

**Том 20, номер 5**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Сентябрь-Октябрь 2001**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

**ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР**  
**МОИСЕЕНКО В.Г.**



<http://www.itig.khv.ru/POG>

## СОДЕРЖАНИЕ

### Геофизика

- В.В. Аргентов, В.В. Жигулев, О.А. Мельников, В.Н. Патрикеев.* Опыт применения малоглубинной сейсмоки для выяснения строения Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана ..... 3
- В. И. Исаев, В. Ю. Косыгин, В. В. Соколова.* Прогноз нефтегазоносности Нышско-Тымского прогиба Сахалина по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования ..... 12
- Л.А. Маслов, В.Е. Кузнецов, О.С. Комова.* Поле напряжений литосферы в районе профиля Облучье – мыс Датта (Приамурье)..... 25

### Седиментология и стратиграфия

- Ф.Р. Лихт.* Условия концентрации тонкого золота в приконтинентальных морских отложениях (о седиментационной модели месторождений черносланцевого типа)..... 31
- А.Г. Клец, И.В. Будников, Р.В. Кутыгин, В.С. Гриненко.* Событийные уровни в среднем карбоне – ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема ..... 45
- И.Д. Полякова, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио, Е.А. Предтеченская.* Классификация разрезов и детальное картирование доманикитов ..... 58
- А.В. Кудымов.* Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления ..... 72
- П.Я. Тищенко, А.И. Свининников, Г.Ю. Павлова, Т.И. Волкова, Е.М. Ильина.* Образование доломита в Японском море ..... 84

### Петрология и геохимия

- А.А. Степашко.* Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока ..... 93
- Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова, В.Т. Съедин, М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев.* Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей..... 118
- Л.Ф. Мишин, Н.В. Бердников.* Природа высокоглиноземистых вторичных кварцитов по данным термобарогеохимии и изотопного анализа кислорода и водорода ..... 123
- С.С. Зимин.* Роль соединений бора в формировании месторождений олова касситерит-силикатной формации (на примере Комсомольского рудного района) ..... 140

### Юбилей

- А.И. Ханчук* (к 50-летию со дня рождения) ..... 151
- В.И.Сухов* (к 70-летию со дня рождения) ..... 153

## CONTENTS

### Geophysics

- V.V. Argentov, V.V. Zhigulyev, O.A. Melnikov, V.N. Patrikeyev.* The experience in application of small-depth seismic investigations for revealing of structure of the Yuzhny-Sakhalin gas-water-mud volcano ..... 3
- V.I. Isaev, V.Yu. Kosygin, V.V. Sokolova.* Prediction of oil-and- gas presence for the objects of exploration works in sedimentary basins of the Sakhalin Island from the results of geodensity and paleotemperature modeling ..... 12
- L. A. Maslov, V. E. Kuznetsov, O. S. Komova.* Stress field due to crustal density inhomogeneities in the area of profile Obluchie - Datta Cape (Primurye), relation to deep structure and geophysical fields ..... 25

### Sedimentology and Stratigraphy

- F.P. Likht.* Conditions for thin gold concentration in near-continental marine sedimentation (on sedimentation model for black shale-type deposits) ..... 31
- A.G. Klets, I.V. Budnikov, R.V. Kutugin, V.S. Grinenko.* Middle Carbo-Early Permian event levels in Verkhoyaniye and regional stratigraphic scheme ..... 45
- I.D. Polyakova, L.A. Krol, G.N. Perozio, Ye.A. Predtechenskaya.* Classification of sections and detailed mapping of domanikites ..... 58
- A.V. Kudymov.* Early Cretaceous turbidites of the Northern Sikhote-Alin: structure, composition and sedimentation environments ..... 72
- P. Ya. Tishchenko, A.I. Svininnikov, G.Yu. Pavlova, T.I. Volkova, Ye.M. Il'ina.* Dolomite formation in the Sea of Japan ..... 84

### Petrography and Geochemistry

- A.A. Stepashko.* Mantle lateral heterogeneity in South East Russia in the context of the Asian margin Mesozoic evolution ..... 93
- E.P. Lelikov, T.A. Emel'yanova, V.T. S'edin, M.M. Arakelyants, V.A. Lebedev.* New radioisotopic dating for volcanites from the Sea of Japan and Sea of Okhotsk ..... 118
- L.F. Mishin, N.V. Berdnikov.* Nature of high-alumina secondary quartzite by data of thermobarogeochemistry and isotopic analysis of oxygen and hydrogen ..... 123
- S.S. Zimin.* Role of the boron compounds in the formation of tin deposits of a cassiterite-silicate formation (on the example of the Komsomolsk ore district) ..... 140

### Anniversaries

- A.I. Khanchuk* (to the 50-th birth anniversary) ..... 151
- V.I. Sukhov* (to the 70-th birth anniversary) ..... 153

## ГЕОФИЗИКА

550.834(571.64)

### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМИКИ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГАЗОВОДОГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

**В.В. Аргентов, В.В. Жигулев, О.А. Мельников, В.Н. Патрикеев**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Рассматриваются материалы малоглубинных сейсмических исследований центральной прикратерно-грифонной части Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. По скоростям продольных волн выделено три слоя: нижний высокоскоростной отвечает фундаменту вулкана, среднескоростной – ранним диагенезированным продуктам деятельности вулкана, низкоскоростной – слабо диагенезированным продуктам недавних извержений или газоводонасыщенной глинистой массе, заполняющей промежуточную камеру и подводящие каналы в фундаменте вулкана. Промежуточная камера мощностью до 7 м располагается на границе между фундаментом и перекрывающим его покровом под наиболее активной группой высоких (до 0.5 м) грифонов. Приуроченность максимального количества накопленных продуктов деятельности вулкана к привершинной части холма с грифонами свидетельствует об устойчиво фиксированном положении основного подводящего канала вулкана с момента его возникновения. Полученные материалы позволяют рекомендовать малоглубинную сейсмику для исследования других грязевых вулканов Сахалина.

**Ключевые слова:** малоглубинная сейсмика, сейсмогеологический разрез, Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан.

#### ВВЕДЕНИЕ

Периодически бурно извергающийся Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан, расположенный к северо-западу от областного центра, в 500 м севернее железной дороги Южно-Сахалинск – Холмск, представляет не только сугубо научный (редкое природное явление), но и практический интерес: прямой признак высокой перспективности окружающей вулкан территории на нефть и газ, возможность использования продуктов деятельности вулкана – газа, воды, сопочной брекчии и т. д. – в различных народнохозяйственных целях, в частности, в бальнеологических. В связи с этим вулкан заслуживает самого разностороннего изучения. Имеющиеся сведения о вулкане [1–3, 6–13] ограничиваются данными об окружающем его рельефе, общем геологическом строении и сравнительно отрывочном, эпизодическом характере деятельности в последние 100–150 лет. Отсутствуют какие-либо данные о времени возникновения вулкана, о количестве, составе и строении всего извергнутого вулканом материала с момента его зарождения. Восполнением этого пробела в какой-то мере и являются проведенные в 1998–1999 гг. на Южно-Сахалинском газоводогрязевом вулкане малоглубинные сейсмические исследования методом преломленных волн.

#### АППАРАТУРА, УСЛОВИЯ НАБЛЮДЕНИЯ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Возбуждение сейсмических волн производилось с помощью ударного инструмента, снабженного системой синхронизации отметки момента удара и синхронного запуска сейсмической станции, с энергией воздействия на грунт в момент удара порядка 350 Дж. Прием сейсмических волн осуществлялся электродинамическими вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками (СВ-30, СГ-20). Для регистрации использовалась 12-ти канальная портативная цифровая сейсмическая станция «Талгар-6», позволяющая производить накопление сейсмической информации.

Работы проводились при следующих параметрах наблюдений: расстояние между пунктами возбуждения – 22 м, максимальная длина годографа – 66 м, удаление линии профиля от пунктов бокового возбуждения 22 и 44 м, частотный диапазон регистрируемого сигнала 16–250 Гц, количество накоплений на каждом пункте возбуждения от 2 до 30.

Наблюдения выполнялись по системе встречных и нагоняющих годографов. На каждой расстановке сейсмоприемников возбуждение упругих колебаний велось как вдоль линии наблюдений, так и на разных удалениях с обеих сторон от нее. Такая систе-



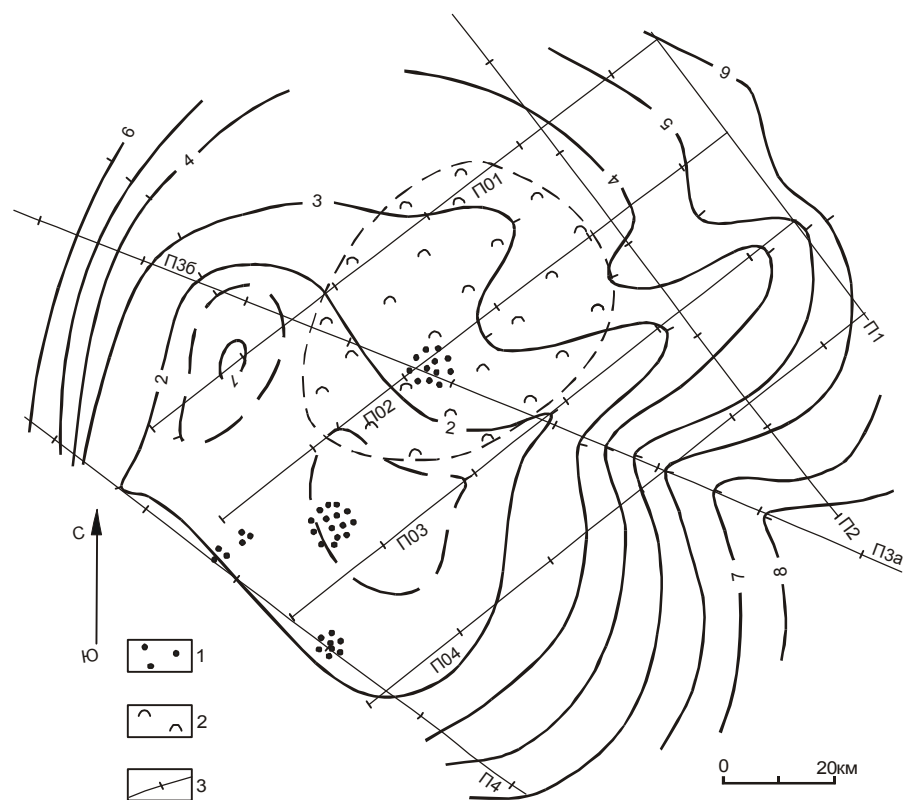
ма наблюдений позволила провести сейсмическое просвечивание тел с аномальными скоростями сейсмических волн с разных направлений и оконтурить их.

Построение скоростных разрезов производилось с использованием пакета специализированных программ SEIS-83 методом лучевого трассирования [14].

Во время полевых работ в привершинной части пологого безлесного холма, покрытого разновозрастными грязевыми полями с несколькими различными группами активно действующих (газирующих пузырями и изливающих на поверхность воду и жидкую грязь) и «потухших» грифонов, была составлена схематическая карта рельефа в изогипсах через 0,5–1 м в масштабе 1 : 1000, разбита и отработана система из 8 пересекающихся профилей (рис. 1): четыре строго параллельных профиля (П01, П02, П03 и П04) северо-восточного простирания и одинаковой длины в 110 м и четыре профиля (П1, П2, П3а и П3б и П4), пересекающих первые, разной длины и ориентировки, с общим усредненным направлением СЗ-ЮВ. Из этих четырех последних профилей наиболее протяженным является составленный из двух продолжающих друг друга частей профиль П3а и П3б суммарной длиной в 240 м, ориентированный строго в СЗ-ЮВ направлении. Остальные три профиля одинаковой длины в 110 м ориентированы в ССЗ-ЮЮВ направлении.

Выбор системы профилей определялся не только последующей жесткой увязкой при интерпретации, но и чисто местными условиями, в частности, рельефом, конфигурацией грязевых полей, особенно самого последнего из них по возрасту, и местоположением грифонов.

