем пирокластического материала (туфов различного состава, часто спекшихся вплоть до игнимбритов) и наличие флюидалных и псевдофлюидалных текстур. И лишь плиоцен-плейстоценовые вулканы образуют лавы с шаровой отдельностью, Fe-Mn корками и повышенной пористостью, которые указывают на близповерхностное подводное формирование. Каждый из выделенных вулканических комплексов в пределах хребта отражает тектономагматический этап его развития и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями и относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг.

При этом, плиоцен-плейстоценовые вулканы подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные

разности, которые различаются по содержанию щелочей и степени фракционирования REE. Значения соотношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ колеблются от 0.74 и 0.84 в толеитовых разностях до 1.19 и 1.44 – в известково-щелочных и 2.32 и 3.73 – в субщелочных. Все три разновидности слагают одни и те же вулканические постройки. Их формирование происходило в результате дифференциации магматического расплава, проникающего по разломным зонам из мантийного источника со слабым обогащением расплава компонентами континентальной коры.

Влияние континентальной коры на магмогенерацию косвенно подтверждается ясно выраженным в породах хребта Та-Nb минимумом, свойственным островодужным и континентальным вулканикам. Гораздо более определённые свидетельства участия древнего корового материала в источнике вулкаников следуют из полученных изотопных данных. Как Величины двухстадийного модельного возраста, T_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд. лет в кислых разностях, т.е. указывают на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулкаников Витязя. По-видимому, вплоть до плиоцен-плейстоцена, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где накапливались продукты эрозии древних пород.

К югу от хребта Витязя во фронтальной зоне наблюдаются слабо выраженные вулканические постройки, с которых были подняты базальты и андезиты. Эти породы сходны с плиоцен-плейстоценовыми вулканиками, установленными на полигоне Буссоль [3]. Это подтверждается наличием магнитных аномалий, которые прослеживаются в виде прерывистой цепочки от грабена Буссоль, в пределах которого аномалообразующими породами служили вулканики основного состава. Таким образом, в пределах изученного нами в трех морских экспедициях протяженного участка фронтальной зоны Курильской островной дуги установлены и прослежены на сотни км молодые плиоцен-

плейстоценовыми вулканики, что является очень важным, поскольку рядом исследователей фронтальная зона дуги рассматривалась в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-жёлоб.

В южной части фронтальной зоны на островах Малой Курильской гряды по данным Т.И. Фроловой с соавторами [7], выделяется два этапа вулканической деятельности: меловой, в течение которого отмечаются две вспышки вулканической активности (раннего и позднего мела) и неогеновый, разделенных длительным перерывом, включающим почти весь палеоген. В дальнейшем (после неогена) Малая гряда становится амагматичной. В отличие от нее среди вулканических пород хребта Витязя выделяются палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. При этом установлено широкое развитие вулкаников последнего комплекса в пределах хребта, которые согласно данным гидромагнитной съемке возможно продолжаются до Малой гряды.

Таким образом, рассматривая геологические данные о строении фронтальной зоны Курильской островной дуги, в частности в свете получения новых данных по изотопам неодима, позволяют предполагать ее древнее, возможно, докембрийское заложение на континентальной коре. В позднемеловое-раннепалеогеновое время структура хребта Витязя и Малой Курильской гряды развивались совместно со структурами охотоморского обрамления в глубоководной тектонически спокойной обстановке. С эоцена и до позднего олигоцена осадконакопление и активный вулканизм в пределах хребта Витязя происходили в мелководных и субаэральных условиях. С позднего олигоцена произошло его погружение под уровень моря.

Литература

1. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части

- Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука. 1979. 105 с.
2. Иваненко А.Н., Филин А.М., Горшков А.Г. и др. Новые данные о структуре аномального магнитного поля центральной части Курило-Камчатской островной дуги // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 4. С. 600-614.
 3. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги)//*Океанология*, 2008. Т. 48, №2. С. 260-270.
 4. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // *Тихоокеанская геология*. 2008. Т.27. №2. С. 3-15.
 - 5.Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука. 1976. 240 с.
 - 6.Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов Новосибирск. Наука. 1975. 138 с.
 - 7.Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НЕДАВНО ОБНАРУЖЕННЫХ ЮРСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Малёнкина С.Ю.

Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия (maleo@mail.ru)

Юрские строматолиты на Восточно-Европейской платформе в России отмечались лишь однажды - в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [3]. Недавно они обнаружены автором и на территории Московской синеклизы. В конце 2007 года в Москве при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) в отложениях верхнего келловей-оксфорда были выявлены разнообразные строматолитовые постройки [1]. Позже они наблюдались также в котловане “Москва-Сити” и были

найжены в Дорогомилово (Москва), а также в Подмоскowie – обнажении близ с. Каменная Тяжина, в карьерах близ ст. Гжель и с. Никитское (Домодедовский р-н) в различных отложениях этого же возрастного интервала. Аналогичные оксфордские строматолиты наблюдались автором и в разрезах по р. Унжа в 2008-2009 г. Возможно, они распространены еще шире на платформе, но просто не были замечены другими специалистами и не были описаны ранее из-за того, что до настоящего времени практически не изучались в нашей стране.



а



б



в

рис.1. **а** – Сложнопостроенные комплексы келловейских строматолитов и сверху – нижнеоксфордский желвак; **б** – верхнеоксфордская купольная постройка; **в** – верхнеоксфордские пластовые фосфориты Цветного бульвара

Эти строматолиты относятся, согласно классификации М.Е.Раабен [2], к морфологическому типу желваковых, реже

пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловей-оксфорда (рис.1) [1]. Келловейские

строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов и окружающих пород, мощностью до 0,35 м. Оксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15-25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна. Часто образуется причудливого строения корка с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом составляющих ее куполов. Нередко они захоронены в осадке не в первоначальном положении, а наклонены, либо перевернуты, иногда неоднократно, что говорит о мелководных условиях, с сильной гидродинамикой. На постройках нередко присутствуют различная макрофауна, свидетельствующая том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Все строматолиты сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже нацело фосфатны. В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Субстратом чаще всего служат карбонатные гальки, иногда макрофауна, затем строматолиты разрастаются, переходя на окружающую глину и образуя собственный рельеф, стремящийся к многокупольности. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков относительно небольших размеров (5-10 см) и пластовых образований (мощностью 0,05-0,2 м) в значительной степени глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине и протягивающихся не прерываясь десятки метров.

Аналогичные строматолиты найдены также в обнажении близ с. Каменная Тяжина. Строение этого разреза напоминает таковое Цветного бульвара В глиняном карьере близ ст. Гжель и известняковом карьере близ с. Никитское (Домодедовский р-н) в среднем келловее также отмечаются строматолитовые корочки (толщиной до 5 см) тянущиеся на

несколько метров. Зеленый прослой с повышенным содержанием глауконита характерен для коломенской свиты верхнего оксфорда всего Подмосковья и далее прослеживается на северо-восток, по крайней мере, до р.Унжи, являясь региональным репером (вероятно, в пределах всей территории Московской синеклизы), хотя и не везде с хорошо сохранившимися строматолитовыми структурами.

Все крупные строматолитовые постройки развиты на локальных выступах доюрского основания, то есть в относительно приподнятых участках территории.

Экстраполируя современные условия, благоприятные для роста строматолитов, на юрский период, можно предположить, что келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и частично в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, ранне-среднеоксфордские – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна на нестабильном субстрате, позднеоксфордские, судя по их строению, в постоянно тиховодных условиях сублиторали, в режиме замедленного осадконакопления на ровном достаточно стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. По изменению состава вмещающих осадков за рассматриваемый период (келловей-оксфорд), можно заключить, что происходило очень медленное погружение территории, что способствовало росту биогермов, однако в целом мелководная обстановка сохранялась и лишь в конце позднего оксфорда, вероятно, глубина увеличилась настолько, что все приподнятые участки дна оказались ниже фотической зоны и строматолитообразование прекратилось. Это подтверждается также общим нарастанием трансгрессивных тенденций в это время на Восточно-Европейской платформе [5].

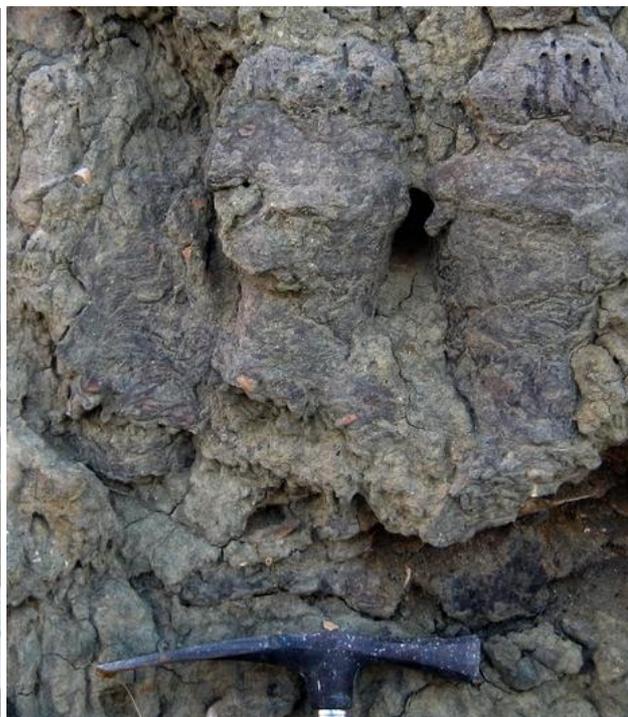
Уникальные столбчатые строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в

среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Впервые разрез описан Д.Н. Соколовым [4], позже, более детально, А.Л. Яншиным и Д.И. Иловайским. Несмотря на то, что исследователи в качестве характерной особенности разреза отмечали наличие в нем слоя «веретеновидных вертикально ориентированных фосфоритовых конкреций», природу их они не объясняли. Лишь гораздо позже В.Н. Силантьевым [3] данные образования были определены как столбчатые строматолиты, а ниже по

разрезу выявлены слоистые строматолиты. Оба слоя залегают на песках келловея в составе оксфорд-кимериджской фосфоритонесущей пачки (2 м). Их уникальность в том, что минеральной основой служат не карбонаты, как у большинства известных строматолитов, а фосфаты. Согласно классификации М.Е. Раабен [2] строматолитовые постройки из верхнего слоя можно отнести к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов.



а



б

рис.2. а – строматолитовые постройки бухты Шарк-Бей, б – столбчатые строматолиты из верхнего слоя

Они представляют собой, субцилиндрические вертикальные столбики (рис.2) диаметром 5-20 см, высотой 20-35 см, иногда с раздувами, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко отделяющиеся от вмещающего их песка, включающего их фрагменты. Часто они срастаются своими основаниями. Сечения столбиков с четкой слоистостью, подчеркнутой чередованием коричневатых темно- и светло-серых, куполовидных

слоек, переменной толщины до 1 см. Обычно столбики насыщены макрофауной, живущей в условиях нормальной солености. Они венчаются пористой светло-серой «шапочкой» грибовидной формы, с многочисленными сверлениями, с комковато-слоистой текстурой. Строматолитовые постройки из нижнего слоя по классификации [2] скорее относятся к столбчато-пластовым или даже пластовым (рис.3)



рис.3. Пластовые строматолиты из нижнего слоя с четко выраженной внутренней структурой

Они субгоризонтально слоистые, реже развиваются не крупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15-20 см. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40-50% сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом, в разной степени загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и мелкозернистого терригенного материала, представленного в основном неокатанным кварцем (5—10%), полевыми шпатами, обломочками кварцитов и кварц-сланцев, присутствуют нефосфатные минералы, среди которых преобладает аутигенный глауконит.

Оренбургские строматолиты расположены в юго-восточном углу Волго-Уральской антеклизы в зоне сочленения ее с Прикаспийской синеклизой. В среднеюрское время с юго-востока через Прикаспийскую синеклизу со стороны океана Тетис начала развиваться широкая трансгрессия [5] и данная территория оказалась на перегибе склона. Поскольку еще в раннепермскую эпоху примерно на этом же месте существовала полоса рифовых массивов, окаймляющая Прикаспийскую впадину, то вероятно в оксфорд-кимериджское время здесь существовали локальные выступы рельефа, на которых и формировались строматолиты.

Во время образования нижнего слоя, вероятно осадконакопление было замедленным, строматолитовые постройки формировались в достаточно тиховодных условиях сублиторали, на ровном стабильном субстрате, что обусловило их пластовую форму. Столбчатые

строматолиты верхнего слоя, по внешнему виду сильно напоминают современные строматолитовые постройки бухты Шарк-Бей (Австралия) (рис.2а). Они, вероятно, возникли примерно в таких же условиях, то есть в теплой воде в жарком климате, на границе литоральной и сублиторальной зон в условиях периодически активной гидродинамики [6], но с существенными поставками терригенного осадочного материала. Обильный обломочный материал, возможно эолового происхождения, поступавший в бассейн и отлагавшийся одновременно с нарастанием строматолитов, обуславливал разобщение строматолитовых построек, их столбообразную форму (что давало возможность ссыпаться кластическому материалу с постройки в промежутки между ними), а также способствовал исчезновению четких микроструктур. Режим постепенного медленного погружения и постоянное поступление осадочного вещества благоприятствовало росту биогермов до определенного момента, затем оно прекратилось.

Слойки обоих слоев сразу после отложения фосфатизировались, видимо из-за избытка фосфора, получаемого матом, сформировавшим эти слойки. Вероятнее всего, этому благоприятствовали жаркий аридный климат, близость относительно глубоководной части бассейна (Прикаспийской синеклизы) и связь с открытым океаном, что способствовало частым апвеллингам. Осаждение фосфата могло происходить также при превышениях его концентрации при отливе.

Выводы

Для формирования крупных строматолитовых построек в юре были необходимы следующие условия:

1. Локализация на выступах доюрского основания и их склонах.
2. Постепенное достаточно медленное погружение территории.
3. Литоральные и сублиторальные условия.
4. Достаточно обильные поставки осадочного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. *Малёнкина С.Ю.* Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С.129-132.
2. *Раабен М.Е.* Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52-58.
3. *Силантьев В.Н.* Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М. 1989, Т. 308. № 5. С. 1197-1199.
4. *Соколов Д.Н.* Геологическое исследование залежей фосфоритов в южной части Оренбургского и смежных Уральского и Актюбинского уездов // Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Труды комиссии Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов. М. 1918. Т.8. С.41-65.
5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
6. *Reid R. P., James N., Macintyre I., Dupraz C., Burne R.* Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins // *Facies*, 2003. V. 49. № 1. pp. 299-324.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕЗОЗОЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Малёнкина С.Ю.

Геологический институт (ГИИ) РАН, Москва, Россия (maleo@mail.ru)

Мезозойские фосфатные желваки Восточно-Европейской платформы приурочены к двум стратиграфическим уровням: верхнеюрско-нижнемеловому и верхнемеловому. Анализ геологической обстановки, литологии и фаунистических сообществ изученных интервалов мезозоя Восточно-Европейской платформы показывает, что для всех них наиболее характерной была обстановка относительно мелководного седиментационного бассейна нормальной солености с гидродинамическим режимом переменной активности. Для обширных, типично эпиконтинентальных морей преобладающие глубины не превышали обычно 50-100 м. Органический мир был достаточно разнообразным, включал как планктонные (диатомеи, золотистые водоросли, фораминиферы, радиолярии), так и бентосные организмы (различные отряды губок, иглокожие, придонные моллюски, фораминиферы, бактериально-водорослевые маты), а также нектон (аммониты, белемниты, рыбы, рептилии). Достаточно часто встречаются и фрагменты древесины. Все это присутствует в изученных фосфоритах, которые, в подавляющем большинстве представляют собой фосфатизированные органические остатки [1, 2]. Роль основных фосфатопродуцентов могли играть вышеперечисленные живые организмы. Однако накопление отложившихся фосфоритов в немалой степени зависело от существовавшего на данной территории в рассматриваемый период времени тектонического режима. Анализ палеотектонической обстановки фосфатонакопления дает основание для установления связи условий образования крупных накоплений фосфоритов с долгоживущими положительными структурами II порядка.

Типичными примерами верхнеюрских-

нижнемеловых месторождений фосфатных желваков (так называемой глауконит-терригенной фосфоритоносной формации) являются Егорьевское и Вятско-Камское месторождения. Так, площадь Егорьевского месторождения расположена над погребенным Тумско-Шатурским выступом гранитно-метаморфического фундамента (Подмосковная зона поднятий). Вятско-Камский фосфоритоносный бассейн приурочен к Коми-Пермяцкому погребенному своду кристаллического фундамента [2]. В юрско-раннемеловом проливнообразном, с заливами и лагунами, бассейне отлагались не только кварц-глауконитовые пески, но и углисто-глинистые битуминозные, с сидеритом, шамозитом осадки, известковые глины и песчаные мергели. Темный до черного цвет вмещающих фосфориты осадков, обогащение их сидеритом, анкеритом, шамозитом, сульфидами железа, говорят о периодическом возникновении в бассейне восстановительных условий (иногда не только внутри осадка) на обширных площадях. Об этом также свидетельствует ассоциация верхнеюрских-нижнемеловых фосфатоносных слоев в ряде разрезов с черными сланцами. При ослаблении гидродинамического режима в западинах создавались тиховодные условия, благоприятствовавшие биогенной седиментации и раннедиагенетическому замещению остатков фауны и флоры, с образованием крупных фосфатных желваков и их сростков, но препятствовавшие перемешиванию вод и аэрированию осадка. Таким образом, постепенно возникала застойная обстановка, приводившая в ряде случаев к сероводородному заражению бассейна и массовой гибели организмов. Этому также способствовали периодически возникавшие восходящие течения из более

глубоких частей бассейна, вызывавшие резкий всплеск биопродуктивности фито и зоопланктона, приобретавший характер “красных приливов” с катастрофическим развитием одного или нескольких видов планктона и последующей их массовой гибелью. Периодическая активизация гидродинамического режима, обусловленная мелководностью конседиментационных поднятий, приводила к перебивам инситуальных слоев, механическому перераспределению и сгужению в прослой сформированных литифицированных желваков и аэрации бассейна. На это могли влиять также сильные течения, возникавшие, например, при открытии и закрытии проливов (благодаря как эвстатическим, так и эпейрогеническим колебаниям уровня моря).

В позднем мелу большая часть Европейского континента была покрыта единым эпиконтинентальным морем, простиравшимся от Западной Атлантики до Восточной части Тетиса и дифференцированным на целый ряд бассейнов, что определялось тектонической неоднородностью домезозойской структуры. Один из них располагался в центральной части Русской плиты и покрывал Воронежскую антеклизу. Именно здесь в это время накопились наиболее богатые по запасам на территории Восточно-Европейской платформы залежи желваковых фосфоритов сеномана. Позже, в кампане, на западе Воронежской антеклизы возникли уникальные фосфатные титанциркониевые россыпи. Постоянное присутствие в верхнемеловых фосфоритах большого количества планктона свидетельствует о наличии восходящих течений из более глубоких частей моря, вызывавших повышенную биопродуктивность фито- и зоопланктона и обеспечивавших пищу другие группы фауны.

Сеноманские желваковые фосфориты широко распространены в бассейне и присутствуют по всему разрезу, но их накопление обусловлено структурной приуроченностью. Выделяются

следующие структурные типы фосфатноносных разрезов сеноманских отложений: 1) Наиболее полный трехчленный разрез, с одной - двумя плитами (hard ground), насыщенный прослоями желваков, соответствует центральным частям обширных поднятий типа Брянско-Калужского, Железногорского, Щигровского сводов. 2) Полный трехчленный разрез представленный 3-5 прослоями фосфатных желваков, но без плиты соответствует склонам поднятий, например Брянско-Калужского. 3) Неполный разрез. Выпадает либо нижний слой, либо верхний. Иногда присутствует плита. Соответствует склонам прогибов и впадин типа Оршанской. 4) В экстремальных случаях присутствует лишь маломощный фосфатный галечник или конгломерат (плита) нижнего или верхнего слоя. Соответствует наиболее гипсометрически приподнятым частям сводов (г. Павловск) и краевым частям бассейна. 5) Разрез с отсутствием четко выраженных слоев фосфоритов, значительной мощностью и плохой сортировкой вмещающей толщи. Соответствует впадинам и центральным частям прогибов типа Деснянского [1].

При периодических относительных ослаблениях гидродинамического режима наблюдалось сокращение поступления терригенного материала, подавлявшего биопродуктивность и фосфатогенез, происходила активная биотурбация поверхности осадка. При этом создавались благоприятные условия для синседиментационного или раннедиагенетического замещения остатков фауны и флоры, накапливавшихся преимущественно в ходах биотурбитов и перераспределения фосфатного вещества внутри осадка с образованием крупных фосфатных желваков. Временами, при активизации гидродинамического режима, происходило вымывание получившихся стяжений из вмещающих пород, механическое перераспределение и сгужение в прослой (конденсация). Периодические изменения гидродинамического режима обеспечили полицикличность процесса

фосфоритообразования (сложное строение желваков, состоящих из нескольких генераций). Эпизодически наблюдалось полное прекращение осадконакопления (перерыв), фосфатизация поверхности размыта (hard ground) и цементация сгруженных желваков происходящая сверху вниз. Возможно, этот процесс был тесно связан с деятельностью донной биоты, особенно с пленочными бактериально-водорослевыми комплексами [1, 2]. Широкое развитие обширных конседиментационных поднятий площадью сотни кв. км приуроченных к куполовидным выступам докембрийского фундамента, видимо сохранявшим режим воздымания в это время, обусловило формирование высококонденсированных слоев, со сложным строением, увенчанных фосфоритовыми плитами. Эвстатический подъем уровня моря, вероятно, компенсировался эпейрогеническим подъемом конседиментационных поднятий, что сохраняло обстановку мелководности на значительных площадях в течение длительного времени и в то же время способствовало переменной активности гидродинамического режима. В соседних с ними впадинах формировались лишь рассеянные желваки или отдельные прослои.

Нижнекампанские фосфориты представляют собой фосфатоносные пески, состоящие из зерен тяжелых минералов, кварца, глауконита и фосфата, покрытых концентрическими фосфатными оболочками (ооиды), а также бесструктурных зерен, микроагрегатов, биодетрита (пелеты). Во многих случаях в зернах и оболочках сохраняются элементы первичного цианобактериального строения. Эти фосфаты локализуются лишь в северо-западной части Воронежской антеклизы. Среди кампанских отложений также выделяется несколько типов разрезов: 1) Простого строения, где фосфатоносной является лишь верхняя часть нижнекампанских песков сокращенной мощности 2-8 м, обогащенных тяжелыми минералами на границе с верхнекампанским писчим мелом. Это титано-циркониевые

мелководно-морские россыпи пляжевого типа, образующие полосу вдоль склонов конседиментационных поднятий Унечского и Стародубского. 2) Двучленного строения, где каждый из циклитов начинается песками, также фосфатоносными лишь в своей верхней части, переходящими вверх по разрезу в песчаный мел и чистый мел. Разрез характерен для Белгородской моноклинали. 3) Пески, обогащенные карбонатным материалом, с рассеянными фосфатными зернами. Разрез соответствует склонам впадин, таких как Клинецовский грабен [1].

Судя по высокой степени сортировки фосфатоносных песков, отсутствию глинистости, широком развитии фосфатных оболочек на зернах они формировались в обстановке активного гидродинамического режима. Ослабления гидродинамической активности, по-видимому, были слишком кратковременными для литификации первоначальных стяжений. Постоянные перемывы вели к разрушению крупных стяжений, окатыванию фрагментов и образованию зерен, смешению поровых вод с наддонным слоем воды, что также препятствовало формированию крупных желваков, сдерживало подвижность фосфата и перераспределение его внутри осадка в растворенном виде. В стадию диагенеза происходили лишь литификация, частичная раскристаллизация вещества и образование пелет. Наблюдалось неоднократное переотложение осадков, вызванное активизацией гидродинамического режима, шлихование и обогащение песков фосфатными зернами и тяжелыми минералами на склонах аккумулятивных форм подводного рельефа (поднятий Унечского и Стародубского и Белгородской моноклинали), а также нарастание нового слоя оболочки вокруг зерен, при ослаблении активности. Такая обстановка соответствует волновому режиму побережья: песчаным пляжам, барам и косам. Скромный масштаб процесса формирования фосфатных зерен, вероятно, свидетельствует о его

кратковременности и неразвитости, возможно из-за смены тектонического режима конседиментационных поднятий, вдоль которых формировались залежи.

Выводы

Для формирования заметных накоплений фосфоритов в мезозое были необходимы следующие условия:

1. Приуроченность к долгоживущими положительным структурам II порядка – сводам, поднятиям и их склонам.
2. Переменный гидродинамический режим с относительными ослаблениями и активизацией гидродинамики, чему способствуют как эвстатические колебания, так и эпейрогенические колебания уровня моря, вызванные воздыманием этих структур.
3. Баланс биопродуктивности бассейна седиментации и поступления осадочного материала.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 209-225.
2. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю., Савко А.Д., Батулин Г.Н., Гореликова Н.В., Шувалова Ю.В., Краснов А.А. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учебное пособие. Воронеж. Издательство Воронежского государственного университета. 2004. 79 с.

НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА**Мирлин Е.Г.^а, Кононов М.В.^б, Миронов Ю.В.^а**^а *Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия
(egm@sgm.ru)*^б *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

Природу траппового (внутриплитного) магматизма чаще всего связывают с воздействием на подошву литосферы мантийных плюмов, т.е. восходящих субвертикальных потоков горячего вещества, зарождающегося и поднимающегося с больших глубин: с границы верхней и нижней мантии, или даже с границы нижней мантии с ядром [1, 13 и др.]. Развитие этих представлений в своем крайнем выражении сводится к тому, что помимо тектоники плит существует тектоника мантийных плюмов; воздействие последних на литосферу провоцирует также образование структурных неоднородностей [2]. В рамках этих представлений трапповый магматизм связан с отдельными, по сути, неупорядоченными в пространстве апофизами более крупных плюмов (суперплюмов). Вместе с тем неоднократно обращалось внимание на то, что крупнейшие провинции платобазальтов расположены не хаотично: обнаруживается их очевидная пространственно-временная связь с зонами растяжения и раскола континентов, а также их приуроченность к структурным неоднородностям литосферы [10, 11 и др.]. При этом на причинно-следственные связи этих явлений существуют различные точки зрения. В частности, целый ряд исследователей считает, что не плюмы провоцируют разрыв литосферы, а, напротив, расколы в литосфере вызывают плавление и подъем мантийного вещества за счет декомпрессии [9, 14 и др.]. В данной работе мы постарались приблизиться к пониманию природы этой связи на основе двух важных концепций, развиваемых в современной геологии и геофизике - нелинейной геофизической среды и вихревых движений в ней. В основе концепции нелинейной геосреды

[8] - ее иерархическая неоднородность, энергетическая активность, нестабильность, нелинейность свойств и протекающих в ней процессов. Ранее было показано, что в подобной среде возникают движения вихревого типа, спецификой которых можно объяснить многие феномены строения и эволюции океанской литосферы [4, 6, 7].