Отвечающий вулкану безлесный холм в своей привершинной части состоит из двух пологоовальных возвышений высотой 1,5–2 м, разделенных седловиной. Седловина и разделяемые ею два отрога, идущие от возвышений, постепенно понижаются, протягиваются в восток-северо-восточном направлении. Здесь и располагается округлое, слегка вытянутое вдоль ограничивающих его отрогов, свежее грязевое поле, диаметром около 50 м, обязанное своим происхождением последнему бурному извержению Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана в 1996 г. [5]. Вблизи юго-западного края свежего поля располагается группа наиболее высоких (до 0,5 м) и наиболее активногазирующих и изливающих грязь грифонов, а в центре поля – слегка приподнятый бугор, отвечающий предположительно группе «потухших» грифонов. Несколько групп активно действующих грифонов,газирующих и изливающих мутную воду, располагается западнее и юго-западнее южного пологого возвышения. С учетом вышеперечисленных особенностей четыре строго параллельных между собой профиля ориентированы по простиранию седловины, вдоль свежего грязевого поля через груп-



**Рис. 1.** Карта рельефа и особенностей привершинной части Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана с системой сейсмических профилей.

1 – грифоны; 2 – грязевое поле последнего активного извержения вулкана; 3 – линии сейсмических профилей.

пу наиболее высоких и активных грифонов. Остальные четыре профиля идут поперек этих элементов рельефа, а наиболее длинный из профилей проходит через ту же группу наиболее высоких и активных грифонов.

#### СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Полученные по отработанным профилям данные о скоростях прохождения продольных волн в слагающих Южно-Сахалинский газоводогрязевой вулкан горных породах характеризуют разрез глубиной до 20–25 м (рис. 2, 3). Несмотря на достаточно широкий и весьма изменчивый разброс значений скоростей, они при общем росте с глубиной образуют три достаточно отчетливо обособленных интервала: низкоскоростной, со значениями скоростей 0,3–0,75 км/с, среднескоростной – 1,2–1,6 км/с и высокоскоростной – 1,7–2,05 км/с. Эти интервалы характеризуют три слоя.

Наиболее четко обособленным и однородным, практически на всех отработанных профилях, является высокоскоростной слой, начинающийся с глубины 5 м и более. Исключение составляет лишь профиль П1 (рис. 3) по восточной окраине изученного участка, где на пикетах 50–60 м внутри высокоскоростного слоя на глубине 10–15 м, в 5 м от его кровли, обособляется небольших размеров (шириной 10 м), уходящий на неизвестную глубину низкоскоростной ( $V = 0,7$  км/с) объект с неясными границами.

Кровля высокоскоростного слоя на большинстве профилей сравнительно ровная, полого волнистая, с субширотно ориентированной ложбиной в середине участка, ограниченной с северо-востока и юго-запада относительно приподнятыми участками (рис. 4). Ось этой ложбины понижается в запад-северо-западном направлении и наибольшей своей глубины в 22 м достигает на пикете 20 профиля П01, под наиболее высокой частью пологого северного возвышения в привершинной части холма вулкана. К осевой части этой ложбины приурочена и группа наиболее высоких и активных грифонов.

Наиболее сложное и контрастное строение имеет поверхность высокоскоростного слоя на юго-восточном склоне холма вулкана, вдоль профиля П04. Здесь в кровле высокоскоростного слоя отмечаются два волнообразных поднятия (рис. 4).

Гораздо изменчивее, по сравнению с высокоскоростным, ведет себя среднескоростной слой. Этот слой, достигающий средней мощности в 10 м, то резко увеличивается по мощности в 1,5 и более раз (профили П04, П2, П4), то уменьшается до 1–2 м (профиль П02), то полностью выклинивается (профили П03, П04, П3а и П3б), то расщепляется на выклинивающиеся ветви (П01, П03, П1, П2).

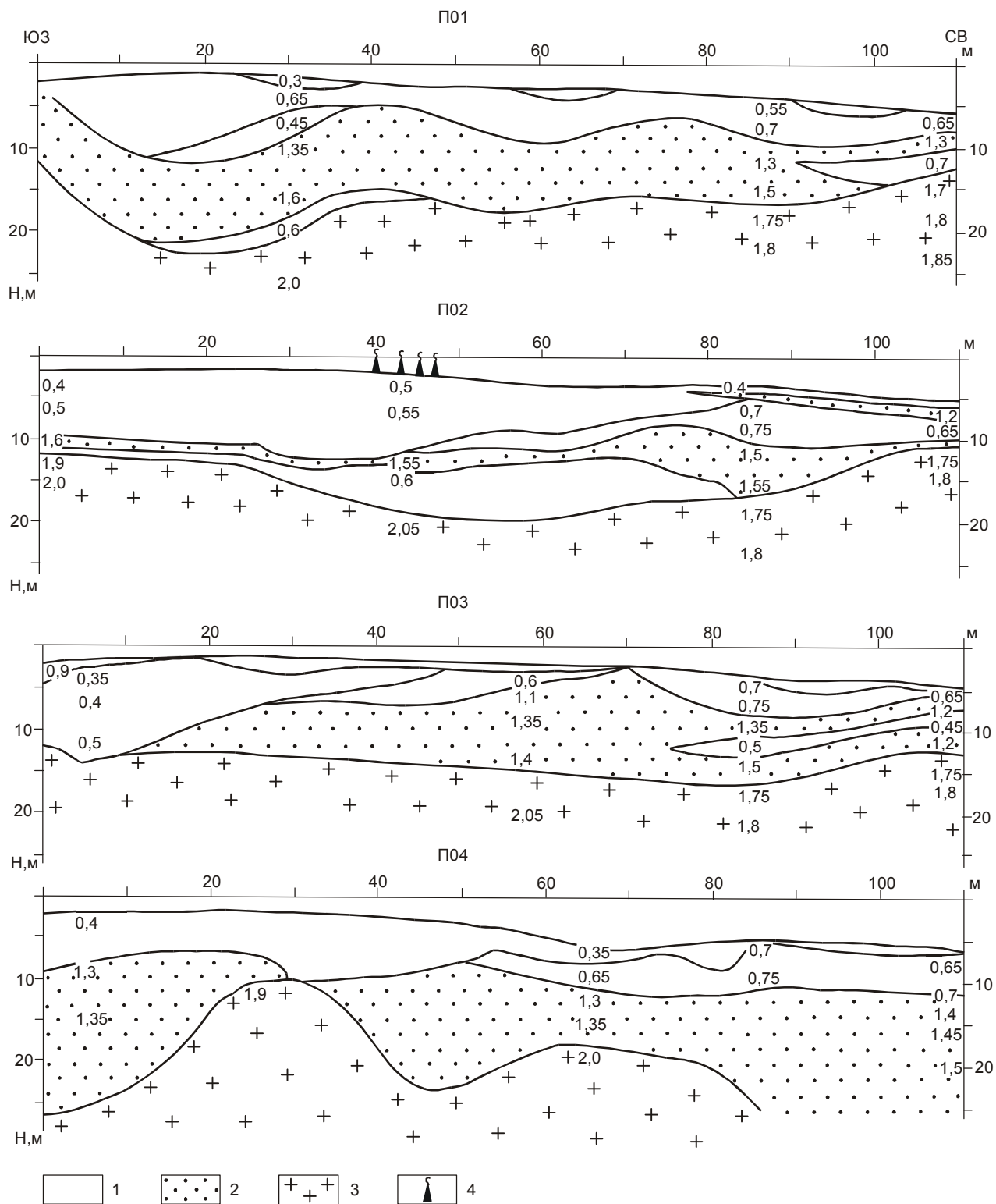
Места явного и резкого утолщения среднескоростного слоя, отмечаемые на обоих концах профилей П2, П4, П04 и на юго-восточном конце профиля П1, соответствуют склоновым участкам холма-вулкана. Места резкого уменьшения мощности среднескоростного слоя (профили П03, П04, П3а и П3б, П4) отвечают достаточно широкой полосе, пересекающей холм-вулкан в северо-восточном направлении с охватом территории большинства групп грифонов и свежего грязевого поля.

Наибольшей сложностью в распределении скоростей характеризуется низкоскоростная толща, образующая сплошной сложный приповерхностный «покров» (отмечающийся практически на всех профилях без исключения), но зачастую вклинивающаяся в виде различных линзовидных прослоев внутрь или в основание среднескоростного слоя (профили П01, П02, П1, П2, П3а и П3б), а в одном случае (профиль П1) – даже внутрь высокоскоростного слоя. Наибольшей мощности (до 10–12 м) низкоскоростной покров достигает в наиболее высокой привершинной части холма-вулкана, непосредственно на обеих овально-пологих возвышенностях (пикет 20 на профиле П03) в юго-западной части рассматриваемого участка и вблизи всех групп действующих грифонов, особенно под группой наиболее высоких грифонов (пикеты 30–50 на профиле П02 и 120–140 – на профиле П3б).

Расщепление среднескоростного слоя линзовидными низкоскоростными прослоями свойственно восточной окраинной части рассматриваемого участка (пикеты 90–110 на профиле П03, 70–90 – на профиле П2 и практически вдоль всего профиля П1). Низкоскоростная линза в основании среднескоростного слоя, лежащая непосредственно на высокоскоростном слое, заметно вытянута вдоль профиля П02 (пикеты 30–80), как раз под самым последним, 1996 года, грязевым полем, достигает максимальной мощности в 10 м прямо под группой самых высоких грифонов (пикеты 120–130 на профиле П3б и 40–70 – на профиле П02).

Упомянутый выше низкоскоростной объект внутри высокоскоростного слоя отмечен лишь в одном месте (пикеты 50–60 на профиле П1) на дальнем восточном краю изучаемого участка, на продолжении зоны с грифонами.

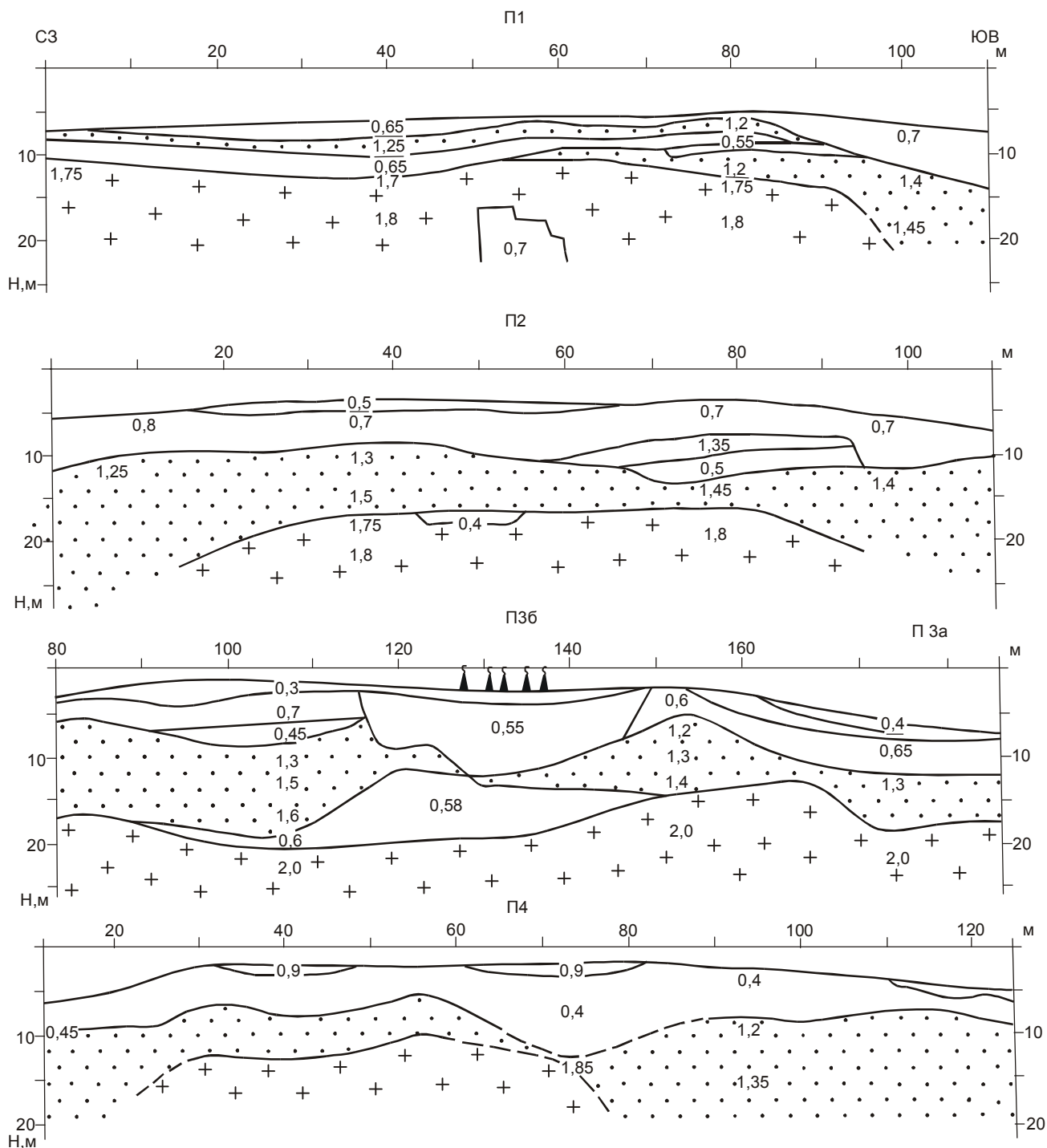
Наиболее вероятная геологическая интерпретация полученных малоглубинной сейсмикой данных состоит в следующем. Расположенный в основании всех отработанных профилей высокоскоростной слой (своего рода основание или фундамент Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана) отвечает кровле алевролитово-аргиллитовой позднемеловой (быковская свита) формации [4], вскрываемой в обнажениях в руслах рек Алат и Пуа, севернее и юж-



**Рис. 2.** Сейсмогеологические разрезы вдоль профилей П01, П02, П03, П04 в привершинной части Южно-Сахалинского газодогрязевового вулкана.

1 – низкоскоростная толща, сложенная слабо диагенезированными продуктами недавних извержений; 2 – среднескоростная толща, сложенная более диагенезированными продуктами ранних извержений; 3 – высокоскоростная толща, предположительно отвечающая кровле алевролитов-аргиллитов (быковская свита) формации позднемелового возраста; 4 – грифы.

Цифры на разрезах – скорости продольных волн в км/с.

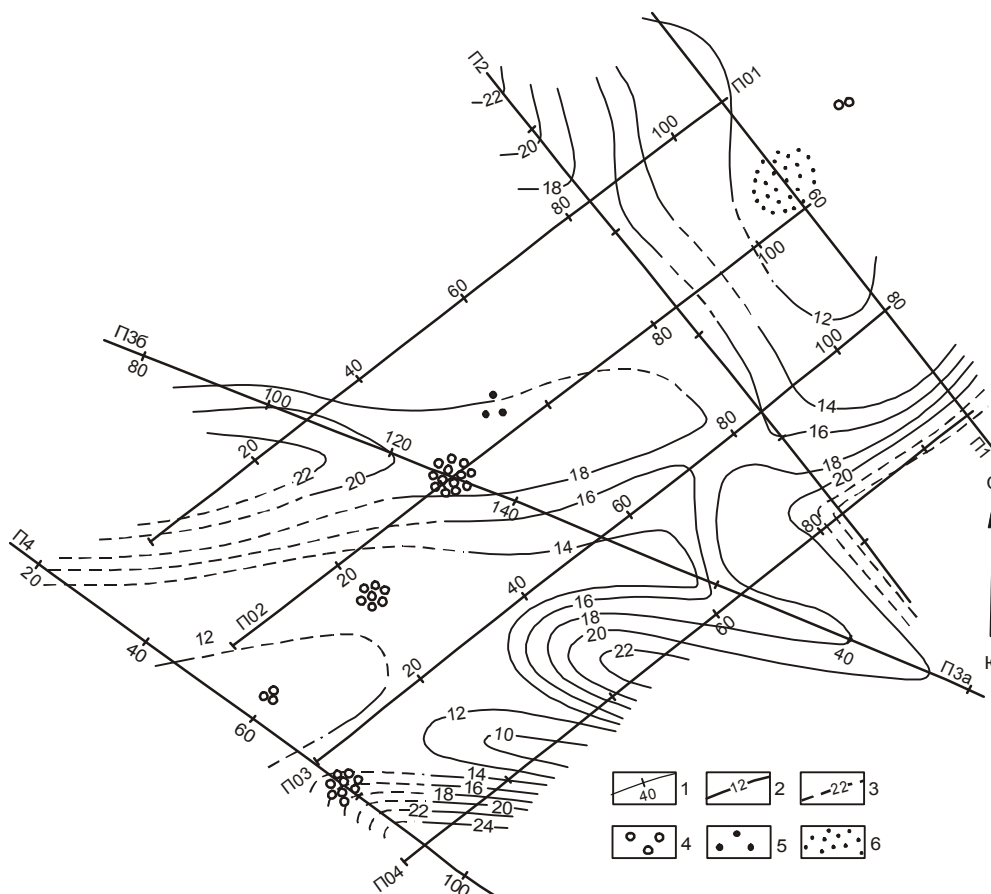


**Рис. 3.** Сейсмогеологические разрезы вдоль профилей П1, П2, П3а+36 и П4 в привершинной части Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

нее вулкана. Очень узкий диапазон разброса скоростей волн (1,75–2,05 км/с), постоянство и выдержанность их в высокоскоростном слое вдоль всех обработанных профилей подтверждают однообразие и монотонность вещественного состава этого слоя –

тонкослоистое переслаивание алевролитов и аргиллитов, слагающих предполагаемую алевролито-аргиллитовую меловую формацию.

Пологоволнистый характер поверхности высокоскоростного слоя на большинстве профилей



**Рис. 4.** Карта рельефа "фундамента" – кровли алевролитно-аргиллитовой (быковская свита) формации – Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана.

1 – линии сейсмических профилей с пикетами в метрах; 2–3 – стратизогифсы кровли «фундамента» вулкана: 2 – уверенно определяемые, 3 – предполагаемые; 4–5 – грифоны: 4 – действующие, 5 – "потухшие"; 6 – местоположение предполагаемого, не вышедшего на поверхность подводящего канала.

указывает на сравнительно высокую выровненность эрозионного рельефа алевролитно-аргиллитовой формации, предшествующего последующему осадконакоплению продуктов деятельности Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. Осложняющая этот рельеф субширотная ложбина, погружающаяся на запад, возможно, отвечает древней погребенной речной долине одного из притоков расположенной западнее р. Алат. Долина эта в настоящее время оказалась перекрытой более поздними продуктами осадконакопления, прежде всего продуктами деятельности Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана.

Резко расчлененный рельеф поверхности высокоскоростного слоя вдоль юго-восточного края изученного участка, вдоль профиля П04, может быть связан с высокой расчлененностью древнего погребенного эрозионного рельефа – западными склонами долины ручья, которую наследует в настоящее время текущий на юго-восток ручей – левый приток р. Путы, или текущий на север ручей – правый приток р. Алат. Усложнение этого древнего погребенного рельефа может быть связано с проходящим где-то поблизости выходом сместителя Тымь-Поронайского взбросо-надвига, активно проявляющегося в подвижках и землетрясениях. С активностью Тымь-Поронайского взбросо-надвига многие исследова-

тели связывают местоположение и деятельность самого Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана [2, 7, 8, 11, 13].

Залегаящий на высокоскоростном слое среднескоростной слой, судя по сложности его общего строения и ограничивающих поверхностей, изменчивому характеру мощностей и гораздо более широкому разбросу значений скоростей (1,2–1,6 км/с), представляет собой, вероятно, диагенетически в разной степени уплотненные продукты ранней деятельности Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. На постепенно нарастающий с глубиной диагенез этих продуктов и переход их в относительно однородный слой указывают закономерно, без инверсий, возрастающая с глубиной скорость волн и одинаковый характер изменения значений скоростей вдоль профилей.

Четко выраженное увеличение мощностей среднескоростного слоя на концах большинства профилей, то есть на склонах холма-вулкана, и уменьшение их вплоть до полного выклинивания слоя в направлении к привершинной части холма-вулкана лучше всего объясняются постоянной приуроченностью основного подводящего канала вулкана к вершине холма и растеканием извергаемого вулканом материала с вершины по склонам холма к его периферии или подножию. По всей видимости, этой пери-

ферии или подножию холма и соответствуют наибольшие мощности среднескоростного слоя и уменьшение их, вплоть до полного выклинивания в направлении к вершине холма, откуда сползал извергающийся вулканом материал. Наблюдаемое иногда по периферии холма расщепление и выклинивание отдельных ветвей среднескоростного слоя объясняется сложным характером наложения новых грязевых полей на более древние, различно диагенезированные на своей дальней периферии.

Влиянием нескольких разнородных факторов объясняется сложный характер строения низкоскоростного слоя. Сложное распределение скоростей волн в близповерхностном покрове низкоскоростного слоя обусловлено, по-видимому, наложением друг на друга разновозрастных грязевых потоков или полей, различным влиянием на их диагенез погодных условий, особенностей рельефа, растительного и почвенного покрова и т. д.

Вблизи грифонов на поведение скоростей в низкоскоростном слое наибольшее влияние оказывает поступающий снизу газ. Разуплотнением, а тем самым понижением скорости, хорошо объясняются повышенные мощности низкоскоростного слоя вдоль северо-восточно ориентированной зоны активно действующих грифонов и особенно вблизи группы наиболее высоких грифонов в привершинной части холма-вулкана.

Наибольший интерес представляет обнаруженная на глубине 12 м под действующими грифонами низкоскоростная линза мощностью до 10 м (ПК 115–150, на профиле ПЗ; ПК 30–80, на профиле П02). Она залегает между среднескоростным и высокоскоростным слоями и, судя по значениям скоростей продольных волн (0,4–0,6 км/с), представляет собой промежуточную камеру, сложенную рыхлыми газонасыщенными породами и образовавшуюся на пути подъема продуктов вулканической деятельности.

Обращает на себя внимание следующая закономерность: на тех участках активных газоводогрязевых проявлений, где эта промежуточная камера присутствует, располагающиеся над ней грифоны представляют собой конусообразные грязевые постройки высотой до 0,5 м. Выброс продуктов извержения здесь происходит эпизодически, небольшими порциями с интервалом в несколько минут, и каждая порция сопровождается всхлопыванием газовых пузырей. В тех случаях, когда промежуточная камера под грифонами отсутствует (например ПК 60–80 на профиле П4), выброс продуктов извержения происходит в виде постоянно изливающейся жидкой бурлящей массы из воронкообразных отверстий на поверхности земли без образования конусообразных сооружений. То есть прослеживается определенная закономерность между формой проявления вулкани-

ческой деятельности на поверхности земли и наличием в верхней части разреза промежуточной камеры. На основании этого предполагается, что образованию конусообразных грифоновых сооружений способствует располагающаяся под ними газонасыщенная камера, которая формирует периодичность излияний густой и вязкой фракции грязевого состава, необходимого для сооружения этих построек. По-видимому, механизм, формирующий цикличность излияний, аналогичен тому, который действует при извержении пароводяных гейзеров, где очередная порция термальной воды извергается при создании критического давления пара в подводящем канале. Соответственно в нашем случае выброс очередной порции грязевой массы из приповерхностного участка подводящего канала происходит при достижении критического давления газа в промежуточной камере.

Отсутствие грязевых построек на отдельных участках вулканических излияний вполне логично объясняется отсутствием здесь промежуточных камер, по крайней мере до глубины порядка 30 м (глубинность сейсмических исследований).

С постепенным истощением газа и воды в промежуточной камере и близповерхностной линзе связано проседание участка со свежим грязевым полем и наиболее высокими грифонами, наблюдаемое с 1997 г.

По всей видимости, промежуточная камера между высокоскоростным и низкоскоростным слоями не единственная. Она, очевидно, связана подводящими каналами с более глубокими промежуточными камерами – одной или несколькими, проявляющими себя во время бурных извержений Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана. Эти более глубокие промежуточные камеры должны быть более крупными, чем самая верхняя, судя по объему сопочной брекчии (грязи), выброшенной во время бурных извержений. Кроме этого, они, несомненно, должны быть связаны с подвижками по Тымь-Поронайскому взбросо-надвику, на котором «сидят» Южно-Сахалинский и Пугачевский газоводогрязевые вулканы Сахалина.

Низкоскоростной объект внутри высокоскоростного слоя, отмечаемый на одном лишь профиле П1, отвечает, по всей видимости, кровле слепого штокообразного подводящего канала, заполненного подвижной глинистой массой, насыщенной газом с водой, не выведенной по тем или иным причинам на поверхность, но, видимо, также связанной с расположенной на глубине промежуточной камерой, которая, в свою очередь, связана с Тымь-Поронайским взбросо-надвигом.