Связь между вспышкой траппового магматизма и развитием вихревой рифтово-спрединговой системы показана на примере траппов Восточной Африки. Гигантский вихрь, состоящий из спрединговых систем Аденского залива и срединно-океанских хребтов Индийского океана (Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский), в процессе своего закручивания как бы вторгался вглубь Африканского континента, стимулируя образование системы Восточно-Африканских континентальных рифтов. Продвижение и вихреобразное закручивание спрединговой системы началось в раннем эоцене (45 млн. лет назад) и продолжается по настоящее время (рис. 1). Первые локальные по площади и объему магматические проявления, относятся ко времени 45-37 млн. лет [12], а самый мощный импульс, когда сформировалось практически все Эфиопско-Йеменское базальтовое плато, произошел за чрезвычайно короткий отрезок времени 29-30 млн. лет назад. По времени это событие практически совпадает с заложением северной части рифтовой системы Восточной Африки, а пространственно - с областью наибольшего закручивания вихревой системы. Катастрофический, взрывообразный характер магматизма косвенно указывает на реакцию нелинейной неравновесной среды на внешнее воздействие. Аналогичные

пространственно-временные соотношения с развитием вихревых рифтово-спрединговых систем устанавливаются и для других трапповых провинций (Брито-Арктическая, Декан и др.) [5]. При этом во

всех рассмотренных областях траппового магматизма основной его объем был извержен за очень короткое по геологическим меркам время: порядка первых миллионов лет [14].

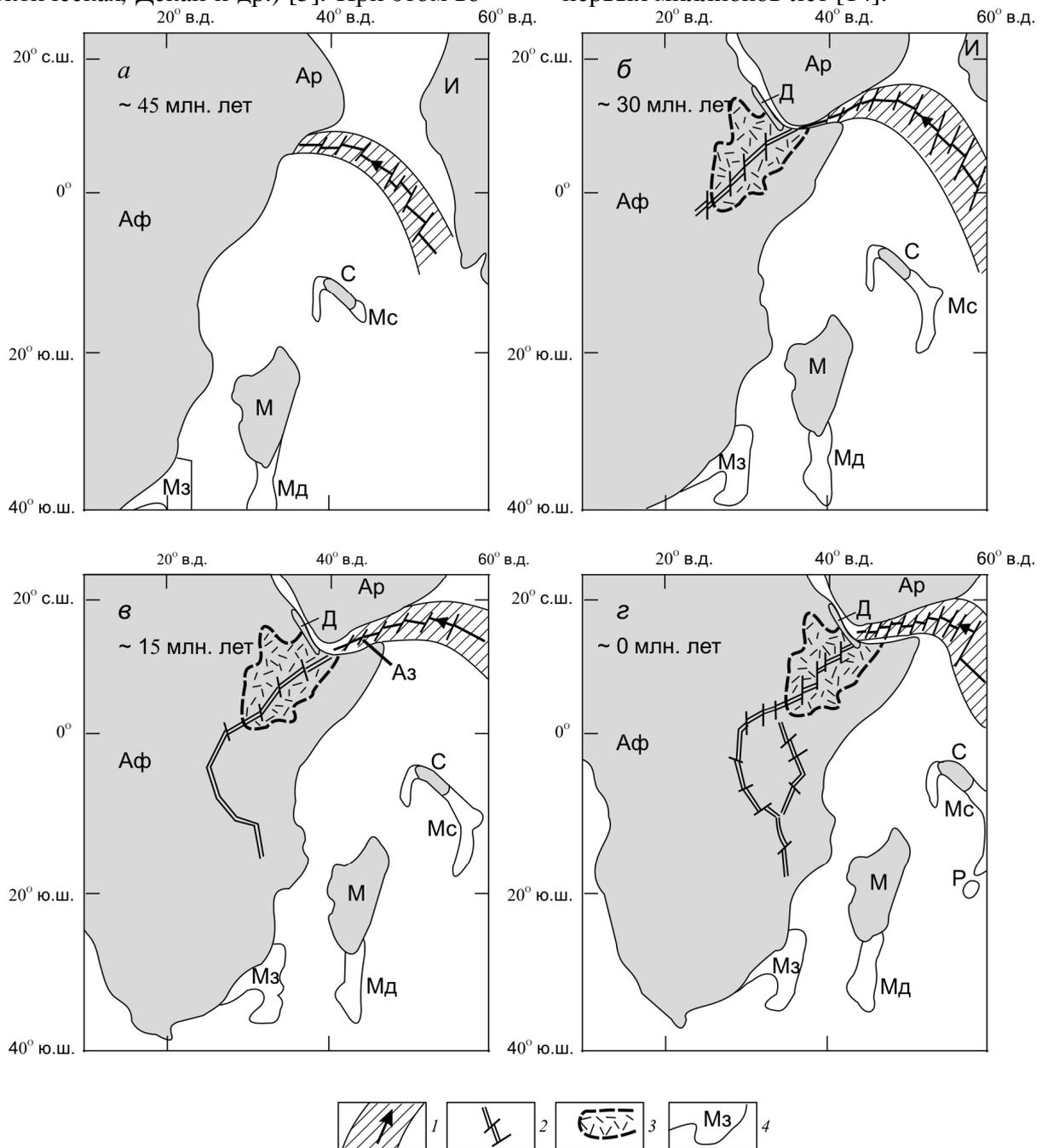


Рис. 1. Образование трапповой провинции Восточной Африки в результате развития вихревой рифтово-спрединговой системы [5].
 1 - оси спрединга и направление пропегейтинга; 2 – континентальные рифты; 3 – трапповая провинция; 4 - подводные хребты предположительно вулканической природы.

Нами разработана качественная модель, иллюстрирующая взаимодействие блоков коры при раскрытии океанской впадины при наличии вихревой компоненты и объясняющая природу тех

воздействий на энергонасыщенную среду, которые и стимулируют формирование очагов плавления разного ранга [5]. На рис. 2 показано пространственно-временное изменение геодинамической

обстановки в моменты времени t_1 и t_2 для плит А и Б в целом и для их произвольно выбранных частей в зоне спрединга. Под влиянием вихревой компоненты ось раскрытия приобретает закругленные очертания на начальной стадии и сохраняет эту геометрию на стадии формирования зоны спрединга на гребне срединно-океанского хребта (как это имеет место в большинстве океанских бассейнов). В вихревом потоке каждый из элементов (частей, частиц) перемещается не только поступательно, но и вращается вокруг некоторой самостоятельной мгновенной оси. В силу этого при раскрытии океанского бассейна под воздействием этих потоков на разных масштабных уровнях будет наблюдаться сходная картина: литосферные плиты в целом и вновь формируемые их части в зонах наращивания плит не только вращаются вокруг общего полюса Р, но и

испытывают дифференциальное вращение относительно различных полюсов, причем положение последних меняется по мере закручивания вихря. Полюса, вокруг которых закручиваются плиты А и Б, а также их отдельные части в зоне наращивания различаются, и это ведет к возникновению составляющей сдвига вдоль зоны спрединга, причем сдвиговая составляющая также меняется не только вдоль простирания, но и по мере закручивания спрединговой системы. В совокупности, это приводит к тому, что в процессе раскрытия: в каждой точке зоны аккреции происходит смена напряжений - от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом). Существенно, что градиент перехода от сжатия к растяжению не остается постоянным, а увеличивается по мере закручивания вихря (стадии t_1 и t_2 на рис. 2).

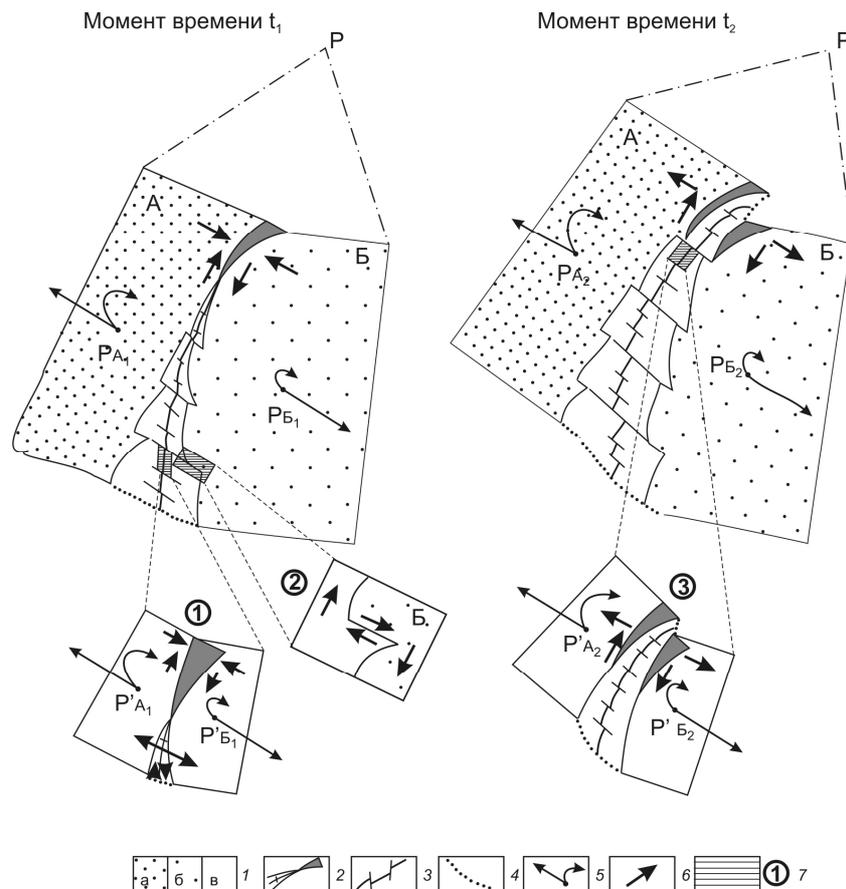


Рис. 2. Пространственно-временное изменение геодинамической обстановки в процессе раскрытия океанской впадины при воздействии вихревой компоненты на разных масштабных уровнях [5].

1 – литосфера (а, б - континентальная, в – океанская); 2 - зона сжатия и сдвига; 3 - ось раздвига; 4 - траектория движения плит и их частей; 5 – векторы направления вращения плит и их частей; 6 – векторы основных напряжений; 7 – врезки.

Из рассматриваемой модели вытекает суть того внешнего воздействия на нестабильную, нелинейную среду, которое приводит к образованию очагов плавления - пульсирующее, периодическое чередование роста давления (и, соответственно, накопления энергии) и последующего его резкого уменьшения (с понижением температуры плавления). Не менее важным фактором, вероятно, является энергия, выделяемая средой за счет протекания экзотермических реакций. Подтверждением этого являются результаты проведенных лабораторных экспериментов над твердыми веществами, которые показывают, что при высоком внешнем давлении в сочетании со сдвигом (а именно это сочетание напряжений сопровождается движениями вихревого типа) разрушение горной породы за счет таких химических реакций приобретает форму взрыва [3]. Градиент сброса давления и, следовательно, интенсивность и объем плавления, меняются вдоль простирания вихревой системы, достигая максимума в области максимального закручивания, а также вблизи пилообразных выступов континентальных окраин. Следовательно, именно в этих областях следует ожидать избыточной магматической деятельности, приводящей, в частности, к формированию трапповых провинций.

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // Проблемы современной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000а. С. 69-103.
2. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000б. № 4. С. 3-37.
3. *Ениколопян Н.С., Вольева В.Б., Хзарджян А.А., Ершов В.В.* Взрывные химические реакции в твердых телах // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1165-1169.
4. *Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника 2006. № 4. С. 1-17.
5. *Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В.* Возможная природа траппового магматизма (на основе концепций вихревых движений в тектоносфере и нелинейной геофизической среды) // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2008. №2. Вып. 12. С. 37-50.
6. *Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Суцеская Н.М.* Вихревые спрединговые системы в литосфере и верхней мантии океанов // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. С. 507-510.
7. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 528 с.
8. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3-18.
9. *Anderson D.L.* Superplums and supercontinents // *Geology*. 1994. V. 22. P. 39-42.
10. *Coffin M.F., Eldholm O.* Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // *Reviews of Geophysics*. 1994. V. 32. P. 1-36.
11. *Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I. et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 1999. V. 166. P. 177-195.
12. *Ebinger C.J., Yemane T., Harding D.J. et al.* Rift deflection, migration, and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2000. V. 112. P. 163-176.
13. *Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V. 230. P. 42-45.
14. *Sheth H.C.* Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy // *Tectonophysics*. 1999. V. 311. P. 1-29.

ТЕСТИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ СФЕНА

Нестерова Н.С.

*Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, Петрозаводск, Россия,
(nesterovan@krc.karelia.ru)*

Сфен (титанит) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ является широко распространенным аксессуарным минералом, как в магматических, так и в метаморфических горных породах. Для него характерен широкий спектр изоморфных замещений [10]. Благодаря изоморфному вхождению урана в его кристаллическую решетку на место кальция, сфен может быть использован в качестве геохронометра.

Возраст изотопной U-Pb системы сфена отражает время, в которое минерал остыл до температуры закрытия ($T_{\text{закр}}$) – температуры при которой скорость потерь изотопов Pb за счет диффузии становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления. На основании экспериментальных данных $T_{\text{закр}}$ U-Pb системы сфена оценивается в 650-700 °C [10 и ссылки там]. Однако в пределах Беломорского подвижного пояса температура метаморфизма, как правило, не превышала 500-550 °C (в отдельных случаях 800-850 °C) [3], а «перезапуск» изотопной системы сфенов происходил. Это означает, что вопрос о $T_{\text{закр}}$ изотопной системы сфена требует дополнительного изучения, но, вместе с тем, она ниже, чем у циркона и выше, чем у рутила [2, 10].

Данные о геохронологии сфена, в сочетании со знаниями о геологии региона и информации об изотопном возрасте других минералов (цирконов, рутилов и так далее), позволяют проводить тестирование геодинамических моделей.

Полученный возраст может отражать время остывания:

§ континентальной новообразованной коры сформированной в ходе субдукционно-аккреционных процессов. В этом случае

возраст сфена и завершающих стадий становления коры (например, возраст цирконов в гранитах) близок (рис. 1 а);

§ блока коры после отмирания плюма. В результате прогрева коры (если $T > T_{\text{закр}}$ сфена) изотопная система уже существующих сфенов нарушается и их возраст "обнуляется", сфен в таком случае отражает время «ухода» изотермы 650 (550) °C (рис. 1 б). К данной модели следует обращаться, когда установлены комплексы-индикаторы плюма;

§ синтрузии после ее внедрения, при этом разница в возрасте сфена и циркона, если не отмечены наложенные процессы, будет отражать скорость остывания породы (рис. 1 в). При этом во вмещающих породах в приконтактной зоне изотопные системы уже существующих сфенов могут быть нарушены;

§ блока коры после тектонического выведения со среднекоровых глубин, где температура выше $T_{\text{закр}}$ изотопной системы сфена, то есть изотопная система открыта, в приповерхностную область с температурой ниже $T_{\text{закр}}$ сфена (рис. 1 г). Геологическим обоснованием данной модели является присутствие крупных надвигов и комплексов, метаморфизованных в высокотемпературных условиях, а также отсутствие корреляции между возрастом сфена и пород (по цирконам).

Кроме того, возраст сфена может фиксировать время воздействия гидротермального флюида, в результате формируются как новые генерации сфенов, так и нарушаются (полностью или частично) U-Pb системы уже существующих. При

частичном нарушении изотопной системы в ней сохраняются более древние ее реликты (рис. 1 д).

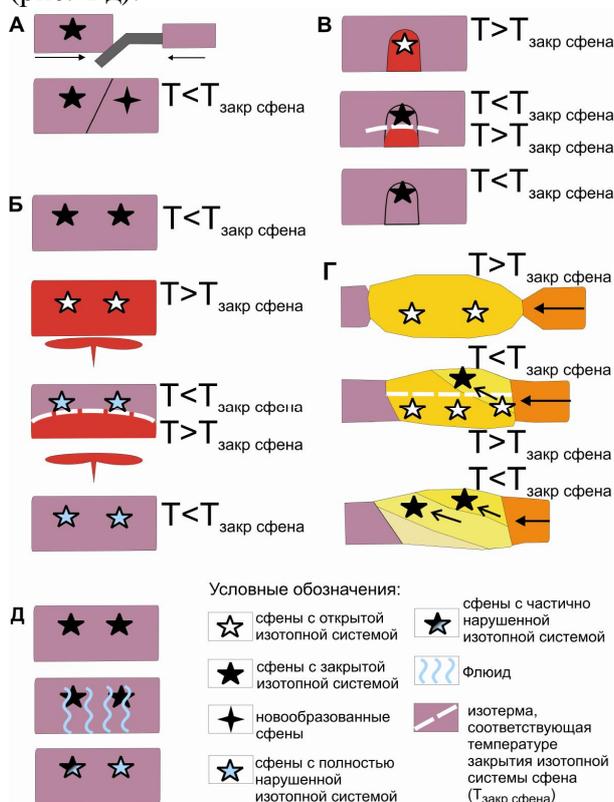


Рис. 1. Геодинамическая интерпретация U-Pb возраста сфена

На основе данных об U-Pb возрасте сфена можно протестировать модели некоторых стадий формирования главных структур Фенноскандинавского щита – Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса.

Карельский кратон занимает центральную часть и составляет своеобразное ядро Фенноскандинавского щита. Он представляет собой классический пример гранит-зеленокаменной области. В пределах кратона выделяют следующие террейны: Водлозерский, Рануа, Иисалми, Помокайра, в составе которых установлены фрагменты наиболее древних пород (3.1-3.4 (до 3.7) млрд. лет), а также Кианта, Иломантси-Вокнаволоцкий и Центрально-Карельский с возрастом слагающих их комплексов 2.7-3.0 млрд. лет [8 и ссылки там].

Беломорский подвижный пояс сложен сформированными в архее (2.7-2.9 млрд. лет)

неоднократно метаморфизованными в архее и палеопротерозое зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, а так же гранитоидами. Протерозойские образования представлены гранитоидами, пегматитами и друзитами [8 и ссылки там].

Возраст сфенов в пределах Карельского кратона варьирует от 2.64 до 2.86 млрд. лет, в Беломорском подвижном поясе, за редким исключением, от 1.74 до 1.95 млрд. лет, отмечается возрастание возрастов сфенов пояса с юго-запада на северо-восток [2, 5].

Тестируемые модели формирования кратона и подвижного пояса изложены в ряде работ [1, 4, 8 и другие]:

Около 3.1 млрд. лет были сформированы «сиалические ядра» – наиболее древние структуры Фенноскандинавского щита. Примером таких ядер могут служить террейны Водлозерский, Рануа, Иисалми, Помокайра. Более поздние процессы в их пределах проявлены локально. Сфены Водлозерского террейна имеют наиболее древний возраст – древнее 2.8 млрд. лет.

В следующий период главенствующая роль принадлежит субдукционно-аккреционным процессам, ответственным за формирование континентальной коры террейнов Кианта Иломантси-Вокнаволоцкого и Центрально-Карельского, а также Беломорского подвижного пояса. К 2.70 млрд. лет произошло сгущивание всех вышеперечисленных образований, которое сопровождалось внедрением большого количества интрузий. Возраст сфена в пределах Карельского кратона отражает, вероятно, время именно этого процесса.

Таким образом, возраст сфенов связан с финальными стадиями формирования континентальной коры кратона (рис. 1 б).

Следует отметить, что в подвижном поясе, скорее всего, также были сформированы сфены этого возраста, но в результате неархейской коллизии они были погружены в среднюю кору.

Около 2.6 млрд. лет назад Карельский кратон прошел стадию кратонизации и в протерозое реагировал на тектонические события как относительно жесткий блок.

В начале палеопротерозоя (2.4-2.5 млрд. лет) земная кора пояса и кратона находилась под влиянием мантийных плюмов, в результате произошло заложение рифтогенных структур приуроченных к границам крупных архейских блоков, предполагается, что одна из таких структур развилась в бассейн с океанической корой с ее последующей субдукцией. В палеопротерозое (1.86-2.0 млрд. лет) Беломорский подвижный пояс являлся краевой частью Лапландско-Кольского орогена. В ходе коллизионной стадии здесь происходило формирование новых генераций покровно-надвиговых структур, что, вероятно, привело к эксгумации архейских и палеопротерозойских пород со среднекоровых глубин. Предполагается, что возраст сфена фиксирует время вывода тектонических пластин из области высоких температур в область с температурой ниже температуры закрытия изотопной системы сфена (рис. 1 г). Более молодые возрасты сфенов (1.74-1.79 млрд. лет) вблизи границы между Карельским кратоном и Беломорским подвижным поясом могут быть связаны с более поздней флюидной переработкой (рис. 1 д).

Следует также отметить, что возраст сфенов из интрузий Карельского кратона коррелируется с возрастом цирконов. Примером могут служить Панозерский, Чалкинский и другие массивы. Возраст сфенов из Панозерского санукитоидного массива оценивается в 2691 ± 5.8 млн. лет [6], тогда как возраст цирконов – 2.74 млрд. лет [9]. Сфен из пород Чалкинского санукитоидного массива имеет возраст 2695 ± 2.3 млн. лет [6], циркон – 2744.5 ± 4.7 млн. лет [7]. Разница в возрасте сфенов и цирконов для этих массивов составляет около 50 млн. лет, что, вероятно, объясняется разницей в температуре закрытия этих минералов и отражает скорость остывания массивов – около 7 °C/млн. лет, что соизмеримо с

оценками скорости для других объектов [2], но существенно меньше, вычисленной на основе теплофизических расчетов (устное сообщение Бурдюха Е.В.) (рис. 1 в).

Литература

1. Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE. Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС. 2006. С. 158-171.
2. Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.
3. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
4. Минц М. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г., Ступак В. М., Сулейманов А. К., Бабарина И. И., Конилов А. Н. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.
5. Нестерова Н. С., Фугзан М. М., Кирнозова Т. И. U-Pb возраст сфенов Фенноскандинавского щита: новые данные // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том 2. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 49-52.
6. Нестерова Н.С., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И. U-Pb возраст сфена Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXI молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. СПб, 2010. С. 59-62.
7. Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А., Сергеев С. А., Яковлева С. З., Гороховский Б. М. U-Pb и Pb-Pb

- изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
8. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН, 2008. 320 с.
 9. Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
 10. Frost B. R., Chamberlain K. R., Schumacher J. C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer // Chemical Geology. 2000. V. 172. P. 131-148.

НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Павлов А.Г., Филиппов В.Р., Быстрова А.В., Никифоров Т.Т.

Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск

Район работ находится в пределах Амгинского улуса Республики Саха (Я), а географически он расположен в среднем течении р. Амга, левого притока р. Алдан.

Территория находится в зоне контакта отложений среднего кембрия – танхайской свиты и нижней юры – укугутской свиты. Танхайская свита представлена в основном известняками, в меньшей степени мергелями и глинисто-карбонатными образованиями. Укугутская свита сложена континентальными базальными горизонтами конгломератов и гравелитов, выше залегают полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов.

Аллювиальные отложения относятся к современному звену четвертичной системы, слагают высокую и низкую поймы, косы, отмели, бечевники, русла и представлены разнозернистыми песками, алевритами, разнообломочными галечниками, валунами с гравийно-песчаным заполнителем.

При проведении геолого-съёмочных работ на участке проявлений интрузивного не установлено. Но за пределами района был выделен мезозойский комплекс даек основных пород и их щелочных разностей.

Проведено шлиховое опробование руслового аллювия и низкой поймы р. Амга в районе поселка Сырдык Сулус.

Из обнаруженных минералов (хромшпинелиды, гранаты, в частности альмандин, рутил, пироксены, оливин, хромдиопсид, золото, роговая обманка, турмалин, эпидот, лейкоксен, сфен, дистен, циркон, апатит, и др.). Хромшпинелиды являются наиболее важным индикаторным минералом кимберлитов и лампроитов. По мнению авторов [4, 5, 6], занимавшихся изучением этого минерала в алмазоносных кимберлитах Якутии, Австралии и Африки, значение хромшпинелидов для прогнозирования и поисков алмазоносных

кимберлитов и лампроитов трудно переоценить. Авторами проведен сравнительный анализ химического состава хромшпинелидов в россыпи р. Амга и алмазоносных кимберлитов Якутии.

Хромшпинелиды в аллювиальных отложениях р. Амга характеризуются широкими вариациями содержаний Al_2O_3 (3,79-30,88%), более стабильными содержаниями Cr_2O_3 (37,13-66,66%), TiO_2 (0,00-1,51%), Fe_2O_3 (15,32-36,14%), MgO (9,01-16,59%), и стабильно низкими содержаниями MnO (0,148-0,889%). Приблизительно такая же закономерность была обнаружена в хромшпинелидах трубок Мир, Токур, Пионерская и в этих же минералах лампроитовой трубки Эллендейл западной Австралии, кроме Fe_2O_3 . Содержание этого химического соединения в хромшпинелидах в россыпи р. Амги в несколько десятков раз превышает содержание трехоксида железа в хромшпинелидах кимберлитовых трубок Якутии и лампроитов западной Австралии.

В общих чертах на диаграмме $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ (рис.1.) видно, что с увеличением содержания Al_2O_3 в минералах понижается содержание Cr_2O_3 . Сходная закономерность была обнаружена в хромшпинелидах вышеназванных трубок Якутии и Австралии.

Соответствие химического состава хромшпинелидов в аллювиальных отложениях р. Амги с кимберлитовыми хромшпинелидами [2] позволяет предположить наличие в пределах базиса эрозии реки кимберлитового тела. Присутствие в аллювии р. Амги редких некорродированных кристаллов может свидетельствовать о глубинности происхождения хромшпинелидов, «законсервированных» в ксенолитах. Слабая окатанность большинства кристаллов хромшпинелидов может

свидетельствовать о близком месте опробования.
расположении коренного источника от

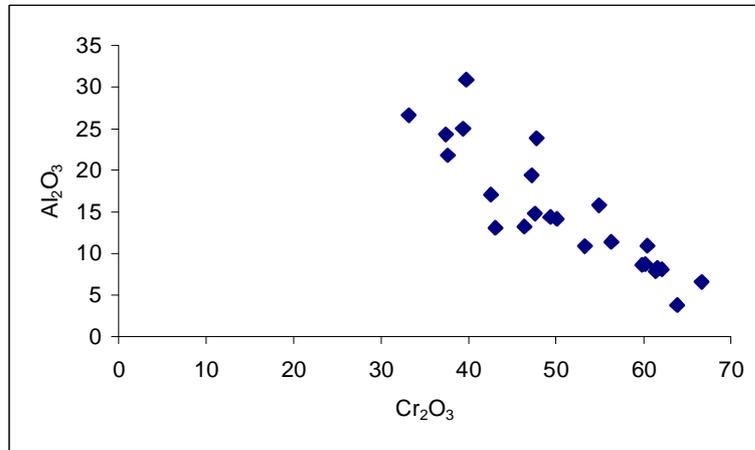


Рис. 1. Диаграмма соотношения Al_2O_3 и Cr_2O_3 в хромшпинелидах. (А.В.Толстов, В.А.Минин и др., 2009)

Об этом также может свидетельствовать дискриминационной диаграмме $Fe_2 / (Fe_2 + Mg) - Cr / (Cr + Al)$ (рис. 2).
расположение фигуративных точек по анализам зерен гранатов на

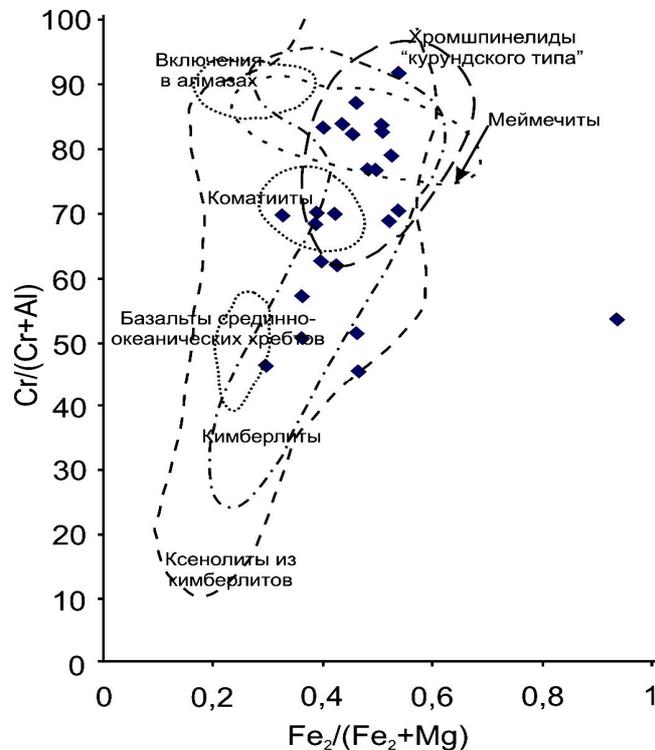


Рис. 2. Возможные источники хромшпинелидов р. Амга в полях дискриминационной диаграммы $Fe_2 / (Fe_2 + Mg) - Cr / (Cr + Al)$. (Kamenetsky et al. 2001).