Суммированием мощностей среднескоростного и низкоскоростного слоев получаем значения общих мощностей всех выбросов Южно-Сахалинского

газоводогрязевого вулкана с момента своего возникновения (рис. 5).

Как видно из рис. 5, наибольшей мощности в 22 м суммарные выбросы деятельности вулкана достигают на северо-западном краю отработанного участка наиболее высокой части холма-вулкана северного овально-удлиненного возвышения, то есть на месте наиболее глубокой части субширотной ложбины в кровле высокоскоростного слоя или фундамента (рис. 4). Примерно таких же мощностей в 20–22 м суммарные выбросы вулкана достигают вдоль юго-восточного края или склона холма-вулкана, где они также выполняют прогибы в поверхности фундамента.

Сравнивая карту мощностей суммарных выбросов вулкана (рис. 5) с картой поверхности фундамента (рис. 4), нетрудно заметить их очень большое сходство. Наибольшие мощности суммарных выбросов соответствуют понижениям в поверхности фундамента, а наименьшие – разделяющим эти понижения возвышенностям, то есть выбросы в целом сглаживают неровности исходного рельефа фундамента. Приуроченность же наибольшей мощности суммарных выбросов к наиболее высокой части холма-вулкана указывает на достаточно стабильное положение основного подводящего канала вулкана, сформировавшегося к настоящему времени на месте прежнего понижения в фундаменте современный холм-

вулкан с наиболее активными грифонами в привершинной части холма.

## ВЫВОДЫ

Опыт применения малоглубинной сейсмологии для изучения строения Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана показал:

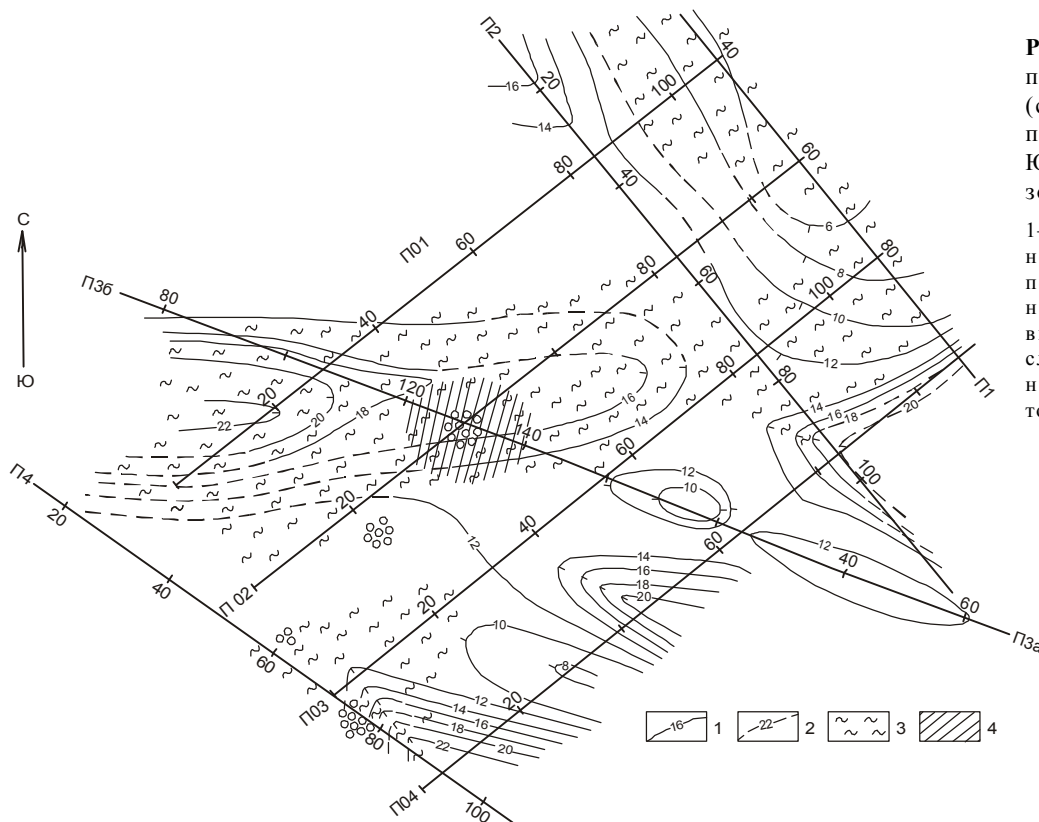
1. Достаточно высокую эффективность этого метода для расшифровки строения вулканической постройки газоводогрязевых вулканов, что позволило выделить в составе слагающих вулкан образований три существенно разных слоя (снизу вверх): высокоскоростного, со значениями  $V=1,7-2,05$  км/с; среднескоростного, с  $V=1,2-1,6$  км/с и низкоскоростного, с  $V=0,3-0,75$  км/с.

2. Высокую вероятность отождествления:

а) высокоскоростного слоя с основанием или фундаментом вулкана, отвечающим, вероятнее всего, алевролито-аргиллитовой меловой формации (быковская свита), монотонно однообразные породы которой слагают окружающие вулкан холмы;

б) среднескоростного слоя с прошедшими диагенез (дегазацию и уплотнение) продуктами ранней деятельности вулкана, выполняющими неровности исходного рельефа фундамента вулкана;

в) низкоскоростного слоя с недавними и современными, не прошедшими диагенез продуктами деятельности вулкана, покрывающими предыдущие ди-



**Рис. 5.** Карта мощностей предполагаемого «чехла» (суммарных выбросов) в привершинной части Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана.

1–2 – изопакеты: 1 – уверенно определяемые, 2 – предполагаемые; 3 – расположение низкоскоростных тел внутри среднескоростного слоя, 4 – местоположение низкоскоростной промежуточной камеры.



агенезированные образования, продолжающие выравнивание неровностей прежнего рельефа – с одной стороны, и с заполняющими промежуточные камеры и подводящие каналы высокоподвижной газоводосодержащей глинистой массой и подготавливаемой к извержению сопочной брекчий – с другой.

3. Современный Южно-Сахалинский газодогрязевой вулкан возник или зародился сравнительно недавно на относительно выровненной эрозионной поверхности фундамента, сложенного алевролит-аргиллитовой позднемеловой формацией. Поверхность рельефа фундамента заметно усложняется к периферии от центра вулкана, особенно в юго-восточном направлении. Покрывающие фундамент продукты деятельности вулкана явно нивелируют неровности его рельефа, сформировав на нем к настоящему времени пологий, почти геометрически правильный куполообразный холм. Приуроченность максимальных значений накопленных продуктов деятельности вулкана к привершинной части холма с грифонами свидетельствует об устойчиво фиксированном положении основного подводящего канала вулкана с момента его возникновения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горкун В.Н., Сырык И.М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине // Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 30–42.
2. Занюков В.В., Мельников О.А., Федорченко В.И. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 127–130.
3. Кратковский Л.Ф. Извержение грязевого вулкана на Сахалине // Сов. геология. 1960. № 2. С. 145–146.
4. Мельников О.А. Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Владивосток, 1988. 214 с.
5. Мельников О.А., Сабиров Р.Н. Новые данные о состоянии и былой активности Южно-Сахалинского газодогрязевого вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 37–46.
6. Сайто Ф. Грязевые вулканы близ железной дороги Тоехара-Маока на Южном Сахалине / Пер. с яп. З.И. Кургановой // Тигаку Дзаси. 1928. Т. 40, № 477. С. 1–5. (Фонды СахКНИИ ДВО РАН).
7. Сырык И.М. Грязевые вулканы Южного Сахалина – вероятные спутники нефтяных и газовых месторождений // Геология и геофизика. 1962. № 7. С. 66–75.
8. Сырык И.М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). М.: Наука, 1968. 247 с.
9. Сырык И.М. Грязевые вулканы // Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М., 1970. С. 355–368.
10. Смехов Е.М. Грязевые вулканы острова Сахалин // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. Южно-Сахалинск, 1947. Т. 79, вып. 4. С. 493–495.
11. Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1953. 321 с.
12. Чернышевская З.А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина // Сообщение СахКНИИ. 1958. Вып. 6. С. 118–130.
13. Шилов В.Н., Захарова М.А., Ильев А.Я., Подзоров А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // Тр. СахКНИИ. 1961. Вып. 10. С. 83–99.
14. Cerveny V., Psencik J. Program SEIS – 83: Numerical Modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method // Charl Univ. Praha, 1983. 105 p.

Поступила в редакцию 23 декабря 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*V.V. Argentov, V.V. Zhigulyev, O.A. Melnikov, V.N. Patrikeyev*

### **The experience in application of small-depth seismic investigations for revealing of structure of the Yuzhny-Sakhalin gas-water-mud volcano**

The paper deals with the materials of small-depth seismic investigations of the central near-crater gryphon part of the Yuzhny-Sakhalin gas-mud volcano. Three layers were distinguished from P-wave velocities. The lower high-velocity layer corresponds to the volcano basement, the mid-velocity layer corresponds to the early diagenesed products of the volcanic activity, the low-velocity layer corresponds to the weakly diagenesed products of recent eruptions or saturated with water and gas clay mass filling the intermediate chamber and the incurrent canals in the volcano basement. The intermediate chamber, about 7 m thick, is located at the boundary between the basement and the cover overlapping it beneath the most active group of high (about 0.5 m) gryphons. The confinement of maximum values of the products accumulated in the process of the volcano activity to the near-summit part of the hill with gryphons testifies to the steadily fixed position of the main volcano incurrent canal beginning from the moment of its relatively recent origination. The obtained data allow us to recommend small-depth seismic investigations to study other mud volcanoes of the Sakhalin Island.



**ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЫШСКО-ТЫМСКОГО ПРОГИБА  
САХАЛИНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОПЛОТНОСТНОГО И  
ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

***В. И. Исаев\**, *В. Ю. Косыгин\*\**, *В. В. Соколова\****

*\*Дальневосточный центр информатики и геологических исследований, г. Южно-Сахалинск*

*\*\*Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

Рассмотрены методика, экспериментальные данные и результаты геоплотностного, палеотектонического и палеотемпературного моделирования осадочных отложений Нышско-Тымского прогиба Сахалина. Прямые признаки степени катагенеза ОВ и условий формирования скоплений УВ - отражательная способность витринита и результаты опробований флюида глубоких скважин - приняты в качестве опорных (контрольных) данных. Построены схематические карты распределения локальных разуплотнений окобыкайских отложений и распределения максимальных палеотемператур, прогноза фазового состояния УВ в окобыкайских, дагинских и уйнинских отложениях. С учетом литологического и палеотемпературного факторов рекомендованы для поисковых работ локальные объекты в окобыкайских отложениях.

**Ключевые слова:** палеотемпературное математическое моделирование, технология прогноза нефтегазоносности, осадочные бассейны, Сахалин.

**ВВЕДЕНИЕ**

Для целенаправленной и обоснованной постановки поисковых работ в нефтегазоносном осадочном бассейне (НГБ), в том числе в пределах объектов вероятной аккумуляции углеводородов (УВ), необходимо знать условия формирования скоплений УВ в осадочных толщах. Среди этих условий тепловой режим недр является одним из главных, т. к. определяет катагенетическую преобразованность органического вещества (ОВ), а следовательно, и интенсивность генерации нефти и газа, фазовый состав залежей. Катагенез контролирует начало и протекание главной фазы нефтеобразования и глубинной фазы газообразования, а также сохранение и деструкцию нефтей [1 и др.].

Данные о степени катагенеза ОВ широко используются для изучения процессов генерации нефти и газа, для прогноза фазового состояния залежей и оценки прогнозных ресурсов УВ. В настоящее время интенсивно ведется изучение степени катагенеза ОВ осадочных бассейнов Восточной Сибири [23, 24 и др.], в основном, по прямым признакам – отражательной способности витринита и данным пиролиза рассеянного ОВ.

Изучение палеотемпературного режима НГБ Сахалина осуществлялось на основе созданной в Дальинформгеоцентре автоматизированной технологии, включающей геоплотностное моделирование осадочного разреза, палеотектонические ре-

конструкции плотностных разрезов и палеотемпературное моделирование осадочной толщи на ЭВМ ЕС [9, 10, 12–14, 25].

Нужно отметить, что в публикациях по рассматриваемому вопросу ряд авторов [6, 15, 18] палеотектонические реконструкции и палеотемпературное моделирование объединяют в один метод и называют методом палеопрфилирования (методом палеотемпературных реконструкций, палеогеохимическим методом), основанном на учении о стадийности процессов нефтегазообразования [1].

Первые прогнозные оценки нефтегазоносности с использованием компьютерной технологии моделирования в геофизических полях были получены для Лунской [9], Набильской [10] впадин и Макаровского прогиба [11] – осадочных бассейнов о. Сахалин (рис. 1). В результате математического моделирования определены максимальные палеотемпературы и сделан прогноз фазового состояния УВ дагинских и борских отложений Лунской впадины, составлены карты локальных плотностных неоднородностей, максимальных палеотемператур и фазового состояния УВ дагинских, уйнинских и дайехуриинских отложений Набильской впадины. Для Макаровского прогиба, как основные факторы перспектив нефтегазоносности в зоне Центрально-Сахалинского разлома, определены палеотемпературы, локальные разуплотнения, материнские (УВ – производящие) породы. Для каждого НГБ оценена роль процессов

миграции флюида в формировании газонефтяных залежей. Перечисленные результаты в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами были призваны служить основой для определения первоочередных объектов поисковых работ на нефть и газ в названных НГБ.

Поскольку значительная часть НГБ Сахалина выходит за пределы суши, мы рассматривали и некоторые положения математического моделирования градиентных сред  $\delta(H)$  на шельфе и акваториях [16].

В настоящей статье приведены результаты геоплотностного моделирования и палеопрофилирования для очередного объекта исследований – Нышко-Тымского прогиба Сахалина (рис. 1). Отличительной особенностью исследований является их более детальный уровень и, как следствие, более детальный прогноз нефтегазоносности и более детальные рекомендации для последующих нефтегазописковых работ.

В подготовке фактического материала по району исследований и расчетах на ЭВМ принимали участие специалисты Дальинформгеоцентра Н.А. Волкова, Р.Ю. Гуленок, О.С. Исаева.

#### МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

*Геоплотностное моделирование* решает задачу выявления в пространстве стратиграфических комплексов локальных разуплотнений, отождествляемых с литофациальными зонами улучшенных коллекторских свойств, благоприятных для аккумуляции УВ. Кроме того, построенные в результате геоплотностного моделирования плотностные разрезы являются структурно-вещественной основой последующего палеопрофилирования.

Моделирование параметров  $V_1, V_2, V_3$  зависимости плотности от глубины

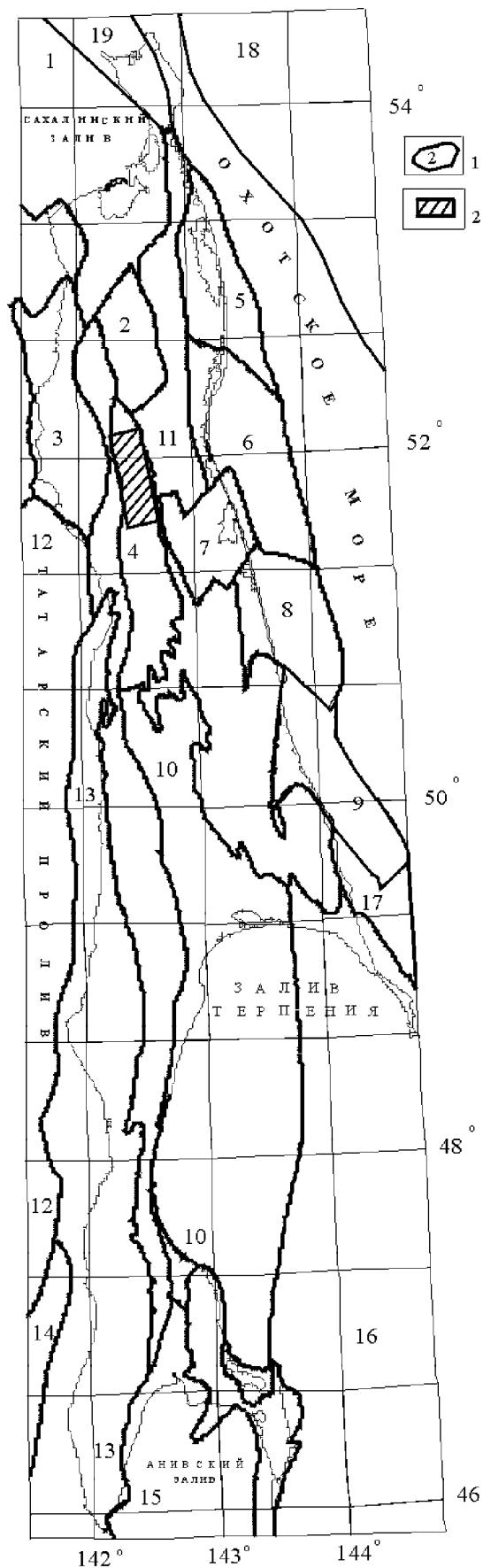
$$\delta(H) = V_1 - V_2 \cdot \exp(-V_3 \cdot H) \quad (1)$$

для аппроксимирующих тел осуществляется посредством решения обратной линейной задачи гравиметрии

**Рис. 1.** Обзорная карта размещения нефтегазоносных осадочных бассейнов Сахалина.

1 – нефтегазоносный осадочный бассейн и его номер на карте; 2 – контур района исследований.

Название нефтегазоносных осадочных бассейнов: 1 – Байкальская впадина; 2 – Валская впадина; 3 – Погибинский прогиб; 4 – Нышко-Тымский прогиб; 5 – Пильтунская впадина; 6 – Чайвинская впадина; 7 – Набильская впадина; 8 – Лунская впадина; 9 – Пограничный прогиб; 10 – Макаровский прогиб; 11 – Дагинское поднятие; 12 – прогиб Татарского пролива; 13 – Западно-Сахалинское поднятие; 14 – Монеронское поднятие; 15 – Анивский прогиб; 16 – прогиб залива Терпения; 17 – Тюлений прогиб; 18 – Восточно-Сахалинский прогиб; 19 – Шмидтовский прогиб.



$$\|Ax - b\|^2 + \alpha \|x - x_0\|^2 = \min, \quad (2)$$

$$x^{(н)} \leq x \leq x^{(в)}, \quad (3)$$

где  $A$  – матрица  $n \times 2m$  (определяется решением прямой задачи гравиметрии для аппроксимирующего тела);  $x$  –  $B_1, B_2, B_3$  для каждого аппроксимирующего тела;  $b$  – вектор наблюдений;  $\alpha$  – параметр регуляризации;  $m$  – количество аппроксимирующих тел;  $n$  – количество наблюдений гравитационного поля;  $x^{(н)}, x^{(в)}$  – нижнее и верхнее ограничения на неизвестные (на моделируемые параметры  $B_1, B_2, B_3$ ).

Решение прямой задачи для трапеции с плотностью, меняющейся согласно (1), и решение обратной задачи (2)–(3) для осадочных разрезов приведено в [25].

Для изучения детального распределения плотности окобыкайских отложений на участке Верхне-Нышского месторождения и Голубичной структуры (рис. 2) выполнялось объемное моделирование параметров  $\delta_0, k$  зависимости плотности от глубины

$$\delta(H) = \delta_0 + k \cdot H. \quad (4)$$

Решение прямой задачи для вертикальной четырехугольной призмы с произвольной ориентировкой оснований с плотностью, меняющейся согласно (4), и решение обратной задачи, аналогичной (2)–(3), для трехмерных объектов приведено в [7, 8].

**Палеотектонические реконструкции плотностных разрезов** решают задачу восстановления палеомощностей и глубин, на которых находились стратиграфические комплексы в разные моменты геологического времени.

В основу палеотектонических реконструкций положена модель компенсированного осадконакопления. Алгоритм реконструкций базируется на «методе выравнивания профилей» [19]. Исходной основой является плотностной разрез, полученный в результате геоплотностного моделирования. Для его перестроения на время ( $t$ ) накопления любой стратиграфической единицы, обособленной плотностными границами, используются зависимости  $\delta(H)$  и учитывается эффект уменьшения объема породы в результате уплотнения при погружении [21]. Рассчитывается также глубина дна бассейна осадконакопления на время начала накопления каждой стратиграфической единицы [17].

Вычислительная схема палеотектонических реконструкций для сквозной колонки плотностного разреза приведена в [10]. На заключительном этапе рассчитанные палеоплотностные колонки «монтируются» в палеоплотностные разрезы.

**Палеотемпературное моделирование осадочной толщи** решает задачу районирования стратиграфических толщ с точки зрения условий, благоприятных для генерации и сохранности УВ, и задачу оценки нефтегазоперспективности локальных объектов, в

том числе, и по степени преимущественной перспективности на нефть или газ.

Результатом палеотемпературного моделирования является распределение температур в осадочной толще в заданные моменты геологического времени.

Схема расчета палеотемператур для сквозной колонки температурного разреза состоит из двух этапов.

На первом этапе рассчитывается тепловой поток через поверхность подстилающего осадочную толщу основания. Рассматривается случай стационарного теплового потока из основания ( $q_1 = \text{const}$ ). Решением обратной задачи геотермии, которая сводится к решению системы линейных уравнений относительно  $q_1$ , оценивается  $q_1$

$$Aq_1 = B, \quad (5)$$

при условии выполнения ограничений

$$q_1^{(н)} \leq q_1 \leq q_1^{(в)}, \quad (6)$$

где  $A$  – линейный оператор, зависящий от теплофизических свойств и динамической структуры среды;  $B$  – температуры, наблюдаемые в осадочной толще (в скважине) с ошибкой  $\pm \epsilon$ , за вычетом температурного эффекта радиоактивных источников в осадочной толще;  $q_1^{(н)}, q_1^{(в)}$  – нижнее и верхнее предельные значения  $q_1$ .

Задача определения  $q_1$  формулируется

$$f(q_1) = \|Aq_1 - B\|^2 + \alpha \|q_1 - q_1^0\|^2 \leq \epsilon \quad (7)$$

на множестве точек (6).

Для решения задачи (6)–(7) задаются следующие экспериментальные данные:  $a_0$  – температуропроводность осадков;  $a_1$  – температуропроводность подстилающего основания;  $\lambda_0$  – теплопроводность осадков;  $\lambda_1$  – теплопроводность основания;  $A_0$  – удельная теплогенерация осадков за счет радиоактивного распада;  $Z_0$  – мощность осадочной толщи;  $v(z)$  – скорость осадконакопления, дифференцированная по стратиграфическим единицам (рассчитывается по палеомощностям);  $t$  – полное время осадконакопления;  $b$  – наблюдаемые температуры по стволу скважины;  $q_1^{(0)}$  – начальное приближение искомого параметра, обычно принимаемое как минимальное значение поверхностного теплового потока в районе исследований.

Определением  $q_1$  завершается первый этап схемы расчета. Попутно, на этапе решения обратной задачи, рассчитывается поверхностный тепловой поток  $q(t)$ .

На втором этапе, зная  $q_1$  – тепловой поток через основание, решается прямая задача геотермии – непосредственно рассчитываются палеотемпературы  $U(z, t)$  в заданной точке ( $z$ ) осадочной толщи в заданный момент геологического времени ( $t$ ). Причем,  $t$  – это время завершения формирования каждой

стратиграфической единицы ( $t = 0$  – начало формирования осадочной толщи),  $z$  – задается с нужной дискретностью по глубине ( $z = 0$  на поверхности подстилающего основания).

Решение прямой задачи геотермии, учитывающее основные факторы формирования теплового поля осадочных бассейнов (затраты энергии теплового потока из основания на прогрев холодного осадочного материала, частичное экранирование теплового потока из-за различия теплофизических свойств осадков и пород основания, радиогенная теплогенерация в накапливающихся осадках, различная скорость осадконакопления стратиграфических единиц), расчет поверхностного теплового потока – решение уравнения Вольтерра II рода и решение обратной задачи (6)–(7) приведено в [9]. Рассчитанные палеотемпературные колонки «монтируются» в палеотемпературные разрезы.

И, наконец, соответствующие (геологическое время  $t$ ) палеоплотностные разрезы совмещаются с палеотемпературными разрезами.

Наибольший интерес для характеристики температурных условий формирования каждой конкретной стратиграфической единицы представляет палеоразрез с максимальной прогреваемостью пород. Наложение этого разреза на современный разрез определяет положение основных зон нефте- и газобразования в современном разрезе.