Гранаты представлены спессартин-альмандиновыми разностями, в частности альмандином. В большинстве шлихов это часто (20-40%) встречаемый минерал. Зерна нередко представлены мелкими осколками, но есть кристаллы с хорошо сохраненными гранями. Цвет зерен розовый, красно-розовый, реже коричнево-красный, блеск стеклянный, жирный. Темные разновидности просвечиваются, встречаются и прозрачные обломки.

В целом химический состав изученных гранатов характеризуется очень широким

диапазоном изменения главных компонентов. В большинстве зерен содержание Cr_2O_3 составляет сотые и десятые доли процентов, но встречаются зерна с относительно высокими содержаниями трехоксида хрома (от 27 до 47%). Содержание окислов железа изменяется от 1 до 38%, есть гранаты с аномально высокими содержаниями (до 72,10 и 80,78%) этого химического соединения. Количество окиси кальция также изменяется в широких пределах

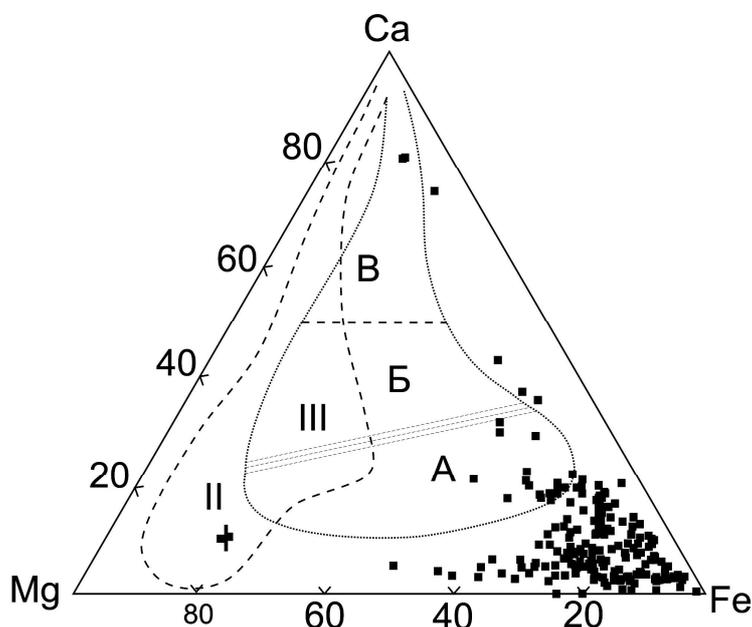


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Ca – Mg – Fe. (Соболев и др., 1998)
I - гарцбургит-дунитовый парагенезис; II - лерцолитовый; III - верлитовый;
A - биминеральных эклогитов; B - дистеновых эклогитов; B - гроспидитов

(от 0,00 до 11,50%), редко встречаются кристаллы с содержаниями кальция до 23,15%. Преобладающее количество гранатов содержит до первых десятков процентов окиси кальция. Содержание MgO в большинстве гранатов доходит до 3-6%, в редких экземплярах - до 14-15%, в единичных зернах оно достигает до 20,16%. Содержание марганца во всех зернах гранатов варьирует от 0,1 до 34,51%.

На диаграмме Mg - Ca – Fe (рис. 3) два зерна граната попадают в поле распространения гроспидитов, незначительная часть зерен соответствует

полям гарцбургит-дунитов и биминеральных эклогитов. В связи с этим можно сделать вывод, что основная часть зерен этих минералов в районе соответствует по происхождению метаморфогенным и только незначительная часть - магматическим [1].

В целом, все шлиховые минералы в аллювиальных отложениях р. Амги можно подразделить на следующие: ультраосновных пород (оливин, хромдиопсид, пироксены, роговая обманка, хромит, ильменит, магнетит); щелочных интрузивов (полевые шпаты, роговая обманка, апатит, ильменит,

магнетит); кислых горных пород (кварц, полевые шпаты, роговая обманка пирит). Некоторые минералы из этого перечня по происхождению, кроме собственно магматического, также могут быть метаморфогенными, скарновыми или пегматитовыми.

Результаты микрозондового анализа по хромшпинелидам и альмандинам и их петрохимическое сравнение позволяют рекомендовать дальнейшее изучение геологического строения территории бассейна р. Амга с целью уточнения истинной природы коренных источников этих минералов.

Литература

1. Афанасьев В.П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. 1991. № 2. С. 78-85.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, 2001. Стр. 15-27
3. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы). \ \ Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3 – 13.
4. Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1990. 39 с.
5. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д. и др. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лейк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 3 С. 356-360.
6. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
7. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко Б.В. и др. Новое тело высоко- алмазоносных кимберлитов в Накынском поле Якутской кимберлитовой провинции. Геология и геофизика, 2009, Т.50, №3 с.337-240.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ: СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА**Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Маринин А.В.***Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(khain2011@gmail.com)*

Большой Кавказ был постоянным объектом пристального внимания академика В.Е.Хаина. Первые 30 его геологической биографии были целиком отданы Кавказу, которому посвящены и кандидатская, и докторская его диссертации; опубликованная им совместно с Е.Е.Милановским в 1963 г. монография «Геологическое строение Кавказа» до сих пор является самой читаемой сводкой по геологии этого региона. Но и позже, несмотря на поистине глобальный размах геотектонических исследований этого выдающегося энциклопедиста, - его особый интерес к кавказской геологии оставался неизменным. Все авторы настоящего доклада на протяжении многих лет и учёбы и работы в МГУ имели счастливую возможность неоднократно обсуждать с профессором В.Е.Хаином различные проблемы геологии и геодинамики Кавказа и могли, таким образом, широко использовать не только публикации, но и личные консультации своего Учителя.

1. Общие черты современной структуры и геологической истории.

Большой Кавказ (БК) – крупный позднеальпийский коллизионный ороген, протянувшийся более чем на 1300 км в запад-северо-западном направлении от Апшеронского до Таманского п-ва. Будучи частью системы северных экстернид Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского орогенического пояса (АОП), БК составляет центральное звено Крымско-Копетдагской шовной зоны – к межрегионального суперлинеамента, отделяющего орогенные структуры Анатолийско-Иранского сектора АОП от Скифско-Туранской полосы молодых платформ.

Мегантиклинорий Большого Кавказа – сложно построенное горно-складчатое сооружение, обрамлённое с юга и с севера и с юга системами молассовых прогибов. Он сложен в разной степени дислоцированными полифациальными мезозойскими и кайнозойскими отложениями, перекрывающими герцинский складчато-кристаллический фундамент и образующими целую серию субпродольных структурно-фациальных зон. Ширина этих зон весьма изменчива, а границы между ними как правило носят ярко выраженный тектонический характер; однако их общая последовательность и взаиморасположение в структуре мегантиклинория выдержаны на всём его протяжении.

Современная структура БК и обрамляющих его молассовых прогибов сформировалась в позднеальпийскую эпоху тектогенеза, возникнув на месте Большекавказского прогиба – внутриматерикового морского бассейна рифтовой природы, заложившегося в ранней юре на эпипалеозойской континентальной коре южной окраины Евразийского кратона. Южная часть этого сложно построенного бассейна, пространственно и генетически связанного с северной окраиной палеоокеана Тетис, обладала сильно утонённой континентальной корой и скорее всего возникла в результате асимметричного рифтинга. По мнению М.Г.Ломизе и Д.И.Панова, на протяжении ранней и начала средней юры «эта рифтогенная структура могла контролироваться заложением пересекавшего кору пологого сброса (модель Б.Вернике), северный наклон которого предопределил южную вергентность последующих складчато-надвиговых деформаций». С конца

аалена рифтогенный режим пассивной континентальной окраины сменился субдукционным режимом активной окраины Северного Тетиса, что сопровождалось первыми пароксизмами альпийской складчатости. Предбайосская, предкелловейская и отчасти предмеловая фазы киммерийской орогенической эпохи активно проявляются в северных структурно-фациальных зонах БК (Пшекиш-Тырныаузская и Балкаро-Осетинская, в меньшей степени Хадыженско-Гунайская и Судурская зоны, где нижнее- и среднеюрские отложения и подстилающие их породы испытали весьма интенсивные складчато-разрывные дислокации) и практически затухают в осевой части Большекавказского бассейна, где вдоль подножья его континентального склона со средней юры по эоцен формируется протяжённая полоса мощных флишевых линз, ныне слагающих основную часть тектонической зоны Южного склона. С юга этот «флишевый трог» обрамляется зоной шельфовых фаций, ещё южнее переходящими в карбонатную платформу Закавказского микроконтинента. Северные структурно-фациальные зоны БК также сложены эпиконтинентальными терригенно-карбонатными формациями мальма – эоцена, как правило весьма умеренной мощности и степени последующего сжатия.

В конце среднего эоцена, с началом общей коллизии океана Тетис, происходит резкая смена палеотектонической и палеогеографической обстановки: целый ряд тектонических зон БК и Закавказья охватывают орогенические движения пиренейской (поздний эоцен), савской (олигоцен) и штирийской (средний миоцен) тектонических фаз, а приосевые зоны БК кроме того испытывают общее поднятие и размыв (в основном подводный). Возникают гирлянды островов и подводных поднятий, с которых в кумский, белоглинский и

майкопский бассейны начинается активный снос мелкозема и глинистых осадков, а также олистостром и конгломератов. В среднем и позднем миоцене идёт последовательное расширение подводных поднятий и гористых островов, и глинисто-олистостромовые толщи кумско-майкопского типа вверх по разрезу и по простиранию постепенно замещаются типичными молассах. Орогенные процессы резко усиливаются в конце сармата и мэотисе, а с послепонтического времени скорость общего воздымания в осевой части складчатого сооружения стала настолько велика, что эрозионно-абразионные процессы перестали справляться с ростом осевого поднятия, и на месте Большекавказского островного моря стала расти устойчивая горная суша Большого Кавказа; последовательные стадии этого пульсирующего процесса фиксированы лестницей региональных нагорных ступеней в горах и серией угловых несогласий в коррелятных молассах.

В результате сложной тектонической истории сформировалась альпийская орогенная система БК, включающая Осевую и две краевых (Северную и Южную) морфотектонические мегазоны, а также обрамляющие их Пред- и Закавказские молассовые прогибы. **Осевая мегазона** БК является крупной зоной смятия сдвиго-содвигового типа: она представляет собой систему субвертикальных раздавленных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых крутонаклоненными или вертикальными сдвиго-содвиговыми дизъюнктивами различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны). В состав сдвиго-содвигового структурного ансамбля входят также структуры латерального и субвертикального течения, поперечные складки и структуры нагнетания. Отток горных

масс в вертикальном или горизонтальном направлении приводит к утолщению литосферы за счет образования корня консолидированной коры и горного рельефа, к линейаризации складчатого сооружения и его продольному удлинению и поперечному укорочению литосферы. Совершенно иной структурный рисунок имеют краевые мегазоны БК. **Южная краевая мезозона** БК характеризуется складчато-надвиговым и сдвиго-надвиговым стилем тектонической структуры, с широким (хотя и неповсеместным) участием покровных, взбросо-сдвиговых и сдвиго-содвиговых дислокаций. **Северная мезозона** дислоцирована значительно проще более южных зон; ведущий мотив структурного рисунка альпийских деформаций – диагональное сочленение правосдвиговых и взбросо-сдвиговых складчато-разрывных комплексов. Морфотектонические зоны Большекавказского орогена лишь отчасти унаследовали доорогенную структурно-фациальную зональность. Так, Осевая мезозона Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа включает большую часть флишевой зоны Южного склона, а Западно-Кубанский и Куринский молассовые прогибы перекрывают значительные участки Центральной и Южной (соответственно) домиоценовых структурно-фациальных зон. С другой стороны, в поднятия и складчатость Северной и Южной краевых мезозон БК были вовлечены крупные фрагменты Скифской плиты и Закавказского микроконтинента. В современной структуре БК выделяется шесть разноориентированных сегментов. В субширотных сегментах (Лабино-Кубанский, Ардоно-Самурский и Юго-Восточный) преобладают структуры сжатия, а в сегментах северо-западных (Причерноморский, Центрально- и Восточно-Кавказский) – структуры правого сдвига со сжатием. В общем структурном рисунке Большого Кавказа эти шесть чередующихся сегментов образуют три «горизонтальные

ступени» - Западно-, Центрально- и Восточно-Кавказскую. Сложная сетка региональных и локальных зон концентрации альпийских деформаций разного геолого-кинематического типа делит складчатое сооружение БК на систему тектонических блоков ромбоэдрической, линзовидно-пластинчатой и иной конфигурации.

2. Обзор структурно-геодинамических моделей Большого Кавказа. Кавказ издавна является природной «геологической лабораторией» отечественной геотектоники. Минувшее XX столетие было временем особенно интенсивных структурно-геологических исследований этого региона, в процессе которых шла разработка и постоянная «конкуренция» различных моделей строения и геодинамики развития БК – что естественным образом отражало общее развитие геотектонических воззрений на структуру и геодинамическую природу альпинотипных складчатых сооружений. В 30-х гг. работами В.П.Ренгартена и Л.А.Варданянца, Н.Б.Вассоевича и совсем юного В.Е.Хаина, О.С.Вялова и мн. др. была разработана **покровно-надвиговая («чешуйчато-складчатая»** по Е.Е.Милановскому и В.Е.Хаину) структурно-геологическая модель, изображающая Б.Кавказ в виде серии надвинутых друг на друга и смятых в складки тектонических зон, имеющих сложную изоклинально-чешуйчатую структуру и часто сопровождающихся системами фронтальных покровов. Таким образом, в соответствии с господствовавшими тогда в альпийской геологии представлениями о покровном строении и контракционной природе орогенов предполагалось, что все отложения геосинклинального прогиба были подвергнуты общему боковому сжатию и интенсивно смяты, рассечены надвигами и частично выброшены на края обрамляющих ороген форландов. В 30-е, 40-е и 50-е годы среди кавказских геологов активно развивалась совершенно иная - «**геосинклинально-**

орогенная фиксистская концепция» (В.Е.Хаин), наиболее полно сформулированная в работах В.В.Белоусова. Согласно «мягкому» варианту этой концепции, изложенному Е.Е.Милановским и В.Е.Хаином в упомянутой выше монографии, структура Б.Кавказа «рисуеться в виде сложного веерообразного горст-антиклинория (мегантиклинория). Роль надвигов и их амплитуда представляется значительно более скромной, чем это полагали раньше. Зато всё большее значение в структуре Кавказа придается глубинным разломам, глыбовой тектонике». Зонами глубинных разломов мегантиклинорий БК расчленён на систему относительно узких протяжённых структурно-фациальных зон - блоков-ступеней, обладающих своим разрезом чехла, типом магматизма, характером дислокаций и эпейрогенической историей. На это накладывается общее боковое сжатие - второстепенный процесс, для всего региона в целом довольно незначительный, но приводящий к некоторому сокращению ширины структурно-фациальных зон. Более «жесткие» варианты этой концепции (В.В.Белоусов, А.А.Сорский, В.Н.Шолпо, И.В.Кириллова и др.) не признают ни общего сжатия, ни поперечного укорочения орогенной зоны и представляют себе всю структуру орогена как производное сложного спектра возвратно-поступательных («колебательных») **вертикальных перемещений различных блоков-ступеней** фундамента и связанного с этим сложного перераспределения материала слагающих их чехол осадочных толщ. В 60-е и 70-е годы структурная геология БК обогатилась тремя важными приобретениями. (1) «Реабилитация» и существенное развитие «покровно-надвиговой» модели Большого Кавказа (работы Ч.Б.Борукаева, М.Г.Леонова И.А.Воскресенского, В.Е.Хаина, В.И.Шевченко, А.М.Шурыгина,

И.П.Гамкрелидзе, и др.). Детальное исследование покровных структур позволило провести палинспастические реконструкции разных структурно-фациальных зон и оценить амплитуду сокращения литосферы поперек покровных систем зоны южного склона в 50 – 100км. (2). Возникновение и последующее обоснование **взбросо-сдвиговой («транспрессивной») структурно-геологической модели** Б.Кавказа (работы Г.Д.Аджирея и Л.М.Расцветаева). Выявление и картирование сдвиговых зон позволило существенно уточнить общий структурный рисунок Кавказа и установить его тесную связь с взбросо-сдвиговыми структурами смежных звеньев межрегиональной Крымско-Копетдагской шовной системы. Анализ пространственных соотношений региональных структур сжатия, сдвига и растяжения позволил уверенно определить общую тектодинамическую обстановку формирования альпийской структуры Черноморско-Закаспийского сегмента АОП как субмеридиональное тангенциальное сжатие, что было позднее подтверждено детальными структурно-геологическими полевыми исследованиями Л.М.Расцветаева, М.Л.Коппа, А.С.Бирман, Н.Н.Курдина, Т.Ю.Тверитиновой, А.В.Маринина и др., а также сейсмостектоническими и тектонофизическими исследованиями О.И.Гущенко, Л.А.Сим, Ю.Л.Ребецкого, С.У.Кухмазова и др. (3) Появление первых **плейтектонических моделей** Б.Кавказа и смежных областей (В.Е.Хаин, Л.П.Зонненшайн и др.) Приложение к Кавказскому региону идей плитной тектоники помогло объяснить многие структурно-вещественные особенности строения и геологической истории Большого Кавказа, дало импульс новым исследованиям связей поверхностной и глубинной структуры региона, и главное - позволило вписать Кавказ в общую картину новой глобальной тектоники и

фанерозойской истории Восточного полушария.

В 80-е и 90-е годы установился взгляд на БК как резко асимметричную **покровно-складчатую аллохтонную структуру**, сформировавшуюся в процессе глубинного пододвигания Закавказской плиты под весь в целом ороген Большого Кавказа (а возможно и под южную часть Предкавказской плиты) - мощный аккреционный клин над полого наклоненной к северу зоной континентальной субдукции. Наиболее полное и продуманное изложение этой **покровно-складчатой («субдукционно-поддвиговой») структурно-геодинамической модели** было опубликовано С.И.Дотдуревым в 1986 – 1990 гг. и сразу почти единодушно было поддержано большинством как северокавказских, так и московских геологов, а В.Е.Хаин даже принял её в свою сводку «Тектоника континентов и океанов (год 2000)».

Однако позже оказалось, что данные региональной структурной геологии и геофизики о строении Осевой мегазоны БК не согласуются с этой концепцией. Южновергентные надвиги и покровы определяют тектонический стиль лишь южного крыла Большекавказского складчатого сооружения; при движении с юга на север повсеместно наблюдается закономерный переход от покровов и пологих надвигов к крутым надвигам и взбросам, а с приближением к зоне Главного хребта - к крутым взбросам и субвертикальным содвигам. В Осевой мегазоне БК отчетливо доминируют крутые и субвертикальные продольные разрывы содвигового или сдвигосодвигового типа, параллельные осевым поверхностям позднеальпийских складок и широко развитому здесь секущему кливажу осевой поверхности. Эти разрывы в разных местах имеют облик сдвигов, сбросов или взбросов; однако, более подробное их изучение показывает, что большинство крутых продольных разрывов Осевой мегазоны БК относятся к классу **содвигов** – дизъюнктивов, характеризующихся

сближением противоположащих крыльев, расплющиванием и выжиманием в стороны разделяющих эти крылья горных пород. «Убегание» (**tectonic escape**) горных масс из содвиговой зоны приводит к долготному укорочению литосферы, линейаризации складчатого сооружения и его продольному удлинению, а также к утолщению литосферы за счет образования сиалического корня и горного рельефа.

Геофизические и геолого-геохимические данные подтверждают высказанные выше представления. Резкое (с 35 до 55-60км) утолщение земной коры, устанавливаемое по сейсмическим и гравиметрическим данным, отмечается именно под зоной Главного хребта, т.е. непосредственно в содвиговой Осевой мегазоне, и происходит в основном за счет верхнекорового слоя. Повышение величины теплового потока в приводораздельной зоне Гл. Кавказского хребта, а также широкое развитие здесь позднеальпийских гидротермальных жил и систем секущего кливажа; обилие углекислых и сероводородных источников, наличие глубинных газовых струй (иногда мантийной природы) - всё говорит об особой активности глубинного тепломассопотока именно в этой зоне. О повышенной флюидизации приосевых тектонических зон БК свидетельствует и наличие здесь субвертикальных зон повышенной электропроводности, прослеженных по данным МТЗ до глубин 70-80км, а также повышенная магматическая активность осевой мегазоны в позднем кайнозое и пониженная добротность земной коры. Приведенные геолого-структурные и структурно-геофизические данные не дают оснований предполагать, что под орогеном БК находится зона субдукции Закавказской микроплиты под южную окраину Евразии. Геодинамической альтернативой субдукционно-поддвиговой модели может служить разработанная Л.М.Расцветаевым в 1995-2007гг **контракционно-содвиговая транспрессивная геодинамическая**

модель, согласно которой Большой Кавказ расположен в зоне лобового столкновения континентальных плит. В обстановке длительно действующего бокового сжатия и активной флюидизации сутурной зоны идёт интенсивная содвиговая деформация крыльев коллизионного шва, а эвакуация продуктов разрушения из содвиговой зоны обеспечивает крупномасштабное сближение конвергирующих плит.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ В МЗ-КЗ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ)

Романовская М.А.^а, Талденкова Е.Е.^б

^а *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия (maria_roman@mail.ru)*

^б *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия (etaldenkova@mail.ru)*

Имеющиеся результаты современных научных исследований в области изучения взаимосвязи тектонических процессов и формирования климата демонстрируют, что тектоническая эволюция Земли существенным образом влияет на глобальные изменения климата, прежде всего, благодаря тектонике литосферных плит, определяющей такие важные климатообразующие факторы как положение континентальных блоков относительно полюсов Земли, т.е. их широту, количество солнечной энергии, колебание годовых температур, сезонность, количество и агрегатное состояние атмосферных осадков, формирование океанических течений и т. д. Кроме того, орогенез и магматизм, связанные с активными геодинамическими режимами, могут вызвать изменения в циркуляции и составе атмосферы; уровень теплового потока тех или иных областей Земли также обусловлен главным образом тектонической и магматической активностью и конвективными процессами, происходящими в недрах Земли. Одной из наиболее актуальных проблем настоящего времени является проблема глобального потепления климата. Существует две группы гипотез относительно причин нарастающего глобального потепления. Первая рассматривает в качестве решающей причины быстрого потепления антропогенный фактор, вторая считает потепление следствием естественного развития Земли и ее тектонической эволюции [3,4,5,7]. Благодаря вышесказанному, представляется весьма уместным учитывать палеотектонические особенности регионов и основные тенденции их тектонического развития при

проведении, как палеоклиматических исследований, так и прогноза изменений климата в будущем

Рассматриваемый район арктической окраины Восточной Сибири - море Лаптевых и Новосибирские острова, обладает сложным, геодинамически контрастным, тектоническим развитием в МЗ-КЗ и характеризуется полярными биоценозами, особенно чутко реагирующими на внешние воздействия и изменения условий обитания. Этот район не только испытал существенные тектонические перестройки в течение мезокайнозоя, но и испытывает влияние современных тектонических процессов, обусловленное близостью к нему современной тектонически активной области - хребта Гаккеля. Тектонически район моря Лаптевых является областью сочленения Восточно-Сибирского кратона и трех складчатых систем: Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской. Этот район испытал позднемезозойскую складчатость и последующий интенсивный рифтогенез в позднем мелу и кайнозое, связанный с формированием Евразийского бассейна [1,8,11].

В геологическом строении района устанавливаются два крупных структурных подразделения: докембрийско-мезозойский складчатый фундамент и мел-кайнозойский осадочный чехол, отвечающие главным этапам тектонического развития района – аккреционному и деструктивному. Складчатый фундамент состоит из крупных геологических тел, (тектоностратиграфических единиц, или блоков), обладающих индивидуальными стратиграфическими, литологическими и

структурными признаками, причлененными в конце раннего мела к Верхоянской окраине Сибири (аккреционный этап). Одновременно с окончанием становления аккреционной структуры складчатого фундамента, начинается его деструкция (деструктивный этап), достигшая апогея в кайнозое и связанная с проникновением в новообразованную окраину материка спрединговых осей раскрывающихся бассейнов Арктики [1].

Для описываемого района характерна унаследованность перемещения литосферных плит и блоков на протяжении MZ-KZ, обусловленная распадом Пангеи и переходом к нынешнему расположению плит и входящих в их состав материков и континентов. Имеющиеся геологические, геофизические и палеомагнитные данные позволяют предположить, что раскрытие Канадской котловины 150-125 млн. лет назад и закрытие Южно-Анжуйского океана оказали значительное влияние на позднемезозойское развитие всего восточно-арктического шельфа в целом. Для рассматриваемого района это выразилось в перемещении его отдельных блоков с различными амплитудами смещения и углами поворотов. Наиболее значительные перемещения претерпели Генриеттский и Восточно-Анжуйский блоки [1,2,8]. Кайнозойская геодинамика района может быть охарактеризована как режим континентального рифтогенеза, связанного с формированием арктических океанских бассейнов на границе Евразийской и Американской литосферных плит. Начальный этап деструкции приходился на поздний мел-эоцен. В это время имело место вращение Северо-Американской и Евразийской плит по часовой стрелке вокруг полюса вращения располагавшегося в районе Японских островов, на широте Новосибирского архипелага возникает утонение земной коры. В олигоцен-среднем миоцене происходит кардинальная перестройка геодинамики района – полюс вращения плит находится севернее Новосибирских островов, территория которых развивается в обстановке сжатия, на этом этапе имели место складчатые

деформации и рост поднятий. В начале позднемиоценового-плейстоценового этапа полюс вращения плит постепенно смещается к югу, обстановка сжатия сменяется растяжением, что приводит к сбросовым дислокациям и щелочному базальтовому вулканизму [1]. На современном этапе предполагается еще один перескок полюса вращения в северном направлении.