Принята следующая катагенетическая зональность [15, 20]: (50–90 °C) – верхняя зона газобразования; (90–130 °C) – главная зона нефтеобразования; (130–190 °C) – нижняя зона газобразования; более 190 °C – разрушительная для УВ температура. Учитывая эту градиацию катагенетической зональности, осуществляется прогноз фазового состояния возможных скоплений УВ (in situ) в пространстве стратиграфических комплексов современного разреза.

Результаты палеопрфилирования, в случае достаточно густой сети профилей, интерполируются в карты распределения максимальных палеотемператур и прогноза фазового состояния УВ для каждой стратиграфической единицы.

В заключение методической части нашей статьи следует отметить, что решение обратных задач как гравиметрии (2)–(3), так и геотермии (6)–(7) реализуется алгоритмом квадратичного программирования В. И. Старостенко [22].

## МАТЕРИАЛЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

### Геоплотностное моделирование

Для построения нормальных зависимостей  $\delta(H)$  проведены сбор и обобщение петроплотностных данных по площадям нефтепоискового бурения в Нышско-Тымском прогибе. Проанализированы

плотностные характеристики 1 608 образцов керна из 21 скважины, в том числе 180 образцов нутовских отложений, 924 образца окобыкайских отложений, 326 образцов дагинских отложений и 36 образцов уйинских отложений. В результате корреляционно-регрессионного анализа плотности, пористости и глубин залегания образцов получены зависимости  $\delta(H)$  (табл. 1).

Экспоненциальные зависимости применялись для геоплотностного моделирования по профилям, линейные зависимости – на участке объемного моделирования.

В качестве исходных данных геоплотностного моделирования вдоль профилей использовались стратифицированные глубинные сейсмические разрезы вдоль 11-ти региональных профилей (рис. 2), нормальные плотностные модели отложений (табл. 1), гравиметрические наблюдения масштаба 1:50 000. Результаты моделирования вынесены на разрезы (рис. 3). Плотностные аномалии получены путем вычитания из расчетных значений плотности значений нормального распределения плотности.

Основой для геометрической параметризации изучаемой среды на участке объемного моделирования послужили структурные карты сейсмогоризонтов по кровле окобыкайских отложений – УОСГ-I (по данным В. П. Дьяченко, 1988) и по кровле дагинских отложений – УОСГ-II (по данным В. В. Соколовой, 1989). В качестве наблюдаемого поля послужили результаты высокоточной гравиметрической съемки на Северо-Нышской площади (по данным Н.М. Рузича, 1989).

Сходимость расчетного и наблюдаемого полей на региональных профилях составила  $\pm (0,19 \div 0,25)$  мГл, на участке объемного моделирования –  $\pm 0,10$  мГл.

По результатам геоплотностного моделирования вдоль региональных профилей и материалам объемного плотностного моделирования построена схематическая карта распределения локальных разуплотнений в окобыкайских отложениях (рис. 2).

### Палеотектонические реконструкции плотностных разрезов

В качестве исходных данных для палеотектонических реконструкций были использованы современные плотностные разрезы, построенные в результате геоплотностного моделирования.

Стратификация разрезов и представления о тектонике прогиба приняты по результатам тематических исследований, проведенных с целью выбора первоочередных объектов нефтепоисковых работ (по данным А. А. Жилиякова, 1991).

На современных разрезах отражены основные особенности тектонического строения прогиба,

Таблица 1. Эмпирические нормальные зависимости "плотность  $\delta$  (г/см<sup>3</sup>) - глубина  $H$  (км)" для осадочных отложений Нышско-Тымского прогиба Сахалина.

№ п.п.	Оложения	Область определений $H$ , км	Линейные зависимости		Экспоненциальные зависимости			
			Вид зависимости	Коэффициент корреляции	Стандартная ошибка, г/см <sup>3</sup>	Вид зависимости	Коэффициент корреляции	Стандартная ошибка, г/см <sup>3</sup>
1	Нутовские	0,50 - 3,00	$\delta = 2,24 + 0,09 \cdot H$	0,70	0,06	$\delta = 2,70 - 0,49 \exp(-0,26 \cdot H)$	0,69	0,06
2	Окобыкайские	0,70 - 3,10	$\delta = 2,35 + 0,06 \cdot H$	0,68	0,04	$\delta = 2,70 - 0,38 \exp(-0,28 \cdot H)$	0,72	0,04
3	Датинские	1,00 - 4,00	$\delta = 2,44 + 0,04 \cdot H$	0,51	0,06	$\delta = 2,69 - 0,28 \exp(-0,24 \cdot H)$	0,52	0,06
4	Уйинские	1,75 - 2,70	$\delta = 2,55 + 0,03 \cdot H$	0,93	0,01	$\delta = 2,70 - 0,21 \exp(-0,44 \cdot H)$	0,93	0,01

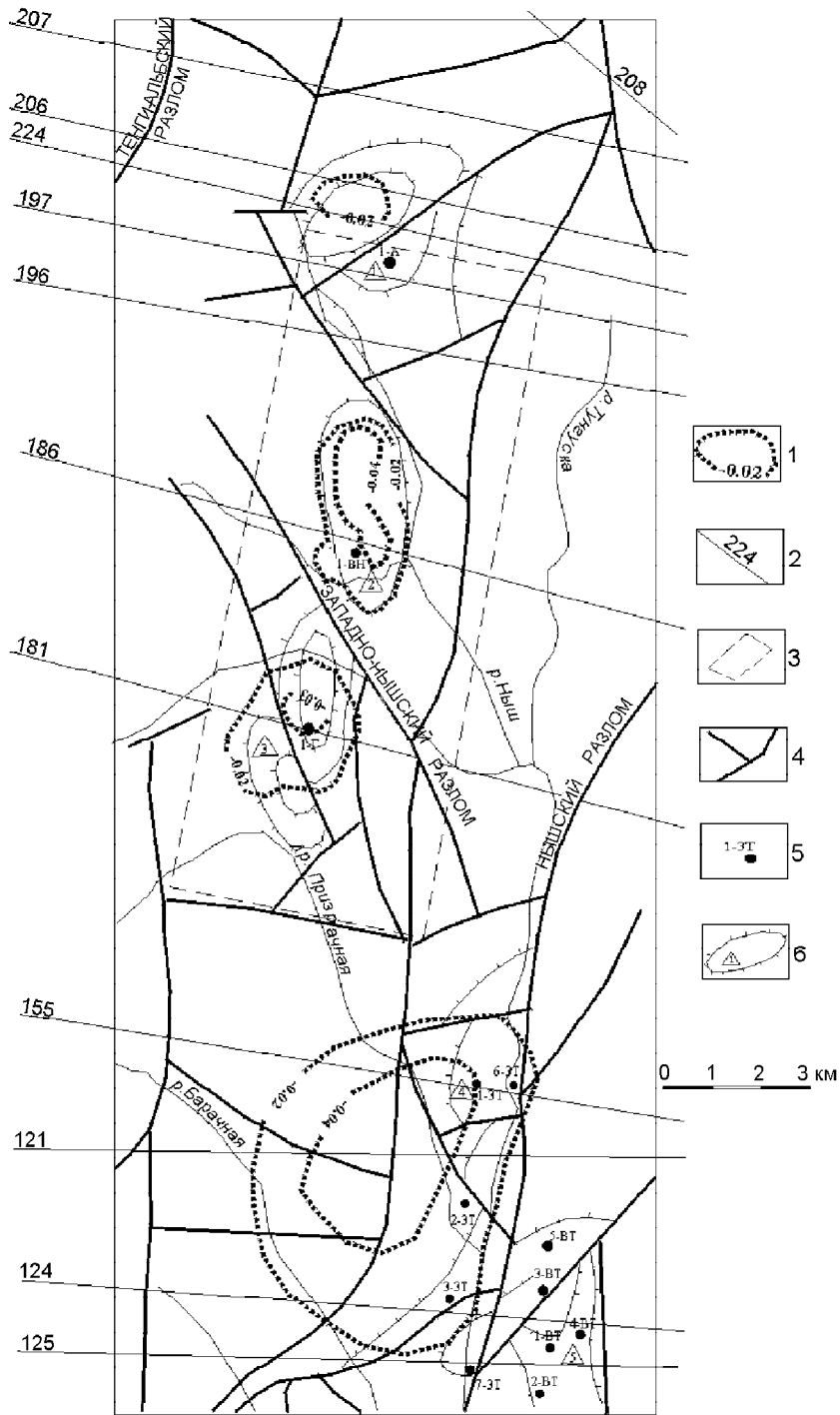
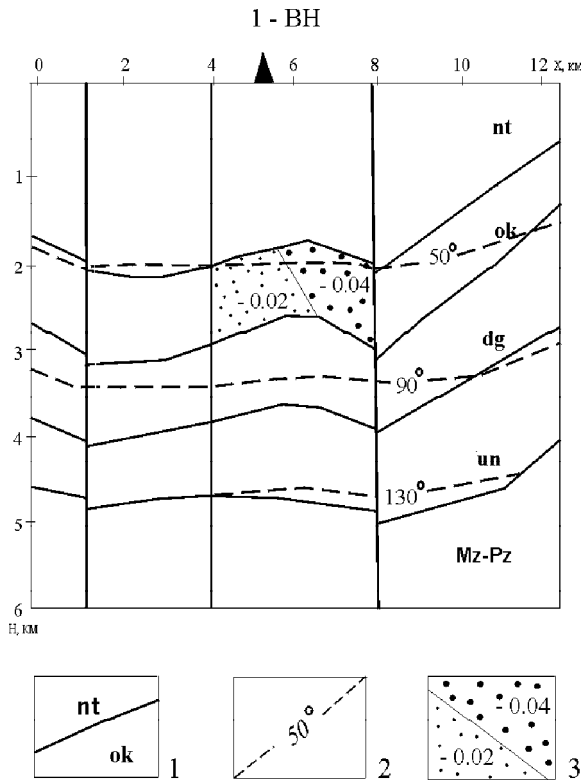


Рис. 2. Схематическая карта распределения локальных разуплотнений в окобыкайских отложениях зоны Верхне-Татамского, Западно-Татамского, Верхне-Нышского месторождений и Анатолевской структуры в Нышско-Тымском прогибе.

1 - локальные разуплотнения, г/см<sup>3</sup>, 2 - расчетные профили; 3 - контур участка объемного геоплотностного моделирования; 4 - разрывные нарушения; 5 - поисковые скважины, номер скважины и сокращенное название площади: А - Анатолевская, ВН - Верхне-Нышская, Г - Голубичная, ЗТ - Западно-Татамская, ВТ - Верхне-Татамская; 6 - локальные антиклинальные складки и их номера: 1 - Анатолевская, 2 - Верхне-Нышская, 3 - Голубичная, 4 - Западно-Татамская, 5 - Верхне-Татамская.



**Рис. 3.** Геолого-геофизический разрез по профилю 186. 1 – границы свит; 2 – максимальные палеоизотермы; 3 – локальное разуплотнение, г/см<sup>3</sup>. Индексы свит: nt – нутовская; ok – окобыкайская; dg – дагинская; un – уйнинская. Mz-Pz – подстилающее основание.

представляющего собой сложно построенную грабен-синклиналию, расположенную между Дагинским и Энгизпальским поднятиями, отделенную от них, соответственно, Дывыкским и Восточно-Энгизпальским региональными разломами. Геологические разрезы осложнены многочисленными более мелкими разрывными нарушениями, амплитуды которых не превышают первые сотни метров. Наиболее интенсивные подвижки по разломам произошли в постмиocene. В восточном и западном обрамлениях прогиба на поверхность выходят окобыкайские и дагинские отложения.

Окобыкайские отложения представлены переслаиванием алевролитов с песчаниками, при преобладании первых. Именно в толще переслаивания открыты все известные в прогибе залежи нефти и газа.

В целом отмечается сложность геологического строения района исследований. Характерным является литолого-фациальная изменчивость отложений даже на незначительных расстояниях и обилие разрывных нарушений.

Современные разрезы расчетных профилей неполные. Максимальной мощности осадочная толща достигла в конце нутовского времени. Для

реконструирования нутовского (максимального) разреза оценивалась мощность размытых впоследствии отложений. При этом учитывались амплитуды разломов, а также мощности соответствующих отложений в более полной части разреза в приразломных зонах. Таким образом были построены максимальные разрезы для всех 11-ти расчетных профилей.

Дальнейшие палеотектонические реконструкции выполнялись в автоматическом режиме. Для всех расчетных профилей были получены разрезы осадочной толщи, соответствующие моментам (t) окончания накопления каждой свиты, входящей в состав толщи. При этом эффект изменения мощности слоев в процессе уплотнения рыхлых осадков при погружении учитывался по экспоненциальному закону.

По полученным палеоразрезам рассчитывались скорости осадконакопления, необходимые для расчетов палеотемператур.

### Палеотемпературное моделирование осадочной толщи

Теплофизические параметры, необходимые для расчета температур, принимались следующие. Удельная теплогенерация пород осадочной толщи  $A_0 = 1,22$  мкВт/м<sup>3</sup> [3]. Теплопроводность осадочных пород  $\lambda_0$  в пределах каждой расчетной геотемпературной колонки оценивалась, исходя из литологии разреза и имеющихся таблиц экспериментальных данных теплопроводности пород, формирующих осадочный комплекс Сахалина [4]. Изменение  $\lambda_0$  по разрезам составило  $1,31 \div 1,60$  Вт/(м·град). Теплопроводность пород мезозойского основания  $\lambda_1 = 2,30$  Вт/(м·град). Для оценки температуропроводности привлечены опубликованные данные [5]:  $a_0 = 5 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с;  $a_1 = 7 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с.

В табл. 2 приведены результаты расчетов значений теплового потока  $q_1$  через поверхность подстилающего основания для 9-ти геотемпературных колонок, вмещающих стволы глубоких скважин. Среднее расчетное значение теплового потока из фундамента для исследуемого района –  $(63 \pm 2)$  мВт/м<sup>2</sup>.

Сходимость расчетных и наблюдаемых температур на промежуточных забоях скважин составила  $\pm 3,3$  °С, а средняя величина расчетного поверхностного теплового потока  $q(t) = 50$  мВт/м<sup>2</sup> близка к средней величине поверхностного теплового потока ( $40 \div 57$  мВт/м<sup>2</sup>), определения которого выполнены в глубоких выстоявшихся скважинах Северного Сахалина [2].

Таким образом, оценив по палеоплотностным разрезам  $v$  – скорость осадконакопления каждой

свиты, определив  $q_1$  – неискаженный осадконакоплением тепловой поток, зная параметры  $A_0, \lambda_0, \lambda_1, a_0, a_1$ , решением прямой задачи геотермии определяем для каждого расчетного профиля температуры  $U$  в осадочной толще в заданные моменты  $t$  (на конец формирования каждой свиты) с заданной дискретностью по глубине  $z$ .

Нутовскому времени (конец неогена) соответствует максимальная прогретость осадочной толщи. Наложение нутовского палеотемпературного разреза на современный разрез определяет положение основных зон нефте-газообразования на современном разрезе (рис. 3).

Далее, результаты палеопроектирования вдоль 11-ти региональных профилей интерполированы в карты распределения максимальных палеотемператур на кровле окобыкайских отложений (рис. 4), на кровле дагинских отложений (рис. 5), на подошве дагинских отложений (рис. 6) и на подошве уйнинских отложений (рис. 7).

#### ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И РЕКОМЕНДАЦИИ

На разрезах (рис. 3) показано распределение максимальных палеоизотерм. Температуры более  $150^\circ\text{C}$  – благоприятные для образования преимущественно газоконденсата в неогеновых отложениях Северного Сахалина (по данным А. И. Уткиной, 1973).

На большинстве расчетных профилей на значительном их протяжении верхняя зона газообразования приурочена к нутовским и окобыкайским отложениям. В результате эрозионных процессов в западных частях профилей 155, 196, 197 (за пределами контура показанного района исследований) эта зона может начинаться прямо с поверхности. В восточных частях профилей верхняя граница зоны погружается в дагинские отложения.

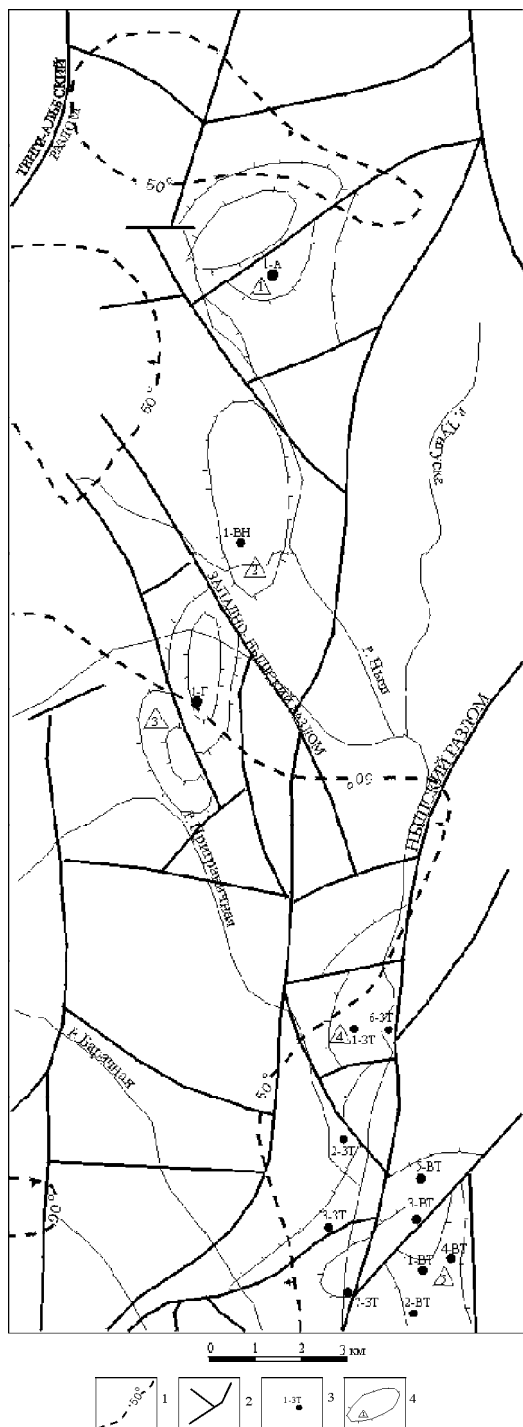
Главная зона нефтеобразования на большинстве профилей начинается в дагинской свите, лишь на профилях 121, 124, 125 – в окобыкайской свите. В восточных частях всех профилей она погружается в более древние отложения.

Верхняя граница нижней зоны интенсивного газообразования и генерации газоконденсата отмечается на профилях 121, 124, 125 в нижней части дагинской толщи, погружаясь в уйнинские отложения в восточных частях этих профилей. На остальных профилях она выделяется в их наиболее погруженных частях в уйнинских отложениях.

Верхняя граница преимущественно газоконденсатной зоны ( $150^\circ\text{C}$ ) отмечается лишь на профилях 121, 124, 125, 207, 208 в нижних частях уйнинских отложений в наиболее погруженных частях разрезов.

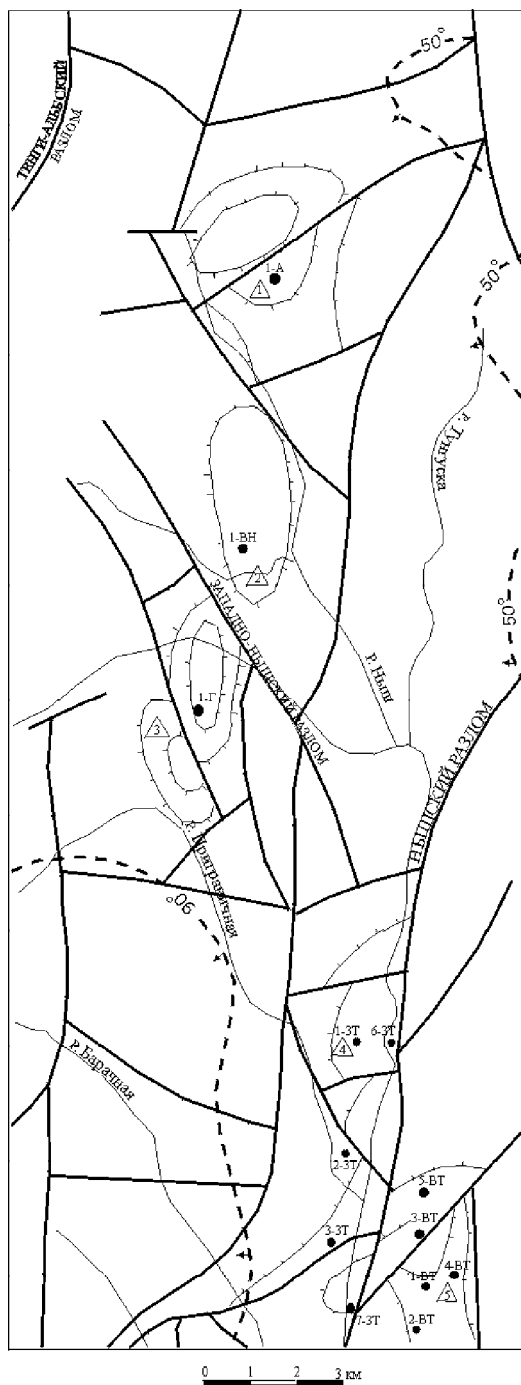
Таблица 2 Результаты решения обратных задач геотермии на профилях в Нышско-Тымском прогибе Сахалина.

№ п. п.	Название скважины	Интервал глубин температурных замеров в скважине, м	Количество определений температур в скважине	Диапазон измеренных температур в скважине, $^\circ\text{C}$	Среднеквадратическая невязка измеренных и расчетных температур, $^\circ\text{C}$ .	Расчитанный тепловой поток через поверхность основания, мВт/м <sup>2</sup>	Расчитанный поверхностный тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Номер расчетного профиля в окрестностях скважины
1.	Анатольевская 1	452–3600	6	13,5–94,8	$\pm 4,0$	61,0	45,6	224
2.	Верхне-Нышская 1	2230–4340	8	65,5–111,0	$\pm 7,7$	59,6	46,8	186
3.	Голубичная 1	2610–3060	3	69,8–85,5	$\pm 0,4$	64,2	49,1	181
4.	Западно-Татамская 1	1500–2440	3	45,7–72,0	$\pm 3,5$	63,8	53,1	155
5.	Западно-Татамская 6	1700–2420	3	49,5–72,5	$\pm 1,1$	67,1	54,4	155
6.	Западно-Татамская 3	1910–2880	3	54,3–78,2	$\pm 4,6$	61,2	46,8	124
7.	Западно-Татамская 7	2220–2910	3	61,0–84,3	$\pm 3,4$	61,5	49,5	125
8.	Верхне-Татамская 3	1550–2300	3	45,1–65,1	$\pm 3,3$	65,5	51,7	124
9.	Верхне-Татамская 1	1500–2390	3	40,8–64,7	$\pm 1,9$	65,0	50,2	125
	Среднее			65	$\pm 3,3$	63,2	49,7	



**Рис. 4.** Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на кровле окобыкайских отложений зоны Верхне-Татамского, Западно-Татамского, Верхне-Нышского месторождений и Анатолевской структуры в Нышко-Тымском прогибе.

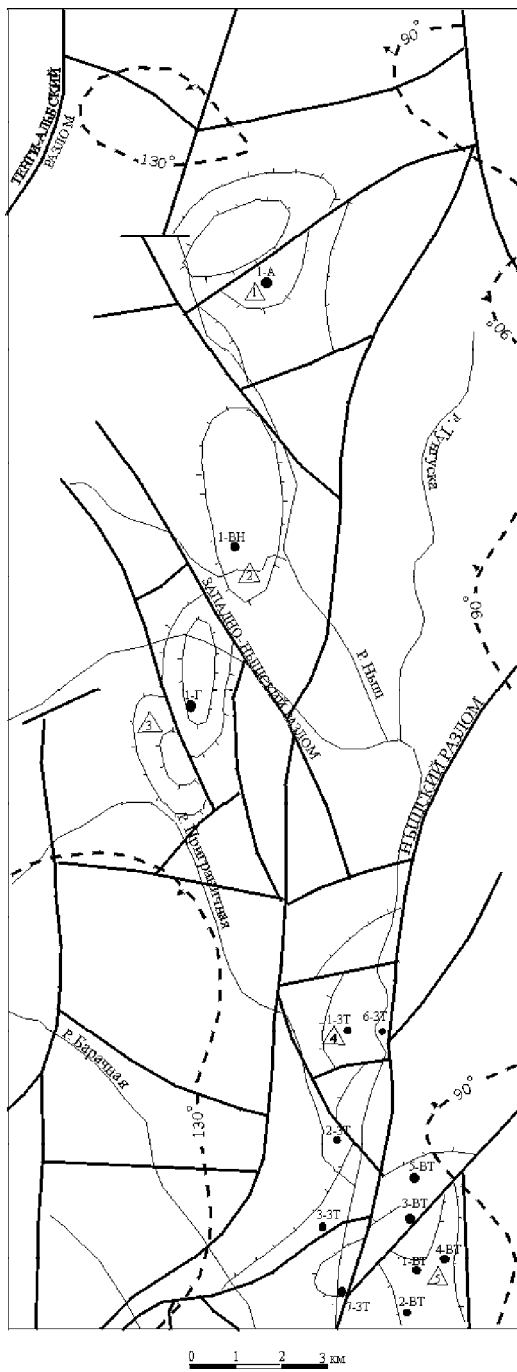
1 - палеоизотермы, 2 - разрывные нарушения; 3 - поисковые скважины, номер скважины и сокращенное название площади: А - Анатолевская, ВН - Верхне-Нышская, Г - Голубичная, ЗТ - Западно-Татамская, ВТ - Верхне-Татамская; 4 - локальные антиклинальные складки и их номера: 1 - Анатолевская, 2 - Верхне-Нышская, 3 - Голубичная, 4 - Западно-Татамская, 5 - Верхне-Татамская.