Возникновение теплого климатического периода в конце мезозоя, возникшего между двумя суровыми ледниковыми эрами, палеозойской и позднекайнозойской многими авторами напрямую связывается с образованием Пангеи [3,4,7]. Для кайнозойской эры в результате анализа литологического, петрофизического, фаунистического и сейсмоакустического исследований Новосибирских островов и осадков моря Лаптевых устанавливается переход от условий теплого климата во время позднего палеоцена - раннего эоцена к более холодным условиям среднего эоцена - плейстоцена [10], что хорошо согласуется с общей направленностью перемещений блоков района в северном направлении. Общее похолодание Арктики началось уже с середины эоцена, о чем свидетельствует первое появление в осадках материала ледового разноса, т.е. около 46 млн. лет назад [10, 12]. В конце раннего миоцена из-за широкого раскрытия пролива Фрама произошел переход к условиям вентилируемого океана [9]. Значительные скорости осадконакопления 1-2 см/ тыс. лет, отмечаемые, начиная со времени около 14 млн. лет назад, связаны с поступлением песка и более крупного терригенного материала в результате ледового разноса и свидетельствуют о нарастающем похолодании. Около 3,2 млн. лет назад отмечено изменение физических свойств осадков, их гранулометрии и состава, что свидетельствует об увеличении поступления материала ледового и айсбергового разноса, связанного с расширяющимся ледниковым щитом Гренландии [6,11,12]. Эти данные весьма хорошо согласуются с

палеогеодинамическими реконструкциями для данного региона.

Литература

1. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): автореферат диссертации на соискание ученой степени д-ра геол.-минерал. наук: - М., 1999. 40 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Л., Натанов Л.Л.* Тектоника литосферных плит территории СССР, Книга 2, М.: Недра, 1990. 334 с.
3. *Сорохтин О. Г., Чилингар Дж. В., Сорохтин Н. О.* Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее ISBN 978-5-93972-768-6. ИКИ. 2010 г. 752 с.
4. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М., Изд. МГУ, 2002. –506 с..
5. *Сывороткин В.Л.* Экологические проблемы Арктики в связи с ее тектоническим строением. Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли» 29.01.08-02.02.08. М. 2008. С. 78-81.
6. *Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В., Погодина И.А., Портнов А.Д.* Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна. Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2009, № 4. С. 45-54.
7. *Ушаков С. А., Ясаманов Н. А.* «Дрейф материков и климаты Земли». М. «Мысль».1984.318с.
8. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. V . 298. P. 357-393.
9. *Jakobsson M., Backman J., Rudels B. et al.* The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // *Lett. Nature*. 2007. Vol. 447. P. 986-990.
10. *Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol.44, N 1. P. 601-605.
11. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // *Reports on Polar Research*. Bremerhaven , FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. V . 176. P. 367-377.
12. *St. John K.* Cenozoic ice-rafting history of the Central Arctic Ocean : Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PAIS05,doi:10.1029/2007PA001483.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВИТ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХАНТАЙСКО-РЫБНИНСКОГО ВАЛА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)

Рудакова А.В.

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(antoninaru@gmail.com)

Введение

Одним из наиболее ярких примеров крупных магматических провинций (LIPs) является Сибирская трапповая провинция, характеризующаяся развитием большого объема магматических пород, сформированных в очень короткий промежуток времени (<1 млн. лет) и рассматривающихся как результат плюмового магматизма [1]. Отличительной ее особенностью является присутствие суперкрупных Pt-Cu-Ni месторождений в ультрабазит-базитовых массивах, близких по возрасту (250 Ma) и составу к породам туфо-лаваовой толщи [3], что определяет постоянный интерес геологов к истории развития P_2-T_1 магматизма в Норильском районе.

Для решения указанной проблемы проведено детальное изучение разрезов туфо-лаваовой толщи в разных тектонических структурах (Норильская и Хараелахская мульды, периклинальное замыкание Хантайско-Рыбнинского вала, запад Тунгусской синеклизы).

Сделан акцент на рассмотрении каких-либо изменений мощностей, состава свит и их потоков по площади. Такое рассмотрение позволит понять характер излияния и возможные выводы о специфике условий формирования данных свит.

Материал исследования

Всего было изучено 4 скважины и 6 полевых разрезов туфолаваовой толщи, в большинстве случаев охватывающих весь объем трапповой формации в данных точках (рис. 1). В пределах Норильской мульды задокументировано две скважины: ОМ-6 и ОМ-25 [4], в центральной и краевой части мульды соответственно. Хараелахская мульда охарактеризована скважиной КС-56 (центральная часть структуры) и разрезом «Красные камни» (КК) на восточной её окраине. Периклинальное замыкание

Хантайско-Рыбнинского вала исследовано по скважине МД-52 (район Микчангдинской площади). СЗ окраина Тунгусской синеклизы (восточный борт Хантайско-Рыбнинского вала) была также охарактеризована рядом полевых разрезов в районе оз. Глубокое разрез г. Сундук (по данным Криволицкой Н.А.), разрез «Красная шапка» (КШ) на северном борту озера и разрезы Г, Гл, Цр – на южном [6].

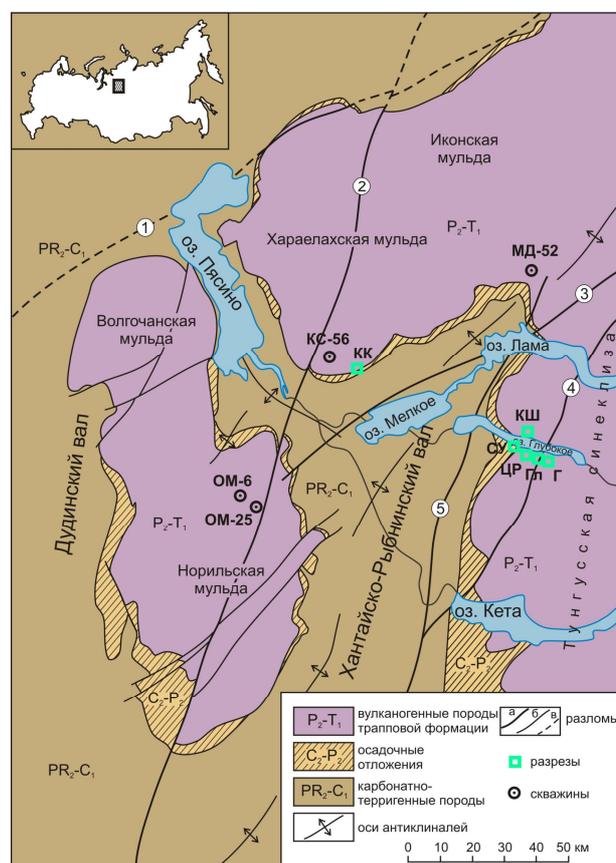


Рис. 1. Схема геологического строения Норильского района

Результаты исследования

Наибольшее количество свит (7 из 11) было выделено в скважине ОМ-6 центральной части Норильской мульды: ивакинская, сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская, надеждинская и моронговская.

Общие состав и мощность свит, развитых в пределах Норильского района в целом представлены в таблице 1.

Таблица 1. Схема стратиграфического расчленения туфолоавовой толщи Норильского района

Возраст, индекс	Свита	Мощность, м	Основной тип пород
T _{1sm}	Самоедская	600 (?)	Базальты толеитовые, афировые, порфириновые
T _{1km}	Кумгинская	160-210	Базальты толеитовые, гломеропорфириновые
T _{1hr}	Хараелахская	380-620	Базальты толеитовые, субщелочные порфириновые, гломеропорфириновые
T _{1mk}	Мокулаевская	400-690	Базальты толеитовые, афировые, порфириновые
T _{1mr}	Моронговская	240-700	Базальты толеитовые, афировые, субщелочные анкармиты
T _{1nd}	Надеждинская	150-530	Базальты толеитовые, порфириновые, гломеропорфириновые туфы
T _{1tk}	Туклонская	0-220	Базальты толеитовые, пикритовые
T _{1hk}	Хаканчанская	15-260	Туфы, туффиты, редкие прослои базальтов
T _{1gd}	Гудчихинская	0-250	Базальты толеитовые, пикритовые, гломеропорфириновые
T _{1sv}	Сыверминская	0-195	Базальты толеитовые
P _{2iv}	Ивакинская	0-330	Базальты субщелочные трахибазальты, трахиандезибазальты, туфы

Результат детального изучения разрезов вулканитов трапповой формации по периферии Хантайско-Рыбнинского вала отображен в таблице 2.

Данная таблица позволяет проанализировать изменение свит как по времени (то есть с глубиной по всему объёму разреза), так и латерально.

Ивакинская свита выдержана по составу на обоих бортах Хантайско-Рыбнинского вала и представлена порфириновыми базальтами. Наибольшая частота извержений по сравнению с другими структурами района проявлена в пределах Норильской мульды. Мощность свиты преобладает на Микчангдинской площади (достигая почти 150 м), и имеет наименьшие величины в Норильской мульде (103,5 м).

Сыверминская свита также достаточно выдержана по составу и характеризуется базальтами с толеитовой структурой, за исключением Микчангдинской площади, где имеет в составе базальты с порфириновой и пойкилоофитовой структурой. Максимальная мощность свиты отмечается в разрезе г. Сундук (СУ), достигая 165 м. Кроме того, отмечается закономерное уменьшение мощностей в Норильской и

Хараелахской мульды от их центральной части к периферии.

Гудчихинская свита максимально полно проявлена на западе Хантайско-Рыбнинского вала и, соответственно, наиболее разнообразный состав (порфириновые, толеитовые и пикритовые в верхней части свит базальты), в то время, как на севере и востоке вала проявлены только верхние пикритовые потоки. Наиболее частые извержения отмечаются на Микчангдинской площади, наиболее редкие – в районе оз. Глубокое. Кроме того, для данной свиты также характерно закономерное изменение мощностей от центра к окраине мульды.

Хаканчанская свита наиболее невыдержанная по мощности из всех имеющихся стратиформных образований. Её мощность варьирует от 1 м до 67 м. При этом в её разрезе также отмечается уменьшение мощности от центральной части мульды к периферии на западе Хантайско-Рыбнинского вала. Состав свиты представлен большей частью туфами с проявлениями толеитовых базальтов в пределах Норильской мульды и Микчангдинской площади.

Таблица 2. Характеристика разрезов трапповой формации обрамления Хантайско-Рыбинского вала

свита	Местоположение разреза	разрез	общая мощность	кол-во потоков	Кол. тuff ов	$K_{экс}$	N	название пород
iv	Норильская мульда	ОМ-6	103,5	9	3	0,029	0,087	Базальты порфиновые
	Хараелаская мульда	КС-56	114,2	4	0	0,000	0,035	Базальты порфиновые
		КК	135	5	0	0,000	0,037	Базальты гломеропорфиновые, афировые, порфиновые
	Микчангдинская площадь	МД-52	149,1	4	1	0,007	0,027	Базальты порфиновые
Тунгусская синеклиза	СУ	105	3	1	0,010	0,029	Базальты гломеропорфиновые, порфиновые, афировые	
sv	Норильская мульда	ОМ-6	129,5	22	3	0,023	0,170	Базальты толеитовые, пикритовые
		ОМ-25 н.р.	65,1	8	0	0,000	0,123	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
	Хараелаская мульда	КС-56	114,6	12	0	0,000	0,105	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
		КК	91	5	0	0,000	0,055	Базальты толеитовые
Микчангдинская площадь	МД-52	126,6	12	0	0,000	0,095	Базальты порфиновые, пойкилоофитовые	
Тунгусская синеклиза	СУ	165	16	0	0,000	0,097	Базальты толеитовые	
	КШ н.р.	20,5	5	0	0,000	0,244	Базальты толеитовые	
gd	Норильская мульда	ОМ-6	127	15	5	0,039	0,118	Базальты порфиновые, пикритовые
		ОМ-25	121,2	10	2	0,017	0,083	Базальты порфиновые, толеитовые, пикритовые
	Хараелаская мульда	КС-56	137,5	16	0	0,000	0,116	Базальты порфиновые, пикритовые
		КК	115	8	0	0,000	0,070	Базальты гломеропорфиновые, порфиновые, пикритовые
Микчангдинская площадь	МД-52	50,1	16	0	0,000	0,319	Базальты пикритовые	
Тунгусская синеклиза	СУк	15	1	0	0,000	0,067	Базальты пикритовые	
hk	Норильская мульда	ОМ-6	67,9	9	0	0,000	0,133	Базальты толеитовые, туфы
		ОМ-25	1	1	1	1,000	1,000	Туфы
	Хараелаская мульда	КС-56	20	1	1	0,050	0,050	Туфы
		КК	10	1	1	0,100	0,100	Туфы
Микчангдинская площадь	МД-52	31,8	8	0	0,000	0,252	Базальты толеитовые, туфы	
Тунгусская синеклиза	Сундук	24	1	1	0,042	0,042	Туфы	
tk	Норильская мульда	ОМ-6	12,4	2	0	0,000	0,161	Базальты толеитовые
		ОМ-25	50,2	3	0	0,000	0,060	Базальты толеитовые
	Микчангдинская площадь	МД-52	14,1	6	2	0,142	0,426	Базальты толеитовые
	Тунгусская синеклиза	СУ	207,5	17	3	0,014	0,082	Базальты толеитовые, пойкилоофитовые
КШ н.р.		134	16	5	0,037	0,119	Базальты пойкилоофитовые, толеитовые	
ЦР н.р.		22	4	0	0,000	0,182	Базальты афировые, пойкилоофитовые	
Г л.н.р.		77	3	1	0,013	0,039	Базальты порфиновые, пойкилоофитовые	
nd	Норильская мульда	ОМ-6	488,1	61	24	0,049	0,125	Базальты афировые, порфиновые, гломеропорфиновые
		ОМ-25 н.р.	430,3	24	1	0,002	0,056	Базальты афировые, порфиновые, гломеропорфиновые
	Хараелаская мульда	КС-56 н.р.	157,5	6	0	0,000	0,038	Базальты порфиновые, гломеропорфиновые
		КК н.р.	15	1	0	0,000	0,067	Базальты порфиновые
Микчангдинская площадь	МД-52 н.р.	92,7	17	11	0,119	0,183	Базальты пойкилоофитовые, порфиновые	
Тунгусская синеклиза	СУ н.р.	280	11	0	0,000	0,039	Базальты толеитовые, порфиновые	
	ЦР н.р.	1,8	1	1	0,556	0,556	Туфы	
	Г н.р.	163	7	0	0,000	0,043	Базальты афировые, порфиновые, пойкилоофитовые, гломеропорфиновые	
mr	Норильская мульда	ОМ-6	103,2	12	7	0,068	0,116	Базальты редкопорфиновые

Примечание: н.р. – неполный разрез свиты, $K_{экс}$ – коэффициент эксплозивности, N – частота извержений

Туклонская свита максимально развита в пределах Тунгусской синеклизы, где мощность её достигает 207 м (в разрезе наиболее приближенным к восточному борту Хантайско-Рыбнинского вала). На западе данная свита отмечается маломощным покровом только в разрезе Норильской мульды плавным увеличением мощности (от 12 до 15 м) и количества потоков (от 2 до 3) к её восточной окраине от центра. К северо-востоку количество потоков увеличивается до 6 (скв. МД-52) и на востоке их количество достигает уже 17.

Состав свиты по всей площади Норильского района не выдержан. На западе отмечается исключительно толеитовый состав базальтов (с толеитовой структурой), на востоке он меняется на афировый, порфиновый и пойкилоофитовый.

Надеждинская свита выдержана по составу и сложена афировыми, порфировыми и гломеропорфиловыми базальтами на всей площади района, за исключением Тунгусской синеклизы, где появляются толеитовые разности. В полном своём разрезе она отмечена только в скважине ОМ-6 центральной части Норильской мульды, характеризуясь закономерно наибольшими среди других изученных разрезов значениями мощности в 488,1 м. Максимальная частота излияний и объёма кластического материала проявлены на западе и севере Хантайско-Рыбнинского вала.

Моронговская свита в изученных разрезах была отмечена только в скважине ОМ-6. Представлена афировыми и редкопорфировыми базальтами с частотой излияния 0,116 и общей неполной мощностью 103,2 м.

Анализируя весь разрез в целом относительно коэффициента эксплозии, интересно отметить, что для нижних свит максимальное его значение характерно для Норильской мульды и практически полностью отсутствует на севере и востоке Хантайско-Рыбнинского вала. Начиная с туклонского времени распределения эксплозивных образований меняется, вследствие чего максимальная

концентрация отмечается в скважине МД-52 Микчангдинской площади, слабо уменьшаясь к востоку (Тунгусская синеклиза) и почти полностью исчезая к западу.

Обсуждение результатов

Мощность ивакинской свиты слабо изменяется на всей территории района, существенно увеличиваясь лишь в периклинальном замыкании Хантайско-Рыбнинского вала, что говорит о возможном существовании в данном месте прогиба, где скапливались большие объёмы лав с максимальной мощностью потоков.

Вулканыты сыверминской свиты в целом также достаточно стабильно сохраняют мощность, постепенно увеличиваясь к востоку территории, при этом четко уменьшаясь к периферии мульды от их центральной части. Таким образом, в это время, по всей видимости, вместо прогиба начинает расти поднятие Хантайско-Рыбнинского вала.

Во время формирования гудчихинской свиты отмечается продолжение роста вала, поскольку здесь также отмечается уменьшение мощностей данной свиты к его бортам от центральной части Норильской и Хараелахской мульды. Помимо этого, развитие гудчихинского вулканизма к востоку постепенно истощается, поскольку общая мощность четко уменьшается к востоку, куда дотягиваются лишь верхние потоки пикритовых базальтов.

Хаканчанская свита также постепенно уменьшается к востоку, вплоть до полного выклинивания в районе северного берега оз. Глубокое

Образования туклонской свиты в противовес двум последним свитам существенно увеличиваются к востоку по мощности в целом, а также мощности потоков и эксплозивной деятельности, что указывает на центр развития данного магматизма к северо-северо-востоку от Хантайско-Рыбнинского вала в сторону Тунгусской синеклизы.

Покровы надеждинской и моронговской свит, по всей видимости, повсеместно перекрывают более древние образования,

сохраняя при этом в достаточной мере свою мощность и состав.

Выводы

1. На территории Норильского района существовало как минимум две области излияния лав трапповой формации: запад территории, откуда извергались вулканы нижних свит (от ивакинской до хаканчанской), и северо-восток района, являющийся центром излияния образований туклонской свиты.
2. Во время излияния вулканитов трапповой формации стал закладываться и формироваться из существовавшего изначально небольшого (не более 50 м глубиной) прогиба Хантайско-Рыбнинский вал, рост которого прекратился к концу туклонского времени.

Литература

1. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат 1959, 61 с.
2. Криволицкая Н.А., Рудакова А.В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия, 2009, №7, с.1-23
3. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // ЗВМО. 1983. Ч. СХІІ. Вып. 4. С. 412-425.
4. Рудакова А.В., Криволицкая Н.А. Структурно-текстурные особенности и строение пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология, 2009. № 6. С. 34-44
5. Рудакова А.В. Тектоническая обстановка Хантайско-Рыбнинского вала во время траппового магматизма Р₂-Т₁ (Норильский район) // XVII Международная конференция студентов аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2010», Электронный сборник тезисов, Москва, 2010.
6. Рудакова А.В. Строение трапповой формации восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала (норильский район) // Пятая Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле, Электронный сборник тезисов, Новосибирск 2010

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЛИВА ДРЕЙКА В ПОСТМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА, ЮЖНЫЙ ОКЕАН

Тетерин Д.Е., Сущевская Н.М., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г.

Институт Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия

(d_e_teterin@mail.ru)

По современным представлениям в пределах континентальной окраины пролива Дрейка (рис.1) происходит процесс перехода от активного типа окраины к пассивной, после затухания спрединга на хребте Алул 3.3 млн.лет назад. Несмотря на относительно хорошую геолого-геофизическую изученность региона до сих пор неоднозначно интерпретируется природа пролива Брансфилд. У большинства исследователей рифтогенная природа пролива не вызывает сомнений, однако модель формирования рифта, до конца не ясна. По одним предположениям рифтовая зона возникла главным образом в результате отката тяжелого субдуцирующего слэба литосферы плиты Феникс в сторону океана, вызванного резким уменьшением скорости субдукции с 6.4 см/год до 2.6 см/год, произошедшей 7.8 млн.лет назад, и полной ее остановки 3.3 млн. лет назад. Альтернативная модель предполагает, что формирование рифта началось в результате продвижения тектонических деформаций со стороны хребта Южный Скоша.

Новые детали строения рельефа, осадочного чехла и фундамента, полученные во время морских геолого-геофизических экспедиций немецкого НИС "Polarstern" и Российского НИС "Академик Борис Петров", позволяют более определенно судить об особенностях эволюции континентальной окраины пролива Дрейка и происхождении пролива Брансфилд.

В ходе проведенного анализа и интерпретации новых данных совместно с накопленной к настоящему времени геолого-геофизической информацией для этого региона установлено, что в пределах окраины пролива Дрейка можно наблюдать признаки активности процессов,

характерных для обеих возможных моделей раскрытия пролива Брансфилд - как в результате отката тяжелого субдуцирующего слэба литосферы в сторону океана, вызванного резким уменьшением скорости субдукции, так и в результате продвижения тектонических деформаций со стороны транспрессивной системы хребта Южный Скоша. Однако факты, свидетельствующие о том, что формирование рифта происходит в результате отката литосферного слэба, нельзя назвать явными.

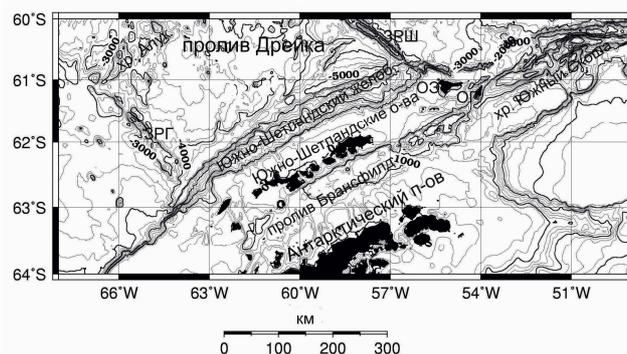


Рис. 1. Батиметрическая карта пролива Дрейка [GEBCO 2008]. Проекция Меркатора, главная параллель 60°S. Сечение изобат 250 метров. ЗРШ – разлом Шеклтона, ЗРГ – разлом Геро, ОЭ – остров Элефант, ОГ – остров Гиббс.

Направление вектора миграции Южно-Шетландского блока не характерно для подобных моделей. Как правило, вектор миграции островной дуги и глубоководного желоба в сторону океана ортогонален оси желоба, как это можно наблюдать в перемещении желобов Ванатау, Тонга и Марианского. Больше похоже на то, что Южно-Шетландская дуга перемещается вместе с Антарктической плитой, постепенно раскрываясь (подобно ножницам) в направлении плиты Скоша.

Сейсмологические исследования показывают, что субдукция плиты Феникс под Антарктическую плиту медленно

продолжается, и разлом Шеклтона является активным, поскольку вдоль линии разлома фиксируются сдвиговые деформации. Возможно так же, что разломы Шеклтона и Геро субдукцируют под Южно-Шетландский блок, на что указывает морфология аномалий гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге над Южно-Шетландским желобом. В таком случае Южно-Шетландский блок не ограничивается на северо-востоке разломом Шеклтона, и если происходит его миграция, то независимо от плиты Феникс. Критическое значение возраста, при котором возможно гравитационное опускание субдуцирующей литосферы и, как следствие, откат слэба в сторону океана, оценивается в 60-80 млн. лет. С учетом относительно небольшого времени, прошедшего с момента остановки спрединга, горячая упругая литосфера, которая еще не утратила гравитационной стабильности, может сохранять пологий угол субдукции до глубин 100-200 км, поэтому, если и происходит процесс отката более древней и тяжелой части субдуцирующего слэба, то на глубинах более 100 км и на значительном удалении (более 300 км) от оси глубоководного желоба, и его влияние на процесс формирования рифта не может быть значительным.

Другой сценарий, согласно которому раскрытие пролива и формирование рифта происходило в результате продвижения тектонических деформаций со стороны хребта Южный Скоша, представляется более реалистичным. В рельефе отчетливо прослеживается связь впадины хребта Южный Скоша и пролива Брансфилд. По данным сейсмологических наблюдений выявлен подобный тип и направление (с юго-востока на северо-запад) тектонических деформаций для землетрясений, зафиксированных в пределах хребта Южный Скоша и в проливе Брансфилд. По результатам геокинематического мониторинга установлено, что Антарктическая плита перемещается в северо-восточном направлении со скоростью 2 см/год, в то же время плита

Скоша перемещается в юго-западном направлении приблизительно со скоростью 1.4 см/год. Судя по типу смещений в очагах землетрясений в районе острова Элефант и Гиббс, разделению северо-восточной части дуги Южно-Шетландских островов на отдельные блоки, эта область испытывает деформации сжатия, возможно, связанные со встречным движением сегмента субдуцирующей плиты Феникс и северо-восточной части Южно-Шетландского блока, мигрирующего от Антарктического полуострова в субмеридиональном направлении.

Таким образом, остановка спрединга на хребте Алул 3.3 млн. лет назад привела к перераспределению сложной конфигурации осей растяжения и сжатия, связанных с взаимными перемещениями плит Антарктической, Скоша, Шетландской и Феникс, и явилась спусковым механизмом к началу продвижения деформаций растяжения со стороны хребта Южный Скоша и формированию рифта пролива Брансфилд.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН В АРХЕЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Филатова В.Т.

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия
(filatova@geoksc.apatity.ru)*

Достаточно хорошая изученность северо-восточной части Балтийского щита позволяет использовать этот регион в качестве опорного полигона для реконструкции условий формирования земной коры. Главной особенностью тектонической эволюции региона является унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии. При этом предметом дискуссий являются механизмы формирования земной коры. Объяснение причин возникновения условий, вызывающих тектонические деформации, является особо значимой задачей при реконструкции геодинамических режимов, определивших особенности развития региона и повлиявших на его металлогеническую специализацию. Одной из важнейших характеристик тектоносферы является напряжённо-деформированное состояние, контролирующее развитие тектонических и геодинамических процессов в коре.

В северо-восточной части Балтийского щита традиционно выделяются наиболее крупные структуры, ограниченные зонами долгоживущих тектонических разломов, которые в разное время рассматривались в ранге блоков, мегаблоков, доменов либо террейнов: Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский [6]. Среди второстепенных структур из-за особенностей своего строения и состава пород выделяется архейская Кейвская структура, вложенная в структуру Кольского мегаблока. Кроме этого выделяются следующие структурные зоны: архейские зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья, Ёнский и Терско-Аллареченский, протерозойские Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс и Печенга-Варзугский палеорифтоген, а также палеозойские щелочные массивы (Хибинский, Лавозерский). Большинство из

известных сегодня продуктивных мафит-ультрамафитовых массивов обнаруживают пространственно-временную связь с зонами глубинных долговременных разломов и рифтогенезиса.

Представленная работа, выполненная на базе численного моделирования, позволила выявить зависимость формирования проницаемых зон в коре от действовавших в регионе полей напряжений. Северо-восточная часть Балтийского щита рассматривается как неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на границе. Решается краевая задача в напряжениях с использованием разработанных в этих целях программ для ЭВМ [4,5]. При этом допускается, что тип тектономагматической активности, установившийся в раннем докембрии, был внутриплитный. Рассматриваемая область состоит из нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными, которые задавались с помощью имеющейся базы данных по региону [2,3].

Впервые предлагается использовать расчёты градиентных полей напряжений в целях выделения ослабленных зон в фундаменте, предопределяющих локализацию магматических процессов. Практика показывает, что преимущественное формирование зон разрушения в земной коре происходит на тех участках, где наблюдаются градиенты напряжений. Выполненное моделирование позволило выделить структуры, дренирующие подъём мантийных основных-ультраосновных магм. Проведённые исследования выявили унаследованность положения магмапроводящих структур региона от архея до раннего протерозоя.

В целях построения модели напряжённо-деформированного состояния коры Кольского региона в позднем архее, а также для выявления возможных архейских магмовыводящих зон в фундаменте региона и последующего анализа их соотношений с раннепротерозойскими зонами магматизма и метаморфизма было выполнено численное моделирование, позволившее оценить величины напряжений S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} , градиентов напряжений и определить ориентацию осей главных напряжений, которые могли возникать в континентальной плите северо-востока Балтийского щита в позднем архее под воздействием внешних тектонических сил. Расчёты выполнялись для двух возрастных интервалов: (1) $2.9 \div 2.6 \text{ млрд. лет} \cdot \text{назад}$ и (2) $2.6 \div 2.5 \text{ млрд. лет} \cdot \text{назад}$. При этом для каждого интервала задавалась определённая базовая модель, описывающая исследуемую область с учётом существующих геологических структур, возраста их формирования и упругих характеристик пород.

Каждая базовая модель представляет область, состоящей из нескольких подобластей. Для первой модели в качестве подобластей используются архейские мегаблоки, Кейвская структура и зоны глубинных разломов (мощность 25-30 км), разъединяющие мегаблоки. Во вторую модель дополнительно включены подобласти, аппроксимирующие области развития зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченского, полностью сформировавшиеся к рубежу $2.6 \text{ млрд. лет} \cdot \text{назад}$. Ввиду того, что каждый блок включает различные горные породы с присущими им физическими свойствами, модуль Юнга и коэффициент Пуассона определялись как средневзвешенное значение в пределах структурной единицы. Применительно к исследуемому региону были выполнены расчёты для несколько вариантов нагрузки области: всестороннее равномерное и неравномерное сжатие и растяжение,

одноосное сжатие и растяжение по различным направлениям. В случае всестороннего равномерного сжатия области наиболее отчётливо выделяются в поле напряжений структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры. Для других вариантов нагрузки структурные особенности в полях напряжений прослеживаются значительно слабее, а иногда полностью размыты.

На рис. 1 представлены рассчитанные значения градиентов напряжений для интервала $2.9 \div 2.6 \text{ млрд. лет} \cdot \text{назад}$, пронормированные относительно максимального значения градиента по всему региону и показаны в процентах от данного значения.

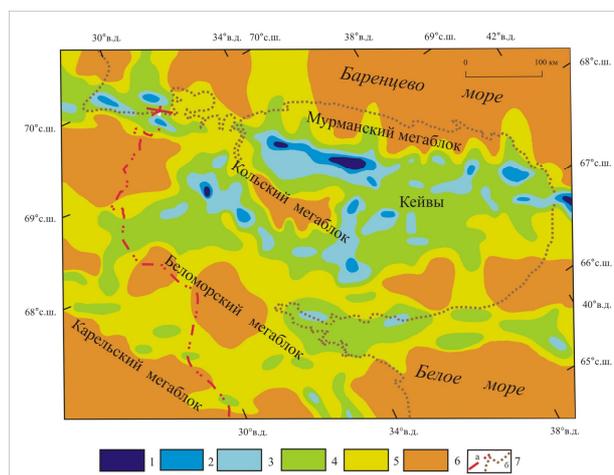


Рис.1. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для архея – интервал $2.9 \div 2.6 \text{ млрд. лет} \cdot \text{назад}$.

1 ÷ 6 – нормированные градиенты напряжений: 1 – $80 \div 100\%$, 2 – $60 \div 80\%$, 3 – $40 \div 60\%$, 4 – $20 \div 40\%$, 5 – $10 \div 20\%$, 6 – $0 \div 10\%$; 7 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия.

Выполненное численное моделирование показало, что на фоне общего тектонического сжатия региона в земной коре формируется мозаичная картина распределения полей напряжений. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует. В пределах Кольского и Беломорского мегаблоков слабоградиентные области перекрывают

области развития пород, претерпевших разного типа архейский метаморфизм (амфиболитовая и гранулитовая фации) и для которых характерен наиболее полно сохранившийся позднеархейский парагенезис [1].

На рис.2 представлены выделенные по аномальным значениям градиентов напряжений главные магмавыводящие структуры региона, сформировавшиеся в период $2.9 \div 2.6$ млрд. лет · назад. Зоны 1-4 (1-Колмозеро-Воронья, 2-Терско-Аллареченский магматический пояс, 3-Цагинская, 4-Щучьеозерская) известны по геологическим данным как архейские. Зоны 5-6 (5- Туломская, 6- Колвицкая) известны как раннепротерозойские. Зона 7 (Лиинахамарская) прослеживается вдоль по разлому СВ направления (северо-восточные разломы кольскими геологами считаются архейскими). В поле градиентов напряжений со значениями ниже средних величин от максимальных значений по региону выделены локальные аномальные зоны, которые также соотносятся с известными геологическими структурами архейского и протерозойского возраста.

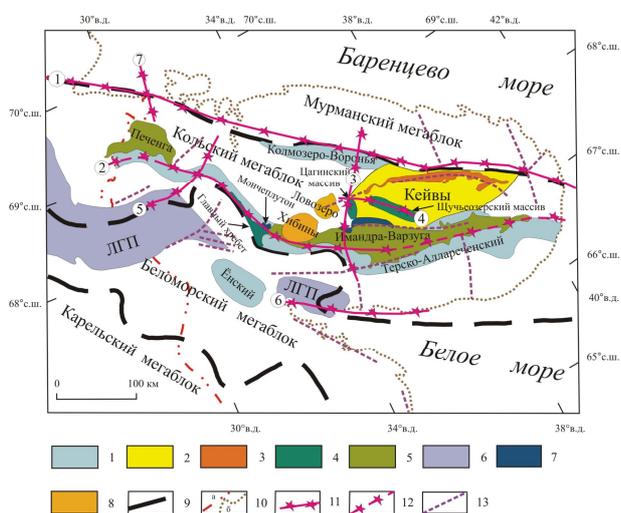


Рис.2. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее в интервале - $2.9 \div 2.6$ млрд. лет · назад.

Условные обозначения к рис.2 включают в себя следующие пункты: 1 – архейские пояса; 2 – Кейвская структура, 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии

(песчовотундровская толща), 4 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой). 8 – щелочные интрузивы (палеозой). 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия. 11 – магмапроводящие зоны, установленные по аномальным значениям градиентов напряжений; 12 – магмапроводящие зоны, выделенные в поле градиентов средних значений по отдельным локальным аномалиям и совпадающие с областью развития пород Терско-Аллареченского пояса; 13 – ослабленные зоны в фундаменте, выделенные в поле градиентов напряжений со значениями ниже средних.

На рис.3 представлено рассчитанное градиентное поле напряжений, которое могло сформироваться в пределах Кольского региона в период $2.6 \div 2.5$ млрд. лет · назад. В градиентных полях все архейские мегаблоки различаются по характеру проявления их напряженно-деформированного состояния. Также есть различие относительно распределения градиентных полей напряжений, полученных для периода $2.9 \div 2.6$ млрд. лет · назад.

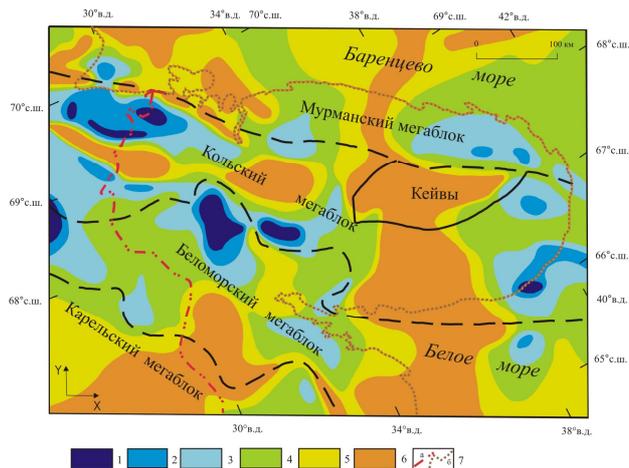


Рис.3. Характер распределения градиентов напряжений, рассчитанных для архея – интервал $2.6 \div 2.5$ млрд. лет · назад.

Условные обозначения показаны на рис.1.

На рис. 4 приводится сопоставление местоположения известных магмапроводящих структур региона и трассирующих зон, выделенных по областям максимальных градиентов напряжений для второй базовой модели (период - 2.6 ÷ 2.5 млрд. лет · назад). Почти все выделенные зоны совпадают с областями активизации тектономагматических процессов. Выделенные зоны 1-5 (1- г.Генеральская, 2- Порьиташская, 3-Сальнотундровская-1, 4-Сальнотундровская-2, 5-Мончетундровская) являются раннепротерозойскими. Зона 6 известна как палеозойская. Зона 7 (Восточно-Кольская), простирающаяся субмеридионально и секущая восточную оконечность Кольского полуострова и акваторию Белого моря, не отмечается геологами как магмапроводящая структура, её возраст и генезис не известен.

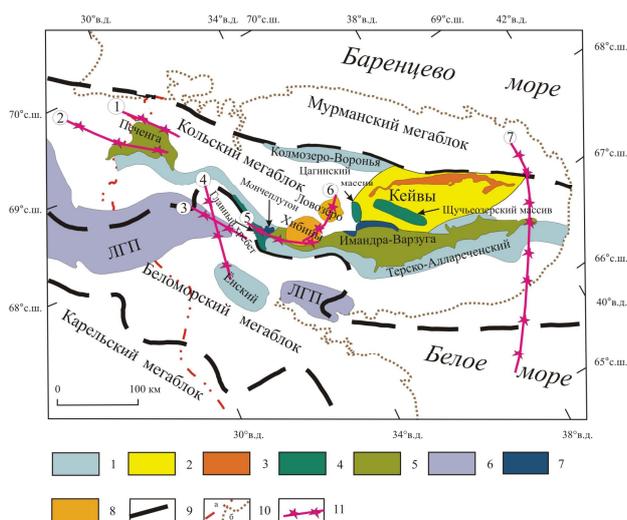


Рис.4. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее в интервале 2.6 ÷ 2.5 млрд. лет · назад.

Наиболее заметные тектонические дислокации и интенсивный массообмен между корой и мантией могут возникать именно в ослабленных зонах фундамента. Территории, где наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, рассматриваются как области нестабильности, предрасположенные к возникновению динамически развивающихся разрывов большой

протяжённости. Формирование ослабленных зон могло быть фактором, влияющим на местоположение архейских поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский. В раннем протерозое произошла ремобилизация ранее сформировавшихся ослабленных зон и началось формирование новых трещин и разрывов, создались условия для локализации рифтогенной Печенгско-Варзугской структуры. Несомненно, заложение Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы, формировавшихся в виде линейных систем грабенообразных впадин, было обусловлено сложившимся характером напряжённо-деформированного состояния земной коры в данном районе. Полученные результаты не вступают в противоречие с принятым допущением о том, что установившийся в северо-восточной части Балтийского щита геодинамический режим был внутриплитный.

Выполненные исследования показали, что развитие мобильно-проницаемых зон в пределах жёстких блоков северо-восточной части Балтийского щита также может быть обусловлено и напряжённо-деформированным состоянием земной коры региона, подверженной действию внешних удалённых сил. Как следствие, в условиях всестороннего сжатия региона в архее возникли благоприятные условия для формирования ослабленных зон в фундаменте, вызвавших развитие тектонических дислокаций, а также расколов коры, способных дренировать очаги магмагенерации.

Результаты исследований показывают, что в северо-восточной части Балтийского щита чётко прослеживается унаследованность положения магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя. Следовательно, напряжённо-деформированное состояние среды, сформировавшееся в архее, определило развитие геодинамических и магматических мантийных процессов региона и в раннем протерозое, а может даже и в последующие геологические

эпохи.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) "Геодинамика и физические процессы в литосфере" и РФФИ (проект № 09-05-12028-офи_м).

Литература

1. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М., Богданова М.Н., Ивлиев А.И. *Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита) – Л.: Наука, 1986. – 272 с.*
2. *Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Под ред. Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского и М.М. Протодьяконова - М.: Недра, 1975. - 279 с.*
3. *Сейсмичность при горных работах / Под ред. Н.Н.Мельникова - Апатиты: Изд. Гои КНЦ РАН, 2002. – 325 с.*
4. *Филатова В.Т. Оценка напряжённо-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее // ДАН, 2009, т.424, №2, с.249-253.*
5. *Филатова В.Т. Влияние напряжённо-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте северо-восточной части Балтийского щита // Геофизический журнал НАН Украины, 2009, т.31, №3, с.41-52.*
6. *Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). - Apatity: KSC RAS, 1995. – 144 p.*

ГЕОЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ ФИЗИКО - ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Шигаев В.Ю.

ГОУВПО «Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского», г. Саратов,
(vital1969_08@mail.ru)

В динамической модели геологической среды отражается фундаментальная природная особенность Земли – термодинамическая открытая система, принимающая на себя постоянное действие разномасштабных экзо- и эндогенных планетарных физических сил. Согласно этой модели, геологическая среда, в любом характерном для природных процессов масштабе времени от $t=10^{18}$ с (для Земли в целом) до $t=10^{-18}$ с (рентгеновская часть спектра) подвергается воздействию неравномерных физических полей [5].

Выявление геолого-геофизических факторов, определяющих закономерности геологического строения и размещения полезных ископаемых, основано на существующих концепциях осадкообразования и моделях формирования тектонических структур. Если раньше господствовали статические начала, рассматривающие изолированно друг от друга индивидуальные свойства отдельных элементов геологической среды, то сейчас на передний план выходят новейшие данные соответствия в пространстве и во времени историко-генетических и эволюционно-динамических факторов [6, 7, 8 и др.]. Анализ геотектонических концепций показывает, что каждому этапу геологического развития соответствуют геолого-геофизические параметры, отражающие [2]:

-эндогенные процессы, формирующиеся в мантии, генетически связанные с основными и ультраосновными магмами;

-флюидодинамические процессы, способствующие образованию разноуровневых зон разуплотнения;

-наличие в земной коре системы разломов;

-субвертикальные зоны деструкции горных пород;

- вертикальная тектоно-петрологическая расслоенность земной коры и верхней мантии.

Каждый из периодов изменения физических свойств горных пород является основой для построения соответствующей физико-геологической модели (ФГМ) исследуемых объектов, способствующей решению определенной геологической задачи. При этом получаемые результаты характеризуются универсальностью и многофакторностью информации, позволяющей изучать как геометрию, так и свойства геологических тел.

При обосновании динамической модели отдельных элементов геологической среды, например, нефтегазового месторождения, необходимо использовать результаты геофизического мониторинга. Экспериментально установлено, что над залежами нефти и газа геофизические поля характеризуются повышенной изменчивостью во времени. Это явление может быть объяснено нестабильностью термодинамических условий в земной коре под воздействием причин тектонического характера. Однако амплитуда и периодичность изменения физических свойств зависит от интенсивности геодинамических процессов – пластового давления и температуры и в целом не превышает $1 \cdot 10^{-1}\%$.

В этой связи особое положение занимают методы, использующие для воздействия на геологическую среду физические поля, а о результатах исследований судят по непосредственному изменению вещественного состава горных пород. Такая возможность предоставляется, в частности, при активизации геохимических процессов в горных породах электрическим током [9]. В этом случае возникают аномалии содержания микроэлементов, значительно

превышающие по величине концентрации в тех же породах до пропускания электрического тока.

Динамическая модель геологической среды не только зависит от геологических свойств, но и является функцией временного масштаба. Не рассматривая модели, соответствующие этапам геологического развития в целом, охарактеризуем ФГМ локальных объектов, на примере залежей углеводородов (УВ).

Проблема поисков нефти и газа является определяющей в ходе проведения геологических исследований, однако ее сложно рассматривать отдельно от вопросов формирования ФГМ разломов, поскольку возникновение геоэлектрохимических аномалий напрямую связано с разуплотненными зонами, контролирующими ловушки нефти и газа.

При изучении зон разломов в настоящее время применяются геофизические, геохимические, геоморфологические и другие методы, позволяющие их картировать и определять систематику разрывных нарушений. Трещиноватость горных пород отражает геологические, в первую очередь, тектонические процессы. Основной причиной появления трещиноватости является возникновение сложного напряженно-деформированного состояния массивов горных пород [10].

Зоны трещиноватости являются проводящими каналами, по которым происходит миграция вещества, например, углеводородов, вплоть до поверхности. Поскольку напряжение в недрах нарастает постепенно, и его разгрузка осуществляется также не мгновенно, заполнение углеводородными флюидами происходит последовательно снизу вверх по мере постепенного разрыва сплошных горных пород до полного завершения этого процесса [4]. В результате во вмещающих породах формируются эпигенетические ореолы геохимических индикаторов, фиксируемых различными, в том числе и геоэлектрохимическими методами. Для примера на рис. 1 показаны изменения по профилю содержания бутана, данных

геоэлектрохимии $K_{овп}$ и термокаппаметрии k_t , выявленные на Алексеевском нефтяном месторождении (Саратовское Поволжье).

Наблюдаемое здесь соответствие градиентных зон геоэлектрохимического параметра и магнитной восприимчивости максимальным концентрациям бутана указывает на нарушение физико-химического равновесия на участках повышенной трещиноватости.

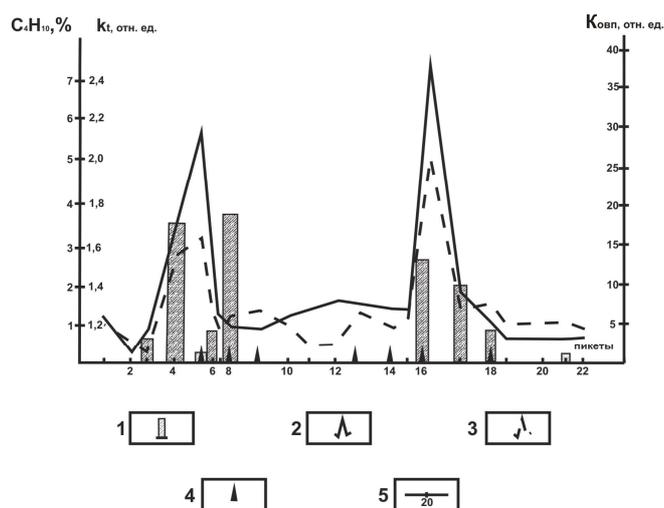


Рис. 1. Результаты комплексных исследований на Алексеевском месторождении углеводородов. Условные обозначения: 1. Данные газогеохимии по бутану. 2. Данные геоэлектрохимии. 3. Данные термокаппаметрии. 4. Нефтяные скважины. 5. Геоэлектрохимический пикет и его номер.

Мониторинговые геофизические исследования, проводимые на месторождениях УВ, показывают, что интервал временных вариаций физических и геохимических свойств заключен в промежутке от первых дней [3] до нескольких месяцев [1]. При этом ФГМ абстрагирует геологическое пространство на две взаимодополняющие части - обширные по объему энергопассивные массивы горных пород с неизменными квазилинейными физическими свойствами и локальные энергоактивные зоны, выполненные геологическими образованиями с меняющимися во времени нелинейными физико-химическими свойствами [2].

Приведенные данные, обосновывающие место геоэлектрохимических исследований

в системе динамической модели геологической среды, позволяют определить достаточно широкий спектр физико – геохимических свойств исследуемых объектов, в частности месторождений нефти и газа, влияющих на пространственное распределение наблюдаемых аномалий. Это позволяет значительно снизить степень неоднозначности решения обратной задачи и тем самым повысить эффективность геолго – геофизических методов при поисках УВ.

нефтегазоперспективных объектов / В.Ю. Шигаев, Ю.Г. Шигаев. — Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2002. — 147 с.
10. Ярошевский Я. Тектоника разрывов и складок. — Перевод с польского / Я. Ярошевский. — М.: Недра, 1981. — 245 с.

Литература

1. Анисимова А.А. О результатах совместных гравиметрических и газометрических наблюдений / А.А. Анисимова, А.И. Волгина // Физика Земли. Известия АН СССР. — 1990. — № 3. — С. 82–85.
2. Баласанян С.Ю. Динамическая геоэлектрика / С.Ю. Баласанян. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 232 с.
3. Волгина А.И. Результаты исследования временных изменений гравиметрического поля / А.И. Волгина // Геология нефти и газа — 1990. — № 3. — С. 36–37.
4. Липатова В.В., Местоскопления твердых битумов и высоковязких нефтей в юго-восточной части Прикаспийской впадины / В.В. Липатова, Э.А. Светлакова, М.С. Трохименко // Нефтегазовая геология и геофизика — 1980. — № 4. — С. 7–10.
5. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли) / Е.Е. Милановский // Геотектоника — 1978. — № 6. — С. 3–16.
6. Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтегазообразования / Б.А. Соколов // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4, геология. — 1990. — № 5. — С. 3–15.
7. Соколов Б.А. Эволюционно динамические критерии оценки нефтегазоносности недр / Б.А. Соколов — М., Недра, 1985. — 168 с.
8. Хаин В.Е. Соколов Б.А. Флюидодинамический анализ – новый этап развития учения о нефтегазоносности осадочных бассейнов / В.Е.Хаин, Б.А.Соколов// Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. – М., Наука, 1989. — С. 5-12.
9. Шигаев В.Ю. Геоэлектрохимические исследования при поисках

ГОРЯЧАЯ ГЕТЕРОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ ЗЕМЛИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Шкодзинский В. С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)*

Очевидно, что наша планета должна была бы иметь совершенно различные состав, строение и эволюцию в зависимости от ее генезиса. Поэтому правомерна попытка выяснения происхождения Земли на основании анализа геологических данных. Эта задача почти не рассматривается в литературе, хотя широко распространены попытки выяснения природы глубинных геологических процессов на основании принимаемых гипотез происхождения Земли.

К настоящему времени предложено 4 главных гипотезы образования нашей планеты – холодной, горячей, гомогенной и гетерогенной аккреции. По представлениям О.Ю. Шмидта [6] и его последователей формирование Земли было холодным. Ее слипание происходило длительно под влиянием гравитационных сил – более 1 миллиарда по О.Ю. Шмидту и 100 миллионов лет по В.С. Сафронову [4]. При аккреции за счет преобразования механической энергии в тепловую выделилось около $23,2 \cdot 10^{38}$ эрг, что могло бы испарить вещество Земли и нагреть его до $36\,000^\circ\text{C}$. Но большая длительность образования по мнению сторонников гипотезы холодной аккреции обусловила рассеивание выделявшегося тепла в космическое пространство. Исследователям наиболее древних пород нашей планеты было удобно предполагать, что самые ранние геологические процессы существенно не отличались от современных (принцип актуализма). Поэтому гипотеза холодной аккреции Земли в настоящее время является самой популярной.

Однако результаты исследований Луны космонавтами во второй половине прошлого столетия пришли в противоречие с этой гипотезой, поскольку неожиданно выявили признаки горячего образования этого тела. Таковыми являются отсутствие

на Луне хондритов – обычно предполагаемого главного исходного вещества планет, магматическое происхождение всех ее пород, очень древний (4,4 – 3,7 млрд. лет) изотопный их возраст и в сотни раз большее по сравнению с хондритами содержание во многих из них химических компонентов (FeO, SiO₂, REE), накапливавшихся в остаточных расплавах при кристаллизации магм. Это указывает на существование и дифференциацию на ранней стадии эволюции Луны глобального океана магмы. Особенно показательное присутствие на Луне слоя анортозитов мощностью до 100 км, который образовался в результате всплывания плагиоклаза в слое мафической магмы толщиной не менее 1000 км.

Нерешенной является и проблема гомогенного или гетерогенного формирования Земли и других планет. В гипотезе гомогенной аккреции [6, 4] принимается, что состав формировавшегося планеты вещества не изменялся во времени. Силикатные и железные частицы падали одновременно, в дальнейшем они разделялись в земных недрах в результате гравитационной дифференциации и сформировали железное ядро Земли, силикатные мантию и кору. В гипотезе гетерогенной аккреции предполагается, что состав падавшего материала сильно эволюционировал во времени [3], что обусловило слоистое строение планет. Гипотеза гомогенного образования не нуждается в объяснении причины изменения состава падавшего материала. Поэтому в настоящее время она является наиболее распространенной. Однако, как будет показано ниже, ей противоречат некоторые теоретические, космохимические и геологические данные.

Если Земля имеет горячее происхождение, на ней, как на Луне,

существовал океан магмы и происходила его дифференциация путем отсадки кристаллизовавшихся минералов, то наиболее крупная земная оболочка мантия должна сохранить признаки этой дифференциации. Судя по хорошо изученным расслоенным интрузиям, к таким признакам относятся закономерная эволюция состава формировавшихся пород при остывании магм и существование определенной возрастной и температурной последовательности их образования. В остывающих богатых магнием интрузиях в результате осаждения последовательно кристаллизовавшихся различных минералов сначала формировались дуниты (сложенные в основном оливином), затем гарцбургиты (оливин + гиперстен), далее – лерцолиты (оливин + гиперстен + клинопироксен) и вебстериты и верлиты (с высоким содержанием клинопироксена). Расплавы эволюционировали по составу до богатого кремнекислотой и щелочами гранитного. В характерных для мантии условиях высокого давления остаточный расплав должен был изменяться до богатого известью эклогитового, затем до карбонатитового и кимберлитового. Все перечисленные выше кумулятивные породы действительно слагают ксенолиты мантийных пород в кимберлитах, что указывает на образование верхней мантии путем глобального магматического фракционирования.

Если мантийные породы сформировались в результате фракционирования, то их изотопный возраст должен уменьшаться в приведенной выше последовательности образования. Это полностью подтвердили результаты выполненного обобщения данных, опубликованных в мировой литературе. Средний изотопный возраст оказался равным для дунитов и гарцбургитов 2,325 млрд. лет; для лерцолитов – 1,777 млрд.; верлитов и вебстеритов – 0,713 млрд. Возникшие из остаточных расплавов эклогиты имеют средний возраст 1,407 млрд. лет; карбонатиты – 0,688 млрд. лет; кимберлиты – 0,236 млрд. (рис.). Это согласуется с полученным средним возрастом включений в

кристаллизовавшихся в процессе фракционирования алмазах: 3,03 млрд. лет для гарцбургитовых по составу; 2,777 млрд. – для нерасчлененных перидотитовых; 1,966 млрд. – для лерцолитовых; 1,123 – для эклогитовых и 0,357 – для кимберлитовых.

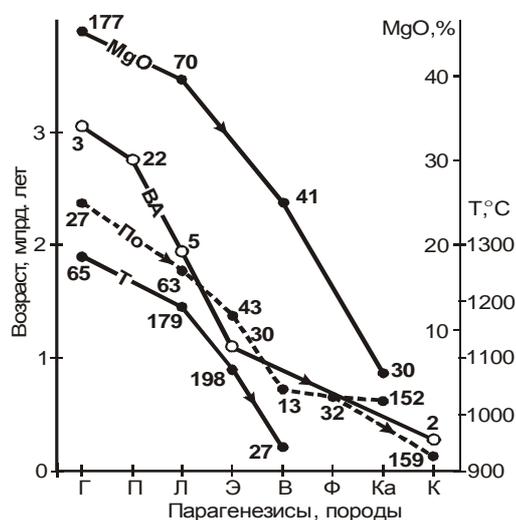


Рис. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Здесь и далее числа у точек – количество использованных определений.