**Рис. 5.** Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на кровле дагинских отложений зоны Верхне-Татамского, Западно-Татамского, Верхне-Нышского месторождений и Анатолевской структуры в Нышко-Тымском прогибе.

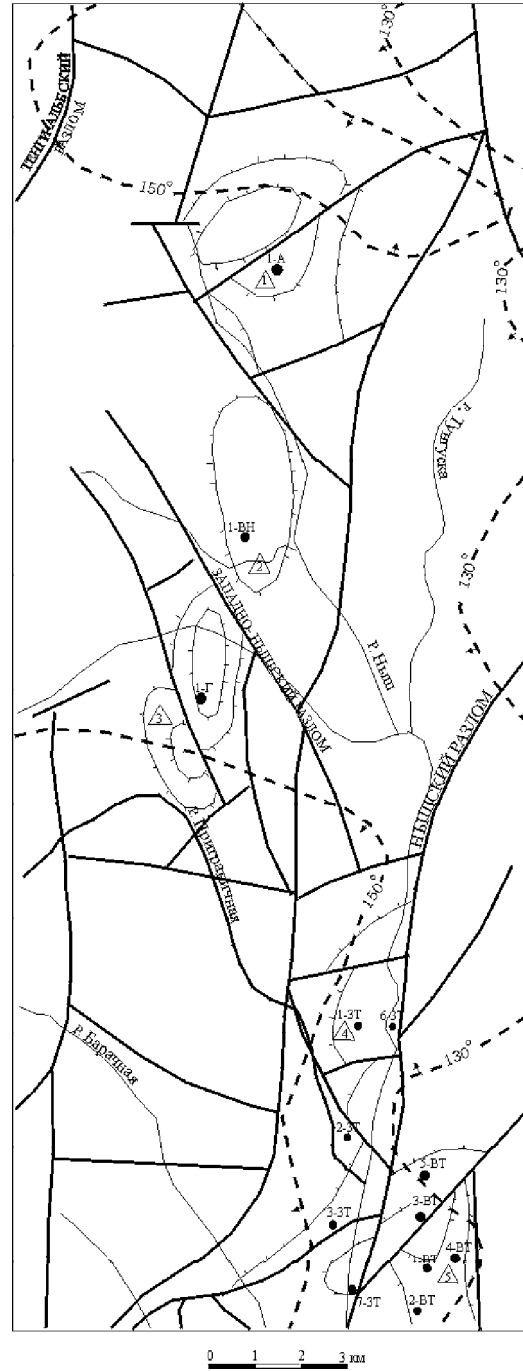
Условные обозначения те же, что на рис. 4.





**Рис. 6.** Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на подошве дагинских отложений зоны Верхне-Татмского, Западно-Татмского, Верхне-Нышского месторождений и Анатолевской структуры в Нышко-Тымском прогибе.

Условные обозначения те же, что на рис. 4.



**Рис. 7.** Схематическая карта распределения максимальных палеотемператур на подошве уйинских отложений зоны Верхне-Татмского, Западно-Татмского, Верхне-Нышского месторождений и Анатолевской структуры в Нышко-Тымском прогибе.

Условные обозначения те же, что на рис. 4.

Для контроля рассчитанных палеотемпературных разрезов выполнено сопоставление расчетных максимальных палеотемператур с результатами определений отражательной способности витринита, полученными в петрографо-минералогической лаборатории ГП «Востокгеология» (табл. 3). Из таблицы видно, что между расчетными (модельными) и экспериментальными (прямыми) определениями палеотемператур расхождение находится в пределах 10%.

На рис. 4–7 приведены схематические карты распределения максимальных палеотемператур в неогеновых и неоген-палеогеновых отложениях, позволяющие прогнозировать фазовое состояние УВ в окобыкайской, дагинской и уйнинской свитах.

В окобыкайских отложениях (рис. 4) в районе исследований Нышско-Тымского прогиба палеотемпературные условия благоприятны для генерации газа (верхняя зона газообразования). Лишь в юго-западной части района (рис. 5) в низах свиты достигаются температуры главной зоны нефтеобразования.

В дагинских отложениях на большей части района исследований температурные условия благоприятны для формирования нефти. Лишь на юго-западе и северо-западе (незначительно) в низах дагинской свиты возможна генерация газа нижней зоны газообразования (рис. 6).

В неоген-палеогеновых (уйнинских) отложениях на значительной части территории температурные условия соответствуют нижней зоне газообразования, на юго-западе и на севере – преимущественно генерации газоконденсата (рис. 7). Небольшой участок в юго-восточной части соответствует главной зоне нефтеобразования.

В табл. 4 приведено сопоставление результатов испытаний продуктивных интервалов скважин с прогнозными оценками фазового состояния УВ. Из таблицы следует, что залежи УВ, выявленные скважинами в окобыкайских отложениях, соответствуют

высокотемпературным стадиям катагенеза, которые в этих отложениях в процессе осадконакопления не достигались. Генерация УВ, отобранных в процессе испытаний, возможна, в основном, в нижележащих уйнинских (материнских) отложениях, а скважина Верхне-Татамская 4, в которой из окобыкайских отложений отобраны пробы нефти, расположена непосредственно в зоне, благоприятной для генерации нефти в дагинских отложениях. Все это позволяет сделать вывод о том, что в исследуемом районе Нышско-Тымского прогиба в формировании залежей УВ значительную роль играет разломная тектоника. УВ, находящиеся на стадиях преобразования ОВ, соответствующих температурным условиям в дагинских (нефть) и в уйнинских (газ, газоконденсат) отложениях, по разломам мигрируют вверх в окобыкайские отложения, где литологическая обстановка способствует аккумуляции УВ в залежи.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместное рассмотрение карт распределения локальных разуплотнений в окобыкайских отложениях (рис. 2) и прогноза фазового состояния УВ в окобыкайских, дагинских и уйнинских отложениях (рис. 4–7) позволяет определить комплекс факторов нефтегазоносности: структурный (антиклинальная складка); литологический (локальное разуплотнение), палеотемпературный (фазовое состояние УВ); структурно-тектонический (система разрывных нарушений). С учетом этих факторов рекомендуются перспективные объекты для последующих поисковых работ:

1) антиклинальная складка замкнутого контура, расположенная северо-западнее Анатольевской структуры. В пределах складки в окобыкайских отложениях выявлено разуплотнение – литологическая неоднородность, наиболее благоприятная для аккумуляции УВ. Объект обрамляется разрывными нарушениями, могущими служить подводящими каналами для газа и газоконденсата из материнских уйнин-

**Таблица 3. Сопоставление палеотемператур, определенных по отражательной способности витринита (ОСВ) и рассчитанных моделированием, в Нышско-Тымском прогибе Сахалина.**

№ п.п.	Название скважины	Интервал глубин, м	Палеотемпературы, °С			Номер расчетного профиля в окрестностях скважины
			по ОСВ	Расчетные	Разница	
1.	Верхне-Нышская 1	3882	105	103	2	186
2.	Верхне-Нышская 1	4067–4070	125	113	12	186
3.	Голубичная	3799–3800	102–112	112	5	181
4.	Западно-Татамская 1	2147–2154	65–67	65–67	0	155
5.	Медвежинская 1	3061–3069	95	85	10	121 (за пределами контура показанного района исследований)

**Таблица 4. Сопоставление результатов испытаний продуктивных интервалов скважин и прогнозных оценок фазового состояния УВ, полученных при палеотемпературном моделировании, в Нышско-Тымском прогибе Сахалина.**

№ п.п.	Название скважины	Интервал испытаний, м	Результаты испытаний (вид УВ)	Вскрытые отложения (индекс свиты)	Прогноз материнских отложений (индекс свиты)	Номер расчетного профиля в окрестностях свиты
1.	Верхне-Нышская 1	1900–2150	газ	<b>ok</b>	<b>ok, un</b>	186
2.	Верхне-Нышская 1	2140–2151	газоконденсат	<b>ok</b>	<b>un</b>	186
3.	Верхне-Нышская 1	2163–2172	газоконденсат	<b>ok</b>	<b>un</b>	186
4.	Западно-Татамская 1	1750–2150	газ, газоконденсат	<b>ok</b>	<b>un</b>	155
5.	Верхне-Татамская 1	1560–1970	газ, газоконденсат	<b>ok</b>	<b>un</b>	125
6.	Верхне-Татамская 4	1574–1591	нефть	<b>ok</b>	<b>dg</b>	124

ских отложений, а также для нефти из материнских дагинских отложений;

2) перспективная Верхне-Нышская антиклинальная складка, окобыкайские отложения которой практически полностью представлены разуплотненной литологической неоднородностью, эпицентр которой смещен к северо-востоку от скважины 1-ВН. Обрамляющие разрывные нарушения являются, вероятно, каналами миграции газа из материнских уйнинских отложений и нефти из материнских дагинских отложений;

3) перспективная Голубичная антиклинальная складка, окобыкайские отложения которой, большей частью, представлены разуплотненной литологической неоднородностью, эпицентр которой смещен к северу от скважины 1-Г. Генезис и фазовое состояние флюида должны быть аналогичными объекту Верхне-Нышской складки;

4) Западно-Татамская антиклинальная складка, наиболее перспективная в северном блоке, где окобыкайские отложения представлены наиболее разуплотненной литологической разностью. Тектонические нарушения могут быть подводящими каналами в равной мере и газа из уйнинских отложений, и нефти из дагинских отложений;

5) Верхне-Татамский объект, который является, вероятно, чисто структурной (антиклинальной) ловушкой для нефти из дагинских, нефти и газа из уйнинских отложений.

Следует обратить внимание, что Западно-Татамская и Верхне-Татамская антиклинальные складки в настоящее время достаточно детально опробованы глубокими скважинами, давшими притоки газа, газоконденсата и нефти. Этот факт свидетельствует об адекватности прогноза для этих объектов,

выполненного по результатам математического моделирования в геофизических полях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ. Геология. 1969. № 6. С. 3–27.
2. Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В. Геотермические исследования на Северном Сахалине // Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976. С. 77–80.
3. Веселов О. В., Волкова Н. А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. Владивосток, 1981. С. 51–70.
4. Волкова Н. А., Веселов О. В., Кочергин А. А. Теплопроводность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. Владивосток, 1981. С. 44–50.
5. Галушкин Ю. И., Смирнов Я. Б. Термическая история осадочных бассейнов: экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 105–112.
6. Дучков А. Д., Галушкин Ю. И., Смирнов Л. В., Соколова Л. С. Эволюция температурного поля осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 51–60.
7. Исаев В. И., Пятаков Ю. В. Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных блоково-градиентно-слоистых сред // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 3. С. 72–79.
8. Исаев В. И., Пятаков Ю. В., Рузич Н. М., Старостина Р. Ю., Швец Л. Г., Ягольницер К. М. Объемное моделирование в гравитационном поле плотности сейсмического тела // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. Киев, 1992. С. 145–155.
9. Исаев В. И., Волкова Н. А., Ним Т. В. Решение прямой и обратной задач геотермии в условиях седиментации // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 73–80.

10. Исаев В. И., Волкова Н. А. Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопроисковых работ методами геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 58–67.
11. Исаев В. И., Волкова