Если породы мантийных ксенолитов в кимберлитах являются продуктом магматического фракционирования, то температура формирования их минералов должна снижаться от гарцбургитов к эклогитам и далее к верлитам + вебстеритам. В настоящее время в литературе опубликовано большое количество результатов оценки P–T условий кристаллизации минералов в мантийных породах. Чтобы избежать сильного влияния давления на результаты оценки средней температуры определялись величины тепловых потоков, на линии которых попадают точки условий формирования на диаграммах P–T. Для гарцбургитов средняя величина теплового потока при кристаллизации оказалась равной 44,9 мВ/м², для лерцолитов – 42,2 мВ/м², для эклогитов – 39,0 мВ/м², для верлитов и вебстеритов – 36 мВ/м². При 5 ГПа (на

глубине около 150 км) этим величинам тепловых потоков соответствует температура 1275, 1190, 1075 и 950°C. То есть, средняя температура кристаллизации действительно понижалась от ранних дифференциатов к поздним в полном соответствии с образованием этих пород в процессе фракционирования (рис.).

При фракционировании в остаточных расплавах резко понижалось содержание магнезии, вследствие выноса ее кристаллизовавшимися минералами. Поэтому количество ее должно сильно уменьшаться от ранних дифференциатов к поздним. Это подтвердили результаты выполненных подсчетов. Действительно, среднее содержание MgO в гарцбургитах со средним возрастом 2,325 млрд. лет составляет 45,0 %, в лерцолитах с возрастом 1,777 млрд. лет – 39,6 %, в верлитах и вебстеритах с возрастом 0,730 млрд. лет – 25,5 %, в карбонатитах с возрастом 0,65 млрд. лет – 4,0 %.

Таким образом, приведенные результаты исследований вполне определенно свидетельствуют о формировании верхней мантии древних континентов путем глобального магматического фракционирования, протекавшего в течение всей истории Земли. Этот вывод полностью согласуется с полученными ранее результатами расчетов, по которым фракционирование расслоенного земного постааккреционного магматического океана продолжалось более 4 млрд. лет [5].

Наиболее крупным достижением геологической науки прошлого столетия является получение убедительных доказательств существования грандиозных перемещений литосферных плит. В результате их дробились и раздвигались континенты, формировались и закрывались океаны, возникали горные сооружения и глубокие впадины, извергались вулканы и формировались магматические и рудные провинции. Причиной огромных перемещений плит может быть только существование в мантии восходящих потоков (плюмов) вещества, подогретого земным ядром. Из этого следует, что ядро

должно быть горячее мантии и между ними существует температурный перепад. Последний обнаружен геофизическими исследованиями [7], величина его оценена в 700 – 3000 К.

Однако причина температурного скачка на границе мантии и ядра и очень высокой температуры последнего совершенно не находит объяснения с позиций господствующей в геологии гипотезы гомогенной аккреции Земли. При таком происхождении железные и силикатные частицы должны были выпадать одновременно, первоначально были перемешаны в земных недрах и поэтому имели одинаковую температуру. В дальнейшем силикатный материал разогревался в результате радиогенного тепловыделения. Железо, судя по составу метеоритов и вынесенных из земного ядра крупных блоков железа в некоторых траппах [5], содержит на 2 – 3 порядка меньше радиоактивных элементов, чем мантийные породы. Поэтому оно не могло разогреваться и температура ядра могла бы быть даже меньше, чем мантии. Следовательно, в последней не возникала бы тепловая конвекция. В связи с неясностью природы конвекции и некоторых других явлений, многие зарубежные исследователи отрицают присутствие в мантии плюмов и в настоящее время за рубежом происходит дискуссия под лозунгом «А существуют ли мантийные плюмы?» [Иванов, 2006]. Но представления о них настолько хорошо согласуются с геологическими данными, что следует искать другую причину возникших затруднений. И эта причина давно очевидна. Ею является ошибочность гипотезы гомогенной аккреции.

Эта гипотеза обычно не обосновывается эмпирическими данными. Между тем, еще в 1967 г Харрис и Тозер [8] показали, что скорость объединения намагниченных в магнитном поле Солнца железных частиц в двадцать тысяч раз больше скорости их слипания под воздействием гравитационного притяжения. Поэтому первыми под влиянием магнитных сил очень быстро объединялись железные

частицы после остывания в протопланетном диске ниже температуры Кюри (1043 К), при которой железо приобретает способность намагничиваться. Это подтверждается большим относительным содержанием в некоторых типах железных метеоритов Ni и Ir с высокой температурой конденсации в протопланетном диске и небольшим низкотемпературного Ge. По содержанию никеля температура образования вещества железных метеоритов оценивается в примерно 1170 – 1280 К. На основании этих данных ряд исследователей [1, 5] пришли к заключению, что железные ядра планет земной группы сформировались раньше силикатных мантий и, следовательно, аккреция была гетерогенной. К такому же выводу на основании космохимических данных пришло большинство участников конференции по происхождению земного ядра в Германии в 1994 г. Быстрая аккреция ядра под влиянием магнитных сил согласуется с современными данными о быстром образовании Земли примерно за 10 млн. лет.

Импактный разогрев при формировании ядра путем объединения крупных тел железа был на несколько порядков больше, чем при последующей медленной аккреции сантиметровых – метровых силикатных частиц и формировании мантии, так как при слипании крупных тел резко уменьшалась доля импактного тепловыделения, расходовавшаяся на излучении. Это полностью объясняет возникновение скачка температуры при переходе от ядра к мантии и существование в последней тепловой конвекции.

Таким образом, выполненный анализ геологических данных вполне определенно свидетельствует о справедливости представлений о формировании Земли путем горячей гетерогенной аккреции. Только такое происхождение объясняет многочисленные геологические парадоксы и загадки нашей планеты [5].

Литература

1. *Войткевич Г.В.* Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1983. 168 с.
2. *Иванов А.В.* Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геол и геофиз. 2006. Т. 47. № 3. С. 417–420.
3. *Кларк С.П., Турекьян К.К., Гроссман Л.* Модель ранней истории Земли // Природа твердой Земли. М.: Мир. 1976. С. 9 – 22.
4. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли. М.: Знание. 1969. 244 с.
5. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
6. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР. 1962. 132 с.
7. *Bukowinski M.S.T.* Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432–433.
8. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449–1451.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЕОСФЕР В СООТВЕТСТВИИ С МОДЕЛЬЮ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)*

Данные о горячей гетерогенной аккреции Земли и протекании на ней процессов глобального магматического фракционирования [4] в новом свете представляют происхождение геосфер и слагающих их пород и определяют необходимость разработки детальной модели образования и дифференциации земного магматического океана. В настоящее время существует обширная зарубежная литература, посвященная магматическому океану (магматической океанографии). Но отечественные публикации по этой проблеме пока единичны [1, 3, 4]. Предложено значительное количество моделей кристаллизации и фракционирования однородного хондритового по составу земного магматического океана, различающиеся в основном по его исходной температуре и глубине [6, 7]. Общим недостатком этих моделей является неучет в них синаккреционной стадии эволюции магматического океана, которая определила неоднородность его состава и формирование в нем расслоенности [4], а также данных о более раннем образовании земного ядра по сравнению с мантией в результате быстрого слипания железных частиц в протопланетном облаке под влиянием мощных магнитных сил. Последние данные указывают, что падавший при аккреции мантии материал не содержал металлического железа и, следовательно, имел не хондритовый, а близкий к пиrolитовому состав.

По расчетам Харриса и Тозера [5] скорость слипания железных частиц под влиянием магнитных сил примерно в $2 \cdot 10^4$ раз выше, чем под воздействием гравитационных сил. Поэтому земное ядро сформировалось в результате быстрого слипания железных и отчасти троилитовых

и магнетитовых частиц, намагниченных при движении в мощном магнитном поле Солнца, а не возникло путем гравитационного разделения металлических и силикатных частиц в недрах Земли, как обычно предполагается. Такое происхождение ядра объясняет многие ранее непонятные явления. Оно является причиной отсутствия деплетированности мантийных пород хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами, которые были бы вынесены из мантии в ядро при совместной аккреции металлических и силикатных частиц. Как показали расчеты, вследствие быстрой аккреции ядро изначально имело примерно на полторы тысячи градусов более высокую температуру, чем позже формировавшаяся мантия. Это согласуется с существованием между ними в настоящее время температурного скачка, оцениваемого примерно в $700 - 3000^\circ \text{C}$. Постоянный подогрев мантии ядром является причиной существования в ней конвекции и связанных с ней процессов плюмовой и плитной тектоники. Остывание расплавленного внешнего ядра под влиянием мантии также приводит к возникновению в нем конвекции и обусловленного ей сильного магнитного поля. Значительно меньшие массы ядер на других планетах земной группы является причиной отсутствия в них четких признаков проявления процессов плитной тектоники и сильных магнитных полей.

Расчеты В.С.Сафронова и С.В.Козловской [2] свидетельствуют, что уже при достижении Землей 0,1 ее современного радиуса падавший материал плавился под влиянием импактного тепловыделения, поэтому силикатный магматический океан возник на самой ранней стадии аккреции мантии. Под влиянием роста давления нагрузки

новообразованных аккрецией верхних частей придонная его часть постоянно кристаллизовалась и фракционировала. Осаждавшиеся кристаллы формировали разнообразные ультраосновные породы мантии. Кумулятивный генезис их объясняет весьма различные количественные соотношения породообразующих минералов в мантийных ксенолитах, независимость железистости оливина от его содержания и иногда сохраняющиеся в них кумулятивные структуры.

Захоронение в кумулатах интерстиционных расплавов является причиной существования локальной геохимической неоднородности пород мантийных ксенолитов, в частности обычно повышенного содержания расплавофильных компонентов в мелких интерстиционных кристаллах по сравнению с крупными. При падении крупных планетезималей на дне магматического океана под влиянием гидравлического удара возникали импактные углубления. Заполнявшая их магма быстро компрессионно остекловывалась. В дальнейшем стекло расскристаллизовывалось под влиянием высокой температуры и роста давления с образованием в веществе нижней мантии эклогитов – вторых по распространенности пород среди мантийных ксенолитов после ультрабазитов. Признаки замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными, а также отсутствие среди мантийных ксенолитов метаморфизованных разностей различных океанических осадков (мраморов, кварцитов, гнейсов) противоречат широко распространенным представлениям о формировании мантийных эклогитов в результате метаморфизма пород океанической коры, погруженной в зонах субдукции.

Большая часть расплава, возникавшего при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, всплывала вследствие значительного (до 240°) разогрева в результате выделения скрытой теплоты кристаллизации и постепенно

обогащала магматический океан и формировавшиеся из него кумулаты расплавофильными компонентами. Поэтому мантия была изначально глобально неоднородной. Содержание расплавофильных компонентов в ней в среднем увеличивалось снизу вверх. Это согласуется с образованием наиболее примитивных N-толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ) в веществе нижнемантийных плюмов, а богатых расплавофильными компонентами щелочных магм - в верхней мантии, судя по минеральным парагенезисам выносимых ими ксенолитов.

Величина импактного тепловыделения пропорциональна квадрату среднего радиуса падавших тел вследствие резкого сокращения удельных теплотерь на излучение при увеличении радиуса. Поэтому возрастание размера этих тел в процессе аккреции приводило к увеличению температуры и глубины синаккреционного магматического океана. Выполненный анализ имеющихся петрологических и геологических данных [4] показал, что наилучшим образом этим данным отвечает начальная и конечная температура на поверхности синаккреционного океана соответственно около 1300 и 2000° и глубина от 10 – 20 до 240 км. Это согласуется с максимальной глубиной земного магматического океана в 200 км, полученной Хуаном [7] на основании анализа петрохимических данных.

Выполненные расчеты при таких исходных параметрах [4] показали, что состав остаточных расплавов, формировавшихся при придонном компрессионном фракционировании синаккреционного магматического океана, в случае пиролитового среднего состава падавшего вещества эволюционировал от дацитового через кварц-толеитовый, затем высокоглиноземистый базальтовый до субщелочного пикритового. Это привело к возникновению расслоенности в океане. Вещество нижней мантии сформировалось в условиях низкобарического (менее 5 кб) фракционирования, поэтому имеет толеитовый тренд дифференциации. Это

объясняет массовое образование толеитовых по составу базитов в нижнемантийных плюмах.

Вследствие значительного увеличения плотности сверху вниз от примерно 2,3 до 2,8 г/см³ в расслоенном магматическом океане при остывании после завершения аккреции не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные ячейки. Конвекция происходила только в пределах небольших относительно однородных слоев и играла незначительную роль в остывании. Поэтому последнее происходило в основном путем кондуктивных теплопотерь, кристаллизация и затвердевание магматического океана происходили сверху вниз и были очень длительными.

Результаты расчетов свидетельствуют, что к концу протерозоя температура на дне магматического океана снизилась с 2100 до 1504° С. Последняя примерно соответствует температуре исчезновения здесь больших масс расплава и возникновения мощной корово-мантийной литосферы. Этот вывод хорошо согласуется с признаками значительной перестройки в это время геологических процессов, с началом образования мощных толщ грубообломочных конгломератов, связанным с возникновением мощной жесткой литосферы, способной формировать высокие горы и глубокие впадины.

На рис. кроме динамики изменения температуры в кристаллизующемся магматическом океане показаны также P-T условия образования минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов, некоторых фанерозойских пород и остаточных расплавов различных щелочных и субщелочных магматических пород. Поле формирования древних гнейсов (Д на рис.) расположилось между изохронами 3,5 и 1,8 млрд. лет, а поля щелочных магматических пород оказались моложе изохроны 2,5 млрд. лет. Это означает, что в это время в остывавшем магматическом океане были достигнуты P-T условия необходимые для образования минеральных парагенезисов древних гнейсов и щелочных расплавов.

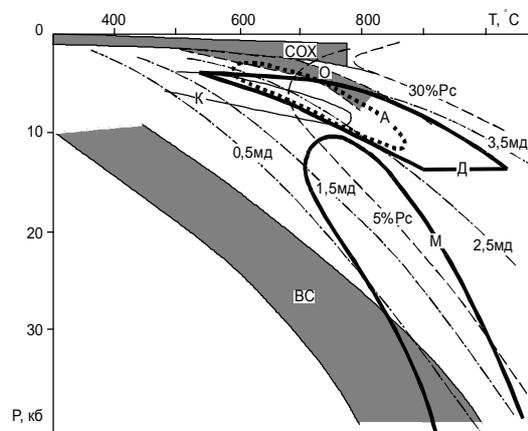


Рис. Динамика остывания магматического океана и условия образования минеральных парагенезисов в докембрийских гнейсах различных районов мира (Д) и Алданского щита (А), в мантийных кxenолитах (М) и в фанерозойских субдуцированной коре (ВС), в коллизийных областях (К), под островными дугами (О) и срединно-океаническими хребтами (СОХ) Линии 0,5мд, 1,5мд, 2,5мд и 3,5мд – P-T условия в магматическом океане соответственно 0,5, 1,5, 2,5 и 3,5 млрд. лет назад; 5%Pc и 30%Pc – содержание в нем расплава при различном давлении [4].

Полученные величины хорошо соответствуют реальному изотопному возрасту рассматриваемых здесь метаморфических и магматических пород, объясняют их природу и свидетельствуют о правильности разработанной модели. Несмотря на огромное распространение раннедокембрийских гнейсов P-T условия их метаморфизма являются намного более выдержанными, чем метаморфизма фанерозойских пород, что подтверждает образование древних ортогнейсов в результате кристаллизации слоя кислого расплава.

Выделены следующие стадии образования кислой коры и континентальной литосферы. 4,56 – 3,8 млрд. лет назад земная поверхность была покрыта расслоенным магматическим океаном и на ней практически не было твердых пород, что объясняет исключительную редкость в породах коры

датировок древнее 3,8 млрд. лет. Примерно 3,8 – 2,7 млрд. лет назад в результате кристаллизации и фракционирования верхней части слоя кислого расплава в значительной степени из кумулатов образовались серые гнейсы, а из остаточных расплавов – близкие к ним по возрасту гранитоиды.

Вследствие в миллионы – миллиарды раз уменьшения содержания газов, особенно легких, в зоне зарождения Земли под влиянием удаления их давлением мощного излучения Солнца еще до начала аккреции и невозможности захвата и удержания газов небольшими горячими планетами Земля на ранней высокотемпературной стадии почти не имела газовой оболочки, что объясняет очень небольшое содержание летучих компонентов и первичных изотопов газов в мантийных породах. При синаккреционном фракционировании небольшие количества этих компонентов, содержащихся в падавшем веществе, перераспределялись преимущественно в остаточный расплав и постепенно накапливались в магматическом океане. Поверхность зарождавшихся серогнейсовых протократонов относительно быстро остывала под влиянием излучения тепла в космическое пространство. Это приводило к началу удержания выделявшихся при кристаллизации магмы летучих компонентов и к формированию ранней газовой оболочки. Такое происхождение последней объясняет близость ее по составу к магматическим газам и резкое отличие от солнечной небулы.

Затвердевание поверхности серогнейсовых протократонов привело к началу накопления на них продуктов излияния основных и коматиитовых магм, зарождавшихся в веществе нижнемантийных плюмов, и к образованию зеленокаменных поясов. В наиболее остывших участках в результате конденсации пара формировались первые горячие периодически испарявшиеся водоемы и ранние преимущественно хемогенные и эоловые осадки. Высокое содержание кислотных газов приводило к

интенсивному кислотному выщелачиванию приповерхностных пород. Мощный облачный слой сильно задерживал солнечное излучение, поэтому в это время не было широтной климатической зональности, что объясняет близкий состав парапород на всех древних щитах. Интенсивные процессы испарения и конденсации приводили к сильной ионизации газов и к мощным электрическим разрядам, способствовавшим синтезу органических соединений и зарождению жизни в ранних горячих минерализованных водоемах. Недостаток солнечного излучения был причиной широкого развития бактерий, получавших энергию за счет каталитического окисления растворенного в воде FeO, что объясняет исключительно широкое развитие в раннедокембрийских породах высокоокисленных железных руд при небольшом еще содержании кислорода в атмосфере.

Около 3,2 – 1,8 млрд. лет назад происходила кристаллизация и фракционирование нижней части кислого слоя магматического океана после ее частичного всплытия к земной поверхности с образованием различных эндербитов и чарнокитов. На поверхности возникавших гранулитовых подвижных зон в горячих, а в дальнейшем в прохладных водоемах, накапливались сначала хемогенные и эоловые силикатные и затем карбонатные осадки, которые после уплотнения и метаморфизма под влиянием горячего основания периодически погружались в гранулитовые мигмы. Это объясняет присутствие парапород в инфракрустальном преимущественно ортогнейсовом гранулитовом мегакомплексе, залегание их в виде изолированных фрагментов и невозможность выделения в них протяженных маркирующих горизонтов. По мере кристаллизации и остывания нижней части кислого слоя процессы погружения парапород прекращались и формировались зонально метаморфизованные супракрустальные мегакомплексы.

Примерно с рубежа 1,8 млрд. лет на земной поверхности исчезли выходы расплавов магматического океана. 1,8 – 0,6 млрд. лет назад вся поверхность была покрыта тонкими пластичными коровыми плитами, под которыми происходили кристаллизация и фракционирование нижних мафических частей магматического океана с образованием щелочных и субщелочных остаточных расплавов и магматических пород. Это объясняет широкое формирование таких пород в данный период. Продолжавшаяся конденсация пара обусловила сильное затопление континентов в конце периода и начало формирования их осадочного чехла в мелководных морях.

Начиная с рубежа 0,6 млрд. лет расколы и деформация литосферы под влиянием подъема нижнемантийных плюмов начали приводить к массовым процессам рифтообразования, к дроблению и столкновениям континентов с формированием обширных глубоких океанов и высоких гор. Началась современная стадия тектоники толстых жестких плит.

Beijing. 1996. P. 1115.

Литература

1. *Попов В.С.* Возможный механизм формирования континентальной земной коры // Бюл. Моск. О-ва испыт. природы. 1990. Т. 65. № 6. С. 3-8.
2. *Сафронов В.С., Козловская С.В.* Нагревание Земли ударами формировавших ее тел // Физика Земли. 1977. № 1. С. 3-17.
3. *Федорин Я.В.* Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка. 1991. 112 с.
4. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: НИПК Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
5. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449-1451.
6. *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys Res. 1983. V. B88. N 6. P. 4963-4983.
7. *Huang G.* A study of the fractionational crystallization. Behavior in a shallow magma ocean // 30 th International Geological Congress. Abstracts. V. 1.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В СВЕТЕ МОДЕЛИ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия
(shkodzinskiy@diamond.ysn.ru)*

Процессы магнообразования недоступны непосредственному изучению, поэтому представления о них всегда были тесно связаны с общим уровнем развития геологических наук и, особенно, с взглядами на происхождение Земли. В девятнадцатом столетии, когда были популярны идеи Канта и Лапласа об огненно-жидком образовании нашей планеты, предполагалось, что недра ее являются расплавленными и в них постоянно присутствуют магмы. После установления в начале прошлого века геофизическими исследованиями преимущественно твердофазного состояния земной коры и мантии господствующей стала гипотеза О.Ю. Шмидта о формировании Земли путем холодной гомогенной аккреции. В соответствии с этой гипотезой обычно предполагается, что магмы образуются путем отделения расплавов из слабо подплавленных (на 0,1 – 10 %) глубинных пород.

Такой механизм магнообразования в последнее время принимается как единственно возможный и поэтому не обосновывается какими-либо доказательствами. Между тем получено большое количество данных, противоречащих возможности такого генезиса магм. Как известно, в мантии вследствие очень высоких T и P отсутствуют открытые трещины и поры, по которым могло бы происходить движение выплавов. Динамическая вязкость мантии составляет чаще всего $10^{19} - 10^{24}$ пуаз. В соответствии с формулой Стокса для движения жидкости в жидкости $W = 2R^2g(\rho_2 - \rho_1)(\eta_2 - \eta_1)/3\eta_1(2\eta_1 + 3\eta_2)$ при вязкости астеносферы $\eta_1 = 10^{20}$ пуаз = 10^{19} кг·м⁻¹·сек⁻¹ и базальтового расплава $\eta_2 = 3 \cdot 10$ кг·м⁻¹·сек⁻¹ при их плотностях соответственно $\rho_1 = 2600$ и $\rho_2 = 3300$ кг·м⁻³

скорость всплывания в мантии капле расплава радиусом $R = 0.01$ м составит $W = 0.23 \cdot 10^{-19}$ м·сек⁻¹. За всю историю Земли 4,5 млрд лет = $1.42 \cdot 10^{17}$ сек капли всплывут на $0,33 \cdot 10^{-2}$ м = 3,3 мм. Очевидно, что при такой высокой вязкости мантии процессы всплывания в ней выплавов не могут привести к образованию магм [1].

Чтобы избежать эту трудность, МакКензи предположил, что в подплавленных породах расплав располагается в виде пленок между кристаллами и движется вдоль этих пленок [6]. Однако этому противоречат экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что даже между кристаллами хорошо смачиваемых минералов расплав находится в виде изолированных полуизометричных выделений [5]. Если бы такие пленки присутствовали в мантии, то каркас сросшихся кристаллов в ней разрушался бы и астеносфера, где содержание расплава обычно оценивается в 4 – 5 %, имела бы вязкость близкую к основным расплавам – порядка $10^2 - 10^3$ пуаз. В действительности вязкость ее примерно $10^{19} - 10^{20}$ пуаз, что указывает на расположение в ней расплава в виде изолированных выделений. Об этом же свидетельствует и частичное прохождение через астеносферу поперечных сейсмических волн, связанное с сохранением в ней каркаса сросшихся кристаллов. Эти волны не проникают в расплав и поэтому полностью поглощались бы астеносферой, если бы кристаллы в ней были покрыты пленками расплава.

Экспериментальные исследования показали, что расплав и твердые фазы начинают разделяться при плавлении перидотита более чем на 40 %, после разрушения в нем каркаса сросшихся кристаллов [3]. Невозможность отделения выплавов из слабо подплавленных пород

полностью согласуется с автохтонностью анатектического жильного материала в пластах высокоглиноземистых мигматитов даже при содержании его 30 – 40 % [1]. Об автохтонности анатектического материала свидетельствуют отсутствие его прожилков во вмещающих породах, равномерное распределение в выдержанных по составу гнейсах и примерно одинаковое его содержания в близких по составу и условиям метаморфизма породах в различных регионах. При тектонических деформациях подплавленные гнейсы текли как единое целое, поскольку каркас сросшихся кристаллов препятствовал отделению из них расплава.

Данные о горячей гетерогенной аккреции Земли и существовании на ней расслоенного магматического океана в новом свете представляют происхождение магм. Расчеты [1, 2] свидетельствуют, что в первые 0,56 млрд. лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород. Это объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет. В период примерно с 4 до 2,7 млрд. лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. Преимущественно 3,3 – 1,8 млрд. лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплытия к земной поверхности с формированием эндербитов и чарнокитов. Эти процессы объясняют происхождение континентальной кристаллической коры, ее преимущественно кислый ортогнейсовый и гранитоидный состав и огромную мощность. Обособление остаточных расплавов в кристаллизовавшихся ортогнейсах приводило к повсеместному развитию в них автохтонного гранитного материала и объясняет происхождение «региональной гранитизации» этих пород без привлечения нереальных метасоматических процессов, то есть решает проблему «гранитизации

докембрия», более ста лет являвшуюся предметом острой дискуссии. Признаки пониженной температуры минеральных парагенезисов в гранитном материале по сравнению с ортогнейсами и повышенные содержания в нем расплавофильных компонентов подтверждают остаточноматматическое происхождение этого материала [1]. Процессы кристаллизации кислого слоя объясняют казавшееся загадочным массовое образование гранитоидов на континентах 3,0 – 1,8 млрд. лет назад (рис. 1).



Рис. 1. Схема кристаллизации постааккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах.

Состав формировавшихся магм: 1 – кислый, 2 – субщелочной 3 – анортозитовый 4 – щелочно-ультраосновной 5 – лампроитовый, 6 – кимберлитовый

Последующая кристаллизация и дифференциация более глубинного основного слоя в условиях повышенного давления сопровождалась интенсивным накоплением в остаточных расплавах щелочей. Это объясняет появление на континентах примерно 2,6 млрд. лет назад значительного количества магматических пород с повышенным содержанием щелочей (сиенитов, монцонитов, рапакиви и др.). При кристаллизации основного слоя кристаллизовавшийся плагиоклаз вследствие небольшого удельного веса чаще всего всплывал. Выжимание еще не затвердевшей «каши» кристаллов этого минерала в земную кору объясняет образование 2,8 – 1 млрд. лет назад

автономных анортозитов (рис. 1). Позже «каша» кристаллов затвердела и потеряла способность к внедрению, что является причиной прекращения процессов формирования автономных анортозитов [1].

Кристаллизация и фракционирование наиболее глубоких пикритового и перидотитового слоев привела к началу формирования на континентах около 2,1 млрд. лет назад щелочно-ультраосновных и лампроитовых магматических пород.

Увеличение интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма во времени и накопление в карбонатитах расплавофильных химических компонентов [2] указывают на то, что процессы фракционирования остатков магматического океана в основании континентальной литосферы продолжаются до сих пор. Это связано с низкой температурой затвердевания этих расплавов. Так, судя по экспериментальным данным [4], при давлении 4 – 5 ГПа температура солидуса карбонатитов при избытке водосодержащего флюида составляет примерно 550 – 650° С [2]. Современный тепловой поток на древних платформах равен в среднем примерно 30 мВт/м², что соответствует 700 – 800° при 4 – 5 ГПа. То есть, температура в нижних частях континентальной литосферы превосходит таковую для солидуса карбонатитов и поэтому карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы до сих пор существуют в нижних частях литосферы. Они видимо залегают в виде линз, жил и неправильных тел среди кумулатов ультраосновного и основного состава повышенной щелочности и вследствие относительно небольшого размера прямо не фиксируются сейсмологическими методами. В связи с постоянным присутствием этих остаточных расплавов для возникновения карбонатитов и кимберлитов необходимы лишь мощные тектонические процессы деформации континентальной литосферы, которые приводили к появлению в ней зон растяжения и к выжиманию по этим зонам наиболее подвижных нижних ее частей.

Быстрая аккреция железного ядра Земли под влиянием магнитных сил обусловила более сильный импактный разогрев его по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и объясняет существование скачка температуры на их границе в 1000 – 3000° С, установленное по геофизическим данным. Постоянный подогрев ядром мантии до сих пор приводит к возникновению в ее основании крупных (размером в сотни – тысячи километров) областей горячего и поэтому менее плотного материала. В соответствии с формулой Стокса скорость всплывания тел примерно пропорциональна квадрату их радиуса. Поэтому крупные скопления горячего материала, в отличие от мелких капель расплава, всплывают относительно быстро (со скоростью метры в год) и формируют восходящие конвективные потоки (плюмы). Под влиянием силы Кориолиса они очень сильно отклоняются к западу, что является причиной казавшегося бы загадочного отсутствия в мантии поднимающихся вертикальных колонн по данным сейсмической томографии [2].

При подъеме нижнемантийных плюмов не перидотиты, как обычно предполагается, а содержащиеся в них тела эклогитов должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения, поскольку температура их плавления на 150 – 250° ниже, чем перидотитов. Поэтому повышенное поглощение поперечных сейсмических волн в астеносфере должно быть в основном связано не с присутствием интерстиционного расплава в ее ультраосновных породах, а с нахождением в ней тел расплавленных и полурасплавленных эклогитов. Массовое одновременное плавление эклогитов в крупных нижнемантийных плюмах и подъем расплавов в верхние части земной коры объясняет быстрое (за 1 – 10 млн лет) образование гигантского объема траппов в зонах континентального рифтогенеза. Низкое давление в маломощном раннем магматическом океане при аккреции нижней мантии, где путем придонного компрессионного фракционирования

формировались исходные расплавы эклогитов, является причиной преимущественно толеитового состава этих пород и сформировавшихся из них магм траппов. Широкое развитие даек и силлов толеитовых базитов в полях алмазонасных кимберлитов с низкотемпературной мощной литосферой подтверждает унаследованность толеитового состава этих базитов от процессов низкобарического синаккреционного фракционирования магматического океана.

Продолжающееся всплывание нижнемантийных плюмов могло приводить к полному раздвигу континентальной литосферы и к образованию зон океанического спрединга. Здесь на малоглубинный уровень обычно поднимаются самые глубинные части нижней мантии, наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорость их подъема и связанного с ней спрединга являются максимальными, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это определяет образование наиболее бедных расплавофильными компонентами N-толеитов в быстроспредиговых срединно-океанических хребтах (СОХ) [2] (рис. 2). После возникновения их магмы сразу же изливались на океаническое дно, что является причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности.

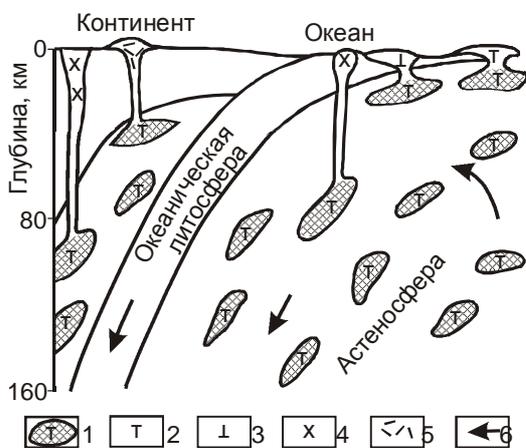


Рис. 2. Модель образования магм в океанах.

1 – очаги толеитовых магм в астеносфере, 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов, 3 – дифференцированные толеитовые магмы океанических островов, 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и внешних магматических поясов зон субдукции 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов. 6 – направление движения вещества в мантии.

В процессе растекания вещества плюмов под формирующейся океанической корой образовавшиеся очаги преимущественно толеитовых магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и возрастания давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных равнин. Вследствие в среднем еще невысокого давления (0,5 – 1 ГПа) под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании сначала формируется дифференцированная толеитовая (толеит-исландит-риолитовая) серия, характерная для океанических островов. Большое поле устойчивости оливина при низком давлении приводит к образованию таких экзотических пород как бониниты. Подъем остаточных расплавов из более глубинных частей астеносферы, в которых толеитовые очаги фракционируют при более высоком давлении, является причиной формирования присутствующих на океанических островах субщелочных и щелочных серий [1].

При движении плит над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере периодически поднимающиеся магмы должны формировать цепь магматических тел с постепенно уменьшающимся возрастом. Такое происхождение имеет видимо магматизм «горячих точек». Его обычно связывают с подъемом от ядра узких стационарных струй очень горячего вещества. Однако магмы «горячих точек» не имеют признаков большой высокотемпературности, поскольку в отличие от магм СОХ они часто содержат вкрапленники и относительно низкотемпературные кислые разности.

Необходимые для возникновения известково-щелочной серии величины давления (2 – 4 ГПа) под главным магматическим поясом зон субдукции находятся в астеносферном клине между опускающейся и перекрывающей литосферными плитами (рис. 2). Обычно предполагаемому образованию здесь магм под влиянием выделяющихся из опускающейся плиты флюидов, как показано выше, препятствует очень высокая вязкость и температура астеносферы, исключая возможность значительного проникновения в нее флюидов. В астеносфере уже есть камеры фракционирующих толеитовых расплавов, поэтому проблема заключается не в поиске причин плавления, а в установлении причины фракционирования этих камер. Очевидно, что такой причиной является охлаждение астеносферного клина опускающейся холодной литосферой. Оно приводит к быстрой кристаллизации и к глубокому фракционированию толеитовых расплавов с формированием известково-щелочных серий в менее глубоких частях клина и субщелочных и щелочных – в более глубоких. Обычно отсутствие в магматических породах океанических островов и в субдукционных известково-щелочных сериях ультраосновных разностей и положение всех этих пород на единых с толеитами трендах дифференциации подтверждают образование их путем фракционирования тел толеитовых магм в астеносфере.

Таким образом, в свете современных данных о горячем образовании Земли интенсивное формирование на ней магм и магматических пород прямо или косвенно связано с высокой температурой земных недр в прошлом, как и предполагали многие исследователи в девятнадцатом столетии. Очень большая температура до сих пор сохраняется в земном ядре и обуславливает высокую по сравнению с другими планетами земной группы тектоническую и магматическую активность нашей планеты. Небольшие планеты земной группы относительно быстро остыли, поэтому на поздних этапах эволюции магматические

процессы на них почти прекратились. Ярким примером является Луна, имеющая массу в 81 раз меньшую, чем Земля. Интенсивные процессы магматизма на ней происходили 4,5 – 3,8 млрд. лет назад и в основном завершились примерно 3,1 млрд. лет назад.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
2. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО Медиа-холдинг. 2009. 352 с.
3. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424-428.
4. Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂-C-H-O-S with application to kimberlite // Phys. Chem Earth. 1975. V. 9. P. 857-867.
5. Laporte D., Watson E.B. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity // Chem. Geol. 1995. V. 124. N 3-4. P. 161-164.
6. McKenzie D. The extraction of magma from crust and mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. N 1. P. 81-91.

ПРИРОДА СИЛ СУБГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев, Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Аннотация

Раскрывается природа сил горообразования – огромные (достигающие предела прочности) субгоризонтальные напряжения сжатия земной коры порождаются силами вязкого трения и передаются через кору на большие расстояния. Силы возникают в результате увлечения твёрдой коры конвективными потоками очень вязкого мантийного вещества, скорее аморфного, очень твёрдого в человеческом масштабе времени. В местах, где напряжение сжатия превышает предел прочности коры, из неё выдавливаются горы. Приведена оценка напряжений, порождаемых вязким трением, и напряжений, необходимых для генерации горных цепей. При достижении предельной высоты горный хребет перестаёт расти. По мере нарастания напряжений сжатия рядом с переставшим расти хребтом начинает выдавливаться новый горный хребет, почти параллельный уже существующему.

До настоящего времени нет ясного понимания механизма горообразования, особенно природы сил, порождающих горы. Вздрыбленные под разными углами одни и те же пласты осадочных пород в горах, горные удары, «стреляние» напряжённых пород в глубоких шахтах вследствие огромного напряжения субгоризонтального сжатия даже в равнинной коре далеко от гор и краёв литосферных плит заставляют нас сделать вывод, что горные хребты выдавливаются при превышении предела прочности из в основном горизонтальной земной коры огромными напряжениями почти горизонтального сжатия, передающимися через твёрдую кору за сотни и тысячи километров. Кроме визуальных

наблюдений и субъективных впечатлений можно привести совершенно объективные результаты инструментальных измерений, свидетельствующие о том, что почти повсеместно, особенно по мере приближения к молодым (растущим) горам, земная кора испытывает огромное по величине напряжение субгоризонтального сжатия – до 400 МПа [1]. В то же время области земной коры, в которых наблюдается напряжение растяжения, составляют всего лишь 2% от общей площади земной поверхности [1]. Здесь под субгоризонтальным сжатием подразумевается не всестороннее сжатие пород земной коры под действием литостатического давления, а одноосевое напряжение сжатия в направлении, близком к горизонтальному, представляющее собой разность величин напряжений в указанном почти горизонтальном и других, перпендикулярных ему направлениях.

Попытки объяснения сил, создающих субгоризонтальное сжатие практически во всей коре, неоднократно осуществлялись и раньше, например в [1]. Однако причины существования сил сжатия коры, достаточных для горообразования, до сих пор остаются неясными.

В основе многих попыток объяснения механизма субгоризонтального сжатия земной коры лежит предположение о том, что в современную эпоху размеры нашей планеты уменьшаются, и поэтому в сокращающейся по площади твёрдой земной коре, плавающей на пластичной мантии, возникают огромные напряжения сжатия, которые и приводят к выдавливанию гор из коры.

Понятно, что предположение о быстром кратковременном уменьшении размеров «пульсирующей» Земли не имеет под собой никаких оснований. Если же речь идёт о постепенном монотонном уменьшении размеров Земли вследствие уменьшения температуры её недр, когда твёрдая поверхность остывающей Земли (ограничивающая уменьшающийся вследствие остывания объём недр при постоянстве температуры коры) также вынуждена уменьшаться, но не равномерно по всей площади коры, пропорционально уменьшению температуры недр, а путём вспучивания в некоторых местах, то скорости эрозионного разрушения гор, и земной коры вообще, намного превосходят возможные скорости генерации гор, обусловленной уменьшением объёма остывающей Земли. Тем более, что существенного изменения температуры в объёме, из которого тепло отводится конвекцией, не может быть. Даже при изменении теплового потока во много раз, поскольку увеличение теплового потока приводит к большей скорости конвекции, к большей скорости отвода тепла при сравнительно малом повышении температуры. Так что горы разрушались бы быстрее, чем генерировались. Поэтому при механизме горообразования вследствие остывания Земли существование даже невысоких гор было бы невозможно.

В работах автора наглядно описан механизм возникновения движущих сил тепловой конвекции в недрах Земли [9]. Вынужденно возникающая тепловая конвекция в динамическом равновесии потока тепла, вязкости и скорости отводит глубинное тепло Земли к нижней поверхности коры. Далее это тепло кондуктивно проводится к верхней поверхности коры, откуда рассеивается в пространство. Силы вязкого трения, действующие на твёрдую кору со стороны мантийного конвекционного потока, пропорциональны вязкости и скорости потока. Но скорость и вязкость мантийного конвекционного потока

недоступны для непосредственного измерения. Хотя скорость потока может быть довольно просто оценена исходя из величины теплового потока и разности температур в восходящей и нисходящей частях потока. В свою очередь, разность температур может быть оценена по разности высот столбов пород приблизительно одинакового состава в восходящей и нисходящей частях потока.

Что касается вязкости, то она может быть учтена не явно, а опосредованно по схеме оценки сил вязкого трения, предложенной нами. В этой схеме сила вязкого трения, действующего на твёрдую кору со стороны вязкого мантийного потока, выражается через разность высот более высокой верхней и нижней частей субгоризонтального участка мантийного потока. По существу, эта разность высот и порождает «течение» мантийного аморфного вещества под корой. Скорость этого потока ограничивается вязкостью и устанавливается в динамическом равновесии вязкости и порождающей разности высот ΔH . При этом сила вязкого трения F , приходящаяся на единицу длины, перпендикулярно к направлению потока, имеет следующее выражение:

$$F = \frac{1}{2} g * d * (\Delta H)^2$$

Напряжение сжатия коры $TD = F/D$

Здесь g = ускорение силы тяжести, d = плотность пород, D = толщина твёрдой, нетекучей коры

Вязкость мантийного потока и его скорость входят в выражение силы неявно.

Наш подход даёт следующие результаты:

Измеренный поток глубинного тепла через земную кору и измеренная разность высот приведённого (к одной плотности) уровня земной поверхности или просто высот океанического дна (имеющего одинаковую с подстилающей мантией плотность) в разных географических точках с учётом пластичности мантии Земли позволяют оценить скорость вязкого мантийного потока. Эта вычисленная по нашей схеме

скорость чуть больше измеренной скорости дрейфа литосферных плит, что согласуется с представлениями о дрейфе литосферных плит, как результате их увлечения вязкими мантийными потоками, отводящими глубинное тепло.

Измеренная скорость дрейфа литосферных плит позволяет оценить скорость выдавливания гор из коры (в кубических километрах в год). Оценка скорости прироста объёмов горных массивов совпадает с измеренной (подсчитанной) скоростью выноса реками в океан взвесей и растворов пород земной коры (порядка 10 кубических километров в год). Полученное равенство объёмов вписывается в круговорот горных пород в природе, при котором объём выдавливаемых в виде гор пород непрерывно уносится в океан, что позволяет суше оставаться в приблизительно одинаковых объёмах, а не быть смытой в океан за 15 миллионов лет (площадь суши составляет 149 миллионов кв. километров при средней высоте 875 метров).

Разности измеренных высот океанического дна и подсчитанных высот приведённого уровня для материковой коры позволяют по предложенной схеме оценить силы, сжимающие дрейфующую земную кору в направлении мантийного конвекционного потока, и одноосевые субгоризонтальные напряжения в ней (с учётом толщины коры, менее текучей, чем мантийное вещество). Вычисленные напряжения для тонкой океанической коры, плотность которой одинакова с плотностью подстилающей мантии, практически совпадают с измеренными. Эти напряжения (вычисленные по нашей схеме и измеренные экспериментально) близки к пределу прочности пород коры вблизи молодых гор, которые продолжают расти и растут в моменты землетрясений, в моменты превышения предела прочности твёрдой земной коры в соответствующих местах. Но для толстой материковой коры, имеющей гораздо меньшую плотность, вычисленные напряжения меньше

наблюдаемых. Для согласования вычисленных (по предложенной схеме генерации сил субгоризонтального сжатия коры) и измеренных напряжений приходится допустить, что под материковой корой, особенно под высокими горами, плотность вещества недр меньше плотности мантийных пород не только над поверхностью Мохо (в пределах коры), но и ниже её до некоторой глубины. Это допущение требует экспериментальной или иной проверки, поскольку надёжно установленных данных о плотности недр по всей толщине толстой материковой коры и непосредственно под ней нет.

В итоге получаем, что описанный механизм возникновения сил субгоризонтального сжатия коры полностью и непротиворечиво объясняет явления дрейфа литосферных плит, горообразования и компенсации объёмов денудации. А также позволяет объяснить главные черты вулканических процессов.

Литература

- 1 Короновский Н.В. Напряжённое состояние земной коры. Соросовский образовательный журнал, №1, 1997, стр. 50
- 2 Воробьёв В.А., Комар А.Г. Строительн. материалы. «Стройиздат» 1971 <http://bibliotekar.ru/spravochnik-32/8.htm>
- 3 Деформационные и прочностные свойства горных пород <http://poroda.puknu.ru/html/pattern%202.html>, <http://poroda.puknu.ru/html/T16.html>, <http://poroda.puknu.ru/html/T34.html>
- 4 Шумилов В.Н. "Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы." Матеріали VI Міжнародної наукової конференції "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища" 6-8 жовтня Київ – 2005. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1174973>
- 5 Шумилов В.Н. Природа вулканических извержений. Доклад на конференции «ГЕОФІЗИЧНІ ТЕХНОЛОПІЇ ПРОГНОЗУВАННЯ ТА МОНІТОРИНГУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА», 6-10 жовтня 2008 р., м. Львів
- 6 В.А. Рашидов, Э.Б. Невретдинов, О.Б. Селянгин, Эр.Б. Невретдинов. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана http://www.kscnet.ru/kraesc/2003/2003_1/ann11_r.html
- 7 Шнобелевская премия (за 2005 год) <http://www.yugzone.ru/articles/540>
- 8 Варламов С.Д. Силы трения и их классификация. <http://question.nm.ru/friction.htm>
9. Шумилов В.Н. Блог «О природе» <http://shumilov.kiev.ua/geofizika>

ПРИРОДА ВУЛКАНОВ

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев, Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Аннотация

В работе раскрывается природа вулканических процессов — движущих сил, условий подготовки и собственно вулканических извержений. В ходе субдукции литосферная плита, увлекаемая мантийным конвекционным потоком, перемещается через зоны всё более высоких давлений и температур. При этом основная масса перемещающихся пород остаётся твёрдой (о чём свидетельствует прохождение поперечных сейсмических волн), тогда как некоторые сравнительно небольшие объёмы вещества другого состава (например, осадочные породы) вследствие повышения температуры с глубиной становятся жидкими и образуют магматическую камеру. В результате деформации окрестностей камеры в ней может быть создано высокое избыточное давление, вследствие чего жидкие раскалённые массы могут быть выдавлены и выдавливаются из земных недр в виде вулканических извержений.

Для объяснения природы вулканических извержений было выдвинуто множество гипотез, но ни одна из них не выдерживает критики. В этой работе предлагается описание механизма вулканических извержений, позволяющего обоснованно ответить практически на все основные вопросы, касающиеся вулканических извержений и не имевшие раньше убедительных ответов.

Приведём важнейшие черты вулканических извержений, учёт которых позволяет построить модель функционирования вулкана:

1. Истечение сравнительно тяжёлой (с большим удельным весом) жидкой лавы из кратера вулкана происходит на различной высоте относительно уровня моря, часто на большой.

2. Извержению вулкана всегда предшествуют сейсмические явления, а во время извержения сейсмические явления сопровождают его. Как только сейсмические явления прекращаются, прекращается и извержение.

3. Экспериментально, теперь уже и прямыми измерениями наблюдается движение литосферных плит, в том числе и субдукция

4. В земной коре практически повсеместно экспериментально наблюдается субгоризонтальное одноосевое сжатие, нарастающее по мере удаления от зоны спрединга и приближения к зоне субдукции и горообразования. Напряжение сжатия нарастает вплоть до предела прочности пород коры, до 400 МПа [9]. Это сжатие создаётся силами вязкого трения мантийных конвекционных потоков о земную кору [10].

5. Температура и состав продуктов извержения различных вулканов существенно различаются. Поэтому и наблюдаются извержения вулканов различного типа (гавайский, плинианский, стромболианский, пелейский). Иногда состав извергаемых пород меняется от извержения к извержению у одних и тех же вулканов. Более того, иногда состав извергаемых продуктов меняется даже на протяжении одного извержения, как это было во время катастрофического извержения Кракатау в 1883 году..

Приведённые характеристики заставляют сделать вывод, что извержение вулкана происходит в результате смещения поршня гигантского насоса. В качестве такого поршня выступает литосферная плита (с площадью поршня — сечения плиты в тысячи квадратных километров), погружающаяся в зону

высоких температур. Только такой механизм может обеспечить генерацию в магматической камере избыточного давления (выше предела прочности пород в этом месте), достаточного для нарушения целостности плиты над магматической камерой, раздвижения пород на пути лавы и подъёма жидкой тяжёлой лавы в среде более лёгких пород. То есть, лава поднимается к кратеру вулкана (выше окрестностей вулкана) огромным избыточным давлением, заведомо большим, чем литостатическое давление пород окрестностей вулкана. Справедливость этого утверждения очевидна для случаев, когда из трещинного вулкана спокойно истекают кубические километры плотной, не вспененной лавы. Именно истекают, а не выносятся шумными газовыми потоками, которым приписывается первопричинность подъёма лавы из глубин до вершины вулкана. Это избыточное давление, достаточное для того, чтобы приподнимать всю толщу пород над магматической камерой, преодолевая литостатическое давление и прочность пород, создаётся поршнем—плитой, увлекаемым мантийным конвекционным потоком с огромной силой, что вытекает из огромного напряжения субгоризонтального сжатия, наблюдаемого экспериментально. И смещение гигантского поршня—плиты (также наблюдаемое экспериментально), и продвижение жидкого и газообразного вещества, движущегося из магматической камеры, происходит с землетрясениями.

Различие температуры продуктов извержения вулканов говорит о том, что извергаемое вещество выдавливается с разных глубин.

Различие составов продуктов извержений разных вулканов говорит о том, что состав извергаемых пород отличается, в том числе, и от состава окружающего вещества на глубине источника извергаемых пород.

Гигантский насос с поршнем — погружающейся литосферной плитой, увлекаемой нисходящим конвекционным

потоком и выходным отверстием — вулканом, возникающим в результате разрыва коры гигантским избыточным давлением, образуется в результате погружения из зоны низких температур в зону высоких температур неоднородной плиты, увлекаемой силами вязкого трения. Различные части погружающейся плиты имеют разные составы (при одинаковой температуре). Поэтому часть погружающегося вещества (например, часть осадочных пород) в ходе погружения становится жидкой, тогда как окрестности сравнительно малого объёма жидкого вещества остаются в твёрдом виде и выступают в качестве поршня, сжимающего в ходе своего движения жидкое вещество магматической камеры и выдавливающего его на земную поверхность.

Предлагаемая гипотеза механизма вулканических извержений, базирующаяся на перечисленных 5 чертах вулканических явлений, позволяет без дополнительных допущений объяснить все остальные черты вулканических явлений всех вулканов, за исключением вулканов над «горячими точками» (наша гипотеза не соответствует нынешним сведениям и представлениям о них, хотя может быть модифицирована для учёта отличий таких вулканов). Описан также механизм вулканов в зоне спрединга.

Наша гипотеза без дополнительных предположений автоматически объясняет следующие черты вулканических извержений:

6. Перед извержением окрестности вулкана приподнимаются, а по мере извержения опускаются.

7. При извержении вулканов из земных недр извергаются огромные объёмы пород.

8. Вулканы приурочены к границам литосферных плит (кроме вулканов над «горячими точками»).

9. Извержения происходят время от времени, с разными промежутками времени между ними. Количество пород, извергаемых вулканом за одно извержение, достаточно сильно меняется

от извержения к извержению. При этом усреднённое количество извергаемых за единицу времени пород остаётся приблизительно постоянным на протяжении почти всей жизни рассматриваемого вулкана, поскольку средняя скорость плиты—поршня приблизительно постоянна.

10. Все вулканы в течение своей жизни извергаются множество раз. А после некоторого количества извержений вулканы «засыпают». Иногда надолго, иногда навсегда.

На этом основании можно говорить, что предлагаемая гипотеза (основанная на первых 5 перечисленных чертах извержений) обладает предсказательной силой, что позволяет ей переместиться из разряда гипотез в разряд теорий.

В пунктах 3, 4 констатируется наличие сил, достаточных для развития давления, способного выдавить на дневную поверхность через жерла вулканов огромные объёмы раскалённых масс с глубин, где действуют температуры, соответствующие жидкому состоянию **извергаемых** веществ. Эти вещества погружаются на упомянутые глубины в составе плит, вталкиваемых в земные недра с поверхности на всё большие глубины, в зоны всё более высоких температур в ходе субдукции плит.

Происхождение тектонических сил объясняется в [10].

Литература

1. Попов В.С. "Магматизм Земли". Опубликовано в Соросовском Образовательном Журнале, N1, 1995, стр.74 <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1157819>

2. Дроздин В.А. Основы механики извержения. http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc_day/2007/art31.pdf
3. Справочник по каменным материалам. Изверженные горные породы. <http://www.tdus.ru/spravochnik/klassifikaciya/index1.php>
4. Значение слова "Силл" в Большой Советской Энциклопедии <http://bse.sci-lib.com/article102102.html>
5. Маауськин М.А. Дальневосточный Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский. Геодезические наблюдения на Камчатке для изучения геодинамики, сейсмических и вулканических процессов, прогнозирования землетрясений и извержений вулканов. <http://www.kscnet.ru/ivs/publication/session/art18.html>
6. Слезин Ю.Б. Природа и механизм резких изменений режима вулканических извержений. Опубликовано: Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГ и Г ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2001 г., УДК 551.21+552+550.34. <http://geo.com.ru/db/msg.html?mid=1164998>
7. Шумилов В.Н. "Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы." Матеріали VI Міжнародної наукової конференції "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища" 6-8 жовтня Київ – 2005. Доступно по адресу: (<http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1174973>)
8. Причины и природа землетрясений. Проект Евгения Фёдорова. <http://earthquake.h10.ru/g2.html>
9. Короновский Н.В. Напряжённое состояние земной коры. Соросовский образовательный журнал, №1, 1997, стр. 50
10. Шумилов В.Н. О природе. <http://shumilov.kiev.ua/geofizika>

ПОЧЕМУ ЖИЗНЬ 3 МИЛЛИАРДА ЛЕТ НЕ ВЫХОДИЛА ИЗ ОКЕАНА НА СУШУ?

Шумилов В.Н.

ООО «ЭРА», г.Киев, Украина
(vnshumilov@rambler.ru)

Скорее всего потому, что на Земле просто ещё не было суши.

Жизнь в солёном океане появилась 3500 миллионов лет назад. А жизнь на суше (и флора, и фауна) — всего около 500 миллионов лет назад [1, 2]. Но, что самое интересное и информативное, «почвенная фауна появилась существенно раньше пресноводной»! [3].

Почему жизнь так долго не выходила из океана на сушу? Причины могли быть разные. Можно предположить, что над водой была атмосфера, враждебная жизни. Но чем обусловлено, что не было не только сухопутной жизни, но и пресноводной? Практически все реки и пресноводные озёра (посредством рек) соединены с мировым океаном, в котором жизнь существует уже миллиарды лет. А состав атмосферы влияет на жизнь и в солёной океанической, и в пресной речной воде примерно одинаково. Так что, продвигаясь по 1 сантиметру в год, океаническая жизнь за пол-миллиарда лет вполне могла адаптироваться к пресной воде и освоить все реки от устья до истоков. Поэтому совершенно непонятно, почему на протяжении трёх миллиардов лет жизнь в океане была, но при этом не смогла распространиться из океана во впадающие в него пресноводные реки.

А ответ может быть таким: вся наша планета Земля была покрыта единым океаном, и на Земле просто не было суши, по которой могли бы течь пресноводные реки. Поэтому, из-за отсутствия суши, и не было на Земле ни сухопутной жизни, ни пресноводных водоёмов, в которых могла бы развиваться пресноводная жизнь.

Таково обоснование нашего утверждения об отсутствии суши на Земле, как причины наблюдаемых **следствий**: из всех возможных причин позднего появления сухопутной жизни наиболее весомая (если она имела место) состоит в

том, что появление и развитие сухопутных и пресноводных форм жизни было невозможно до появления суши в некоторый момент. Потому и не обнаруживаются сухопутные и пресноводные формы ранее 500 млн. лет.

Рассмотрим **возможность** самой гипотетической причины, то есть, отсутствия суши до определённого момента. Приведём известные цифры [4]:

Мировой океан занимает примерно 361 млн. кв. км из 510 млн. кв. километров всей поверхности нашей планеты.

Площадь суши, соответственно, составляет 149 млн. кв. километров.

Средняя глубина океана составляет примерно 3800 метров.

Средняя высота суши около 875 метров.

Какова была бы средняя глубина океана, если бы он покрывал поверхность **всей** Земли (при неизменном количестве воды в океане и при сравнительно малом количестве воды в виде рек и ледников на суше)? Это легко подсчитать:

$$H_{\text{среднее}} = (361 * (-3800\text{м}) + 149 * (+875\text{м})) / 510 = -2434 \text{ м.}$$

Убедительных свидетельств, что объём вод мирового океана мог существенно меняться, нет. Так что видим, что, если рельеф земной коры когда-то был достаточно гладким, не было таких больших перепадов высот, как в настоящее время, то вся Земля вполне могла быть покрыта водой со средней глубиной 2434 м, а суши не было!

Зададимся вопросом: могла ли иметь место такая ситуация с достаточно гладким рельефом земной коры в геологической истории Земли? Чем она могла быть обусловлена? Мы уже видели, что перепад приведённых (к одной плотности) уровней, в конечном итоге — разность высот различных точек земной поверхности — зависит от вязкости

мантийных потоков, увлекающих твёрдую кору [5, 6, 7, 8]. Так что при малой вязкости вещества мантийного конвекционного потока, даже при его сравнительно большой скорости, стремление к изостазии обеспечивало бы минимальную разность приведённых уровней поверхности на всей Земле.

Каково бы ни было происхождение нашей планеты, какова бы ни была природа глубинного тепла (хоть остаточное со времён аккреции, хоть из-за разделения веществ земных недр по плотности в поле тяжести, хоть в результате распадов неустойчивых изотопов), в любом случае миллиарды лет назад интенсивность потока тепла из глубин Земли через её кору была намного выше нынешней. Земная кора также была намного тоньше, поскольку толщина коры приблизительно обратно пропорциональна геотермическому градиенту, то есть, потоку глубинного тепла. Соответственно, и вязкость мантийного конвекционного потока на поверхности его сопряжения с более тонкой тогда твёрдой корой была ниже нынешней (поскольку в зоне соприкосновения коры с мантийным потоком давление было меньше, а в соответствии с диаграммой состояния и вязкость была ниже). К тому же, эффективная вязкость мантийного потока, с учётом его более высокой (по сравнению с нынешней) температуры по сечению потока была ещё меньше.

При совершенно жидком веществе недр (при очень малой его вязкости) форма приведённой к одной плотности поверхности Земли должна была бы очень мало отличаться от эквипотенциальной — от формы геоида того времени. То есть, форма поверхности земной коры приблизительно повторяла бы форму поверхности водного океана, но ниже неё на 2 километра. И хотя вопрос: «Была ли когда-либо поверхность Земли раскалённой жидкой?» пока не имеет твёрдого обоснованного ответа, поток глубинного тепла и текучесть вещества недр Земли раньше были определённо намного выше, а потому разности высот

приведённых уровней в разных географических точках должны были быть намного меньше нынешних. И только со временем, по мере уменьшения потока глубинного тепла и увеличения вязкости мантии, разности высот приведённого уровня выросли до сегодняшних значений, и будут расти в будущем

Сила вязкого трения, увлекающая кору, пропорциональна квадрату разностей высот приведённого уровня (разность высот зависит от вязкости, так что вязкость и скорость входят в полученное выражение для силы трения конвекционного потока о кору неявно [6]). Поэтому не только были малы разности высот приведённых уровней, но не было и «торошения» коры (выдавливания из неё гор) из-за меньшего субгоризонтального напряжения сжатия (пропорционального квадрату разностей высот, делённому на толщину коры).

Так что высоты различных точек поверхности коры во времена больших потоков глубинного тепла отличались незначительно. Такое положение дел с малой вязкостью и малыми различиями высот определённо имело место когда тепловой поток был намного больше нынешнего (скажем, в 10 раз), а кора тоньше в 10 раз. То есть, до тех пор, пока величина теплового потока не снизилась до некоторого значения (вместе с увеличением вязкости недр), вся земная кора вполне могла находиться под водой со средней глубиной океана в 2400 метров. Но как долго оставалась вся кора под водой? При какой величине потока глубинного тепла суша появилась над поверхностью океана? Свидетельством того, что это произошло сравнительно недавно, являются наиболее ранние следы жизни на суше и в пресных водах. Эпоха сплошного океана закончилась 500 миллионов лет назад и над водами мирового океана начала возвышаться суша, которую начала осваивать жизнь, породившая сухопутные формы. С тех пор высота гор, в разное время образовывавшихся в разных местах коры (где напряжение сжатия, порождаемое

трением вязких конвекционных потоков превышало предел прочности коры), постепенно выросла до нынешних размеров.

Наше утверждение о возможности сравнительно недавнего (500 миллионов лет назад) поднятия суши над водами мирового океана сразу же позволяет объяснить некоторые непонятные ранее детали выхода флоры и фауны из воды на сушу. Оно базируется, с одной стороны, на представлении об уменьшении со временем потока глубинного тепла с соответствующим увеличением эффективной вязкости мантийного вещества; с другой стороны, на достаточно надёжно установленном факте, заключающемся в том, что пресноводная жизнь (и флора, и фауна) появилась несколько позже, чем сухопутная [1]. Этот факт объясняется тем, что, когда суша (в результате «торошения» земной коры) уже начала подниматься над солёным океаном, появился плацдарм для сухопутной жизни, а достаточно обширных пресных вод — среды для пресноводной жизни — ещё не было! Потому что для достаточно обширных пресных вод (достаточных для устойчивого существования и развития пресноводной жизни) ещё не было места, не было суши достаточного размера, по которой они могли течь!

Литература

- 1._ Досье NEWSru.com: Наука и технологии // Флора и фауна // Деревья <http://newsru.ru/world/13oct2010/mox.html>
- 2._ © 1995 г. ДМИТРИЕВ В. Ю., ПОНОМАРЕНКО А. Г., РАСНИЦЫН А. П., ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ НЕМОРСКОЙ ВОДНОЙ БИОТЫ, Палеонтологический журнал, 1995, № 4, <http://www.evolbiol.ru/dmitrie2.htm>
- 3._ К.Ю. Еськов «История Земли и жизни на ней» Глава 8. Ранний палеозой: "выход жизни на сушу" <http://www.paleo.ru/paleonet/publications/eskov/08.html>
- 4._ Земля. Астрономические данные. Средняя глубина океана. <http://www.securitylab.ru/news/214802.php>
- 5._ Шумилов В.Н.

Дрейф литосферных плит http://shumilov.kiev.ua/geofizika/drejf_litosfernyx-plit.html

6._ Шумилов В.Н. Сжатие земной коры и горообразование

http://shumilov.kiev.ua/geofizika/szhatie_zemnoj-kory-i-goroobrazovanie.html

7._ Шумилов В.Н. Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы

<http://shumilov.kiev.ua/geofizika/176.html>

8._ Шумилов В.Н. Главные движущие силы землетрясений, дрейфа континентов и горообразования. Прогнозирование землетрясений и спусковые силы

<http://www.astronet.ru/db/msg/1213453>

КРИЗИС ЖАНРА В ГЕОЛОГИИ

Эсминцев А.Н.

Институт геологических наук им. К.И.Сампиева НАН РК, Алматы (ignkis@mail.ru)

В геологии в последние два десятилетия на постсоветском пространстве по социально-историческим причинам сложилась пауза, как и во всей науке вообще. Это обстоятельство за внешне негативными факторами имеет даже и положительный эффект. Он состоит в том, что на этом завершается двухвековая тяжело законсервированная биостратиграфическая традиция, создавшая геологическую культуру науки и образ существования геологии как области познания, как отрасль экономики и сферу специфических человеческих отношений в профессиональном сообществе. Следует признать, что такая пауза – не только следствие развала СССР и существовавших в нём отношений, но последняя треть двадцатого века характерна упадком духа во всём мировом сообществе. Конец холодной войны, который можно датировать падением Берлинской стены в 1986 году, обозначил начало массивного наступления глобализации, подминающей суверенитеты государств и навязывающей народонаселению примитивный образ мышления, с опорой на прагматизм и гонке за деньгами и примитивную культуру коммерческого образца. Первой это почувствовала философия, которая ещё в 70-е годы выступила с манифестами пост-пост-модернизма, достигающими шизологии (термин из учебника философии). Философия заявлена теперь как неспособная находить предельные аспекты бытия, но только как внеличностные его текущие отношения. И в конкретных науках, в частности, и в геологии, стали множиться публикации психотического маттоидного содержания, у авторов которых ощущаются сдвиги в воображении. Были они и раньше, но не столь многочисленны. Редакции пропускают. Но если эти факты – случаи крайнего выражения в демонстрации

научной мысли, то и в целом качество её понизилось. И причины этого не только в тотальном сокращении финансирования на науку, но и в мрачной реакции интеллекта последних десятилетий. Их коллективное действие не складывается, но умножается.

На этом фоне в XXI веке после революционных событий 60 – 80 годов геология подошла к застою. И это наблюдается не только на постсоветском пространстве, но во всей мировой геологии вообще. Ныне протекает медлительный период эволюционного накопления мысли. Вновь поднял голову фиксизм, с претензией на реванш и с заявлениями, что реванш якобы уже достигнут. В фиксизм возврата нет, конечно, но и куда идти, геологии пока неясно. Нужны новые революционные идеи, подобные тектонике плит. Но пока что геологическая мысль растеклась перед высоким психологическим барьером, созданным двухвековой стратиграфической традицией, которая хоть и успешно провела её до глобального охвата, но далее сама стала тугим тормозом. Для самого глобального охвата стратиграфия резко недостаточна и как охватывающая не более трети земной сферы, но и как далеко опосредованное следствие тектоники в детерминированных отношениях.

От Вильяма Смита, первого геолога-съёмщика, в нашем современном понимании (конец XVIII – начало XIX века), и до наших дней, стратиграфия образовала фундамент системы геологических знаний. К ней исторически привязаны уже все остальные разделы геологии – магматизм, геохимия, тектоника, геоморфология, изотопная геология, прикладные направления.. Дух стратиграфии создал всеобщий для геологии сугубо гуманитарный образ мышления. Эпизодические прорывы в геологию математиков и физиков, в общем

многочисленные в её истории, успеха не имели и не имеют как чуждые геологу-гуманитарию. Геофизика, начинающая свою историю с XVII века и достигшая расцвета в XIX веке, и поныне развивается автономно от геологии, имея своими методами точные науки. Показательным в этом является конфликт мобилистов и фиксистов, начавшийся с публикаций А.Вегенера (1914), и достигший страстного накала в научной революции 60 – 80х годов. 9 из 10 фиксистов – геологи, 9 из 10 мобилистов – геофизики. И революцию совершили геофизики, не завязанные на стратиграфической вере. Нынешний реванш фиксистов предполагает всеобщий возврат в стратиграфическую веру. Но психология научной веры противоречит ходу познания, требующего постоянного рабочего сомнения, отрицающего веру. Отбраковка гипотез, не выдерживающих проверки на действительности, не свойственна вере. Но такая вера свойственна гуманитарному сознанию и не свойственна физико-математическому.

Ныне текущий период постсоветской эпохи для геологии может быть благоприятен тем, что становится слабее довлеющее влияние стратиграфической традиции и прежде всего на тектонику. Слабее тем, что геологи советского воспитания постепенно сходят со сцены, а молодая смена относится к традиции индифферентно, не усвоив её на производственных практиках, которых у них в последние 20 лет не было по организационно-финансовым причинам. Оживление геологии в постсоветских республиках неизбежно и придут ещё новые поколения активной смены. Но преэминентность гуманитарной традиции прерывается. Сейчас трудно предсказать, какой облик приобретёт геология через 20 лет, но желательно, чтобы новая смена получила не геологическое, а геолого-геофизическое образование, с напряжёнными циклами математики, общей физики, механики сплошных сред (геодинамика), термодинамики, теории поля и т.д.

Переориентация геологии из гуманитарной в сферу точных дисциплин преобразует геологию из описательной в аналитическую науку. Выиграет прежде всего тектоника, всегда остававшаяся в тени стратиграфии. Станет ясно, что стратиграфия – далеко опосредованное следствие от тектоники, Сама же тектоника – следствие физики Земли.

Переориентация геологии в точные дисциплины будет иметь прежде всего практическое значение. В 80-е годы МИНГЕО СССР планировало переход на глубинное картирование. Концепция такого картирования уже была создана и опубликована в методических пособиях ВСЕГЕИ (том 21). Но переход по известным причинам не состоялся. Есть уверенность, что всё же рано или поздно состоится.. Жизнь заставит. Предполагается построение объёмных моделей земной коры до глубины 1 километр и глубже, с врезками до нескольких километров. Такого рода деятельность потребует от геолога знаний геофизики равноценно с геологией. Для картирования России потребуются возрождение геологической индустрии на порядок более мощной, чем она была в СССР. В духе концепции и в духе века все средства решения практических и теоретических задач уже будут иными, чем в классической геологии, уходящей в прошлое. Применительно к этому иной будети осведомлённость геолога.

В теоретической геологии потребуются радикальная реабилитация тектоники как ведущего направления в геологии, выходящего на физику Земли. Классическая геология ориентирована на вещество, на формации. Это её средоточие, и самое концентрированное средоточие - минеральное сырьё. Но формации – уже следствие тектоники, её процессов. Следовательно, есть геология следствий, и это классическая геология, и есть геология причин, и это тектонические процессы и физика Земли. Но классическая геология считается всеобъемлющей, тогда как в данном аспекте она представляет только половину, в виде следствий, рядом с причинами. Процессы являются причиной

всего. Знание процессов, создающих формации, придаёт их нахождению физический смысл, без чего аспекты формационного анализа остаются в символизме и строятся не более чем на парагенетическом уровне.

Психологический барьер, перед которым ныне остановилась геология – это вставшая в полный рост перспектива исследовать формации со стороны создающих их процессов, собственно сами процессы в их физике и химии и в пространстве-времени. Геологи же традиционно ведут учёт наличествующим формациям и процессы изучать не готовы.

Фиксизм в своей сути – это состояние геологии, не допускающее активной подвижности горной массы в фигуре Земли. Мобилизм воспримет 100% всего, что построил фиксизм за 2 столетия, но приводит всё в ничем не ограниченное движение. Складывается видение, что в геологических масштабах времени Земля – это капля кипящей жидкости. Но фиксизму всё же требуется объяснить природу тектонических процессов. Камнем преткновения являются источники энергии. Фиксизм их видит на галактических орбитах Солнечной системы. Существует обширная литература, в которой есть множество вольных допущений, далёких от положений астрофизики. Астрометрия даёт длительность галактического года Солнца 230 млн. лет. В указанной литературе галактический год приспособливается к земным тектоническим циклам в интервале от 160 до 290 млн. лет. Приводится цифра, удобная для автора. Галактическая орбита уже расписана помесячно и поквартально, где Солнце и его окружение ждут те или иные энергетические события. Однако космические тела в галактических полях движутся по эквипотенциальным поверхностям и нигде не излучают в космос и не получают оттуда никакой механической энергии. Этим, в частности, объясняется, почему среди миллиардов звёзд в галактике нет между ними столкновений. История Земли также свидетельствует, что все 4550 млн. лет она

находится на вполне стабильной орбите и никогда существенно не отдалялась от Солнца и не приближалась к нему. Это также подтверждает закон Тициуса-Бодде, согласно которому орбиты всех планет скорее стабильны, чем подвержены резким колебаниям в событиях на галактической орбите. Иначе бы планеты, как электрон вокруг атомного ядра, смещались бы с орбиты на орбиту, пропорционально своим массам, принимая или излучая энергию, в обмене ею с внешней средой. Но предполагается, что энергия тектонических событий в земной истории поступает к ней извне. Однако нигде не встречается соображение, что в такой модели на всех планетах Солнечной системы должны быть синхронные каледониды, герциниды, киммериды и альпиды, поэтажно и поярусно, как и вообще во всей галактике.

На галактических орбитах следует ожидать релятивистские эффекты по Эйнштейну. Галактика движется в межгалактическом пространстве со скоростью 620 км/сек., почти плоско, под углом 27° к вектору движения. Во вращении имеются набегающая и убегающие ветви относительно пространства и изотропного реликтового излучения. В набегающей ветви у Солнца линейная скорость 800 – 850 км/сек., в убегающей – около 400 км/сек. Разность около 400 км/сек. Можно подсчитать, какова разность в дефектах массы у Земли при этих скоростях, хоть и ожидается, что незначительная. Но можно предположить, что эта разность создаёт в силе тяжести на земной поверхности в гравитационном поле разность в 2 – 3 миллигалла. Это существенно меньше, чем вариации силы тяжести, связанные с нерегулярностью суточного вращения, но возможно открытие заметных эффектов, дающих вклад и в тектонику. Их вероятная периодичность – 115 млн. лет, согласно галактическим полугодиям.

Более жизнеспособны, на наш взгляд, модели, в которых Земля сама достаточно энергонасыщенный объект для своей тектоники, как и любые её космические аналоги. Решение об

источниках внутренней энергии кажется нетривиальным, но доступно старшекласнику, решающему задачи по физике. И А.Рингвуд (1981), и О.Г.Сорохтин и С.А.Ушаков (1991, 2003) показывают, что железное ядро планеты – продукт её длительной эволюции, а изначально планета образовалась из однородной пыле-газовой смеси, литифицированными реликтами которой являются углистые хондриты. Образование железного ядра – это, в общем случае, погружение по векторам силы тяжести всей его массы в течение земной истории. Происходит работа силы тяжести с выделением тепловой энергии, достаточной, чтобы к концу архея Земля расплавилась до состояния звезды-коричневого-карлика. Но происходят периодические сбросы тепловой энергии и это тектонические процессы. Энергия лунных приливов и радиоактивного распада в сравнении с этим несущественны. Цикличность тектонических процессов становится ключом к исследованию устройства и работы тепловой машины Земля. Такой подход естественным образом приводит к соображениям о термодинамике машины, действующей непрерывно по циклу Карно. Это выводит на решение задач, которые средствами одной только геологии не решаются, но напротив, задают новые направления для дальнейших решений собственно геологических задач, в сравнении с этим, более частного порядка.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АРКТИКИ**О.В. Петров, А.Ф. Морозов, С.П. Шокальский,
Ю.Г. Леонов, Г.Э. Грикуров, И.И. Поспелов**

Тектоническая карта Арктики составляется геологическими службами приарктических государств в рамках международного проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики м-ба 1:5000000». Участниками этого проекта к настоящему времени уже созданы геологическая карта (координатор – Канадская геологическая служба) и карты потенциальных полей (координатор – геологическая служба Норвегии), что позволило приступить к составлению международной тектонической карты Арктики. В этой работе, в которой принимают участие специалисты Российской академии наук и ведущие геологи зарубежных стран, затрагиваются вопросы тектонической картографии акваторий, увязки тектонических карт суши, шельфа и глубоководных районов Арктики, в связи с чем этот доклад представляется на данное тектоническое совещание.

Тектоническая карта составляется при активной поддержке Комиссии ЮНЕСКО по геологической карте мира (CGMW). В её составе находится Подкомиссия по тектоническим картам, которой в течение долгого времени руководил Виктор Ефимович Хаин. В последние два десятилетия главный интерес Виктора Ефимовича был связан с тектоникой, магматизмом арктических морей и проблемой эволюции всего Арктического бассейна. Вместе с Никитой Алексеевичем Богдановым им были составлены «Тектоническая карта севера Русской плиты и Баренцева моря (масштаб 1:2 500 000)», «Тектоническая карта севера Сибирской платформы, Карского моря и моря Лаптевых (масштаб 1:2 500 000)» и др., которые стали началом огромной работы по тектонической картографии Арктики. Виктор Ефимович всегда считал, что тектонические карты мелкого масштаба являются синтезом и наиболее наглядным представлением всей

накопленной к данному моменту геологической информации. Обобщение всех современных геологических данных является важнейшей задачей и новой Международной Тектонической карты Арктики масштаба 1:5000000.

В ходе нескольких рабочих встреч, в которых помимо специалистов из геологических служб приарктических стран приняли участие также представители Германии, Великобритании и КГКМ, были обсуждены основополагающие принципы разработки легенды к карте и сформирована рабочая группа по её составлению. Вслед за этим российскими членами рабочей группы подготовлен проект легенды, который в настоящее время проходит обсуждение среди российских и зарубежных участников проекта.

Замечания, поступающие от иностранных партнеров по рабочей группе, во многих случаях представляются нам спорными. В частности, канадские коллеги считают не обязательным показ на карте типов земной коры в качестве одной из главных тектонических характеристик циркумполярной области. Мы не согласны также с акцентом на сугубо структурной информации как основной в содержании карты, с отсылкой по всем другим вопросам к геологической карте. Возражения вызывают и некоторые предлагаемые зарубежными коллегами подходы к отражению на карте возраста тектонических событий и сформированных ими структур, разломов и других тектонических элементов.

С нашей точки зрения, причиной имеющихся расхождений во мнениях является то обстоятельство, что аргументы представителей зарубежных геологических служб основываются в первую очередь на имеющемся у них опыте геологического картирования суши. При этом недостаточно учитывается специфика Арктического региона, центральная часть

которого занята глубоководным бассейном со сложной и пока во многом неясной геодинамической историей, а по периферии широко распространены окраинные осадочные бассейны, обязанные своим происхождением мощной и разнообразной деструкции континентальной коры.

В отличие от Циркум-Арктической суши, тектоническая структура которой определяется мозаикой блоков зрелой континентальной коры с возрастами консолидации, уверенно диагностируемыми в диапазоне от глубокого докембрия до кайнозоя, в пределах обширной арктической акватории неизменная континентальная кора имеет ограниченное развитие. Здесь она почти повсеместно в различной степени затронута сравнительно молодыми деструктивными процессами, кульминацией которых явился локальный раздвиг сильно растянутых и утоненных континентальных блоков с возникновением между ними участков с корой океанического типа. Выделение на основании имеющихся геофизических и морфологических данных трех главных типов консолидированной коры – зрелой континентальной (сохранившей свою целостность), растянутой и утоненной (подвергшейся рифтогенной деструкции) и новообразованной океанической в дальнейшем должно быть дополнено информацией о возрасте и мощности вышележащего осадочного слоя и для значительной площади Арктического бассейна, которая послужит главной характеристикой его тектонической структуры и основанием для реконструкции его геодинамической эволюции.

Отсюда следует, что типы коры должны обязательно быть отражены на тектонической карте Арктики. Поскольку на основной карте цветовая раскраска и крапы используются для обозначения возраста и литологического состава картируемых подразделений, на ней могут быть показаны только границы распространения различных типов коры, тогда как сами типы коры могут быть

представлены в цветах на отдельной дополнительной карте-врезке.

Степень геодинамической выразительности выделяемых на карте элементов тектонической структуры зависит также и от принадлежности к тому или иному типу коры. Тектоническая история структур зрелой континентальной коры, подстилающей большую часть Циркум-Арктической суши и острова Арктического шельфа, будет отражена в цветовой гамме, применяемой в соответствии с канонами тектонической картографии для раскраски комплексов орогенных поясов и фундаментов кратонов на основании возраста тектонических событий, приводящих к консолидации коры (главной фазы деформаций, метаморфизма и магматизма). В легенде к карте эти события будут увязаны с поворотными моментами в тектонической истории Земли, маркированными сборкой и распадом суперконтинентов, что подчеркнет связи между возникновением отображаемых на карте структур и глобальными геодинамическими перестройками.

Недеформированная или слабо дислоцированная осадочная оболочка областей с континентальной корой классифицируется проектом легенды как чехлы осадочных бассейнов. Предусматривается показ их на карте с помощью цветовой гаммы, отражающей время начала осадконакопления вне зависимости от его геодинамической обстановки. Изопахитами и градационными оттенками выбранных цветов отображается суммарная мощность всего осадочного разреза, а цветными контурами – границы распространения погребенных комплексов чехла.

Таким образом, непосредственно в раскраске карты не планируется отразить различия между чехлами древних платформ, накапливавшимися в стабилизированных областях зрелой континентальной коры, и осадочным выполнением бассейнов на растянутой и утоненной континентальной коре (области термоизостатического погружения, рифтовые пассивные окраины,

глубоководные котловины задуговых морей и другие седиментогенные структуры, еще не закончившие свое развитие). Поэтому легенда предлагает специальные символы для обозначения разнообразных геодинамических условий, в которых происходило формирование бассейнов, а также допускает возможность составления мелкомасштабной карты-врезки, отображающей предполагаемую тектоническую природу континентального основания бассейнов в тех же категориях, которые используются для показа орогенных поясов и фундаментов кратонов.

В осадочных бассейнах на океанической коре цветом характеризуется возраст спредингового процесса, приведшего к ее возникновению. Шкала цветов выбирается в соответствии с рекомендациями КГКМ, уже апробированными в недавно изданных под эгидой КГКМ картах Атлантического и Индийского океанов. Осадочный чехол на океанском дне отображается только изолиниями мощности.

Наряду с геофизическими и морфоструктурными данными, составляющими основу тектонического районирования глубоководной акватории Арктического бассейна, большое значение придается новейшим результатам донного геологического опробования. Эти результаты подтверждают, с нашей точки зрения, широкое развитие в Американо-Северной части Северного Ледовитого океана в

различной степени преобразованной континентальной коры, консолидация которой происходила в широком возрастном диапазоне от архея до каледонского или даже более позднего этапа.

Однако многие зарубежные и некоторые отечественные коллеги придерживаются мнения о преобладающей роли в этой области относительно молодых (позднемезозойских и кайнозойских) структур океанического происхождения, а некоторые модели даже допускают вероятность наличия здесь реликтовой древней (тихоокеанской) коры. Поэтому главной проблемой при составлении *международной* карты остается на сегодняшний день выработка взаимоприемлемой концепции геодинамической эволюции Американо-Северного бассейна. Этому должно способствовать согласованное использование в максимально возможной степени всех новейших геолого-геофизических материалов, полученных приарктическими странами в ходе интенсивных исследований по национальным программам обоснования расширенного континентального шельфа в Арктике. Тектоническая карта Арктики является важнейшим международным документом, отражающим согласованную позицию геологов различных стран по стратегическим вопросам интерпретации природы и геодинамической истории глубоководных структур Арктики.

Научное издание

Современное состояние наук о Земле.

Материалы международной конференции, посвящённой памяти Виктора Ефимовича Хаина,
г.Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет Московского
Государственного Университета имени М.В. Ломоносова, 2011. – 2294 с.

Компьютерная вёрстка:

Веселовский Р.В.

Селезенева Н.Н.

Рудакова А.В.

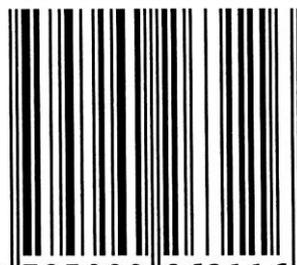
Промыслова М.Ю.

Корнейко А.А.

Электронный аналог печатного издания

Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова
119991, Москва, Ленинские горы

ISBN 978-5-9902631-1-6



9 785990 263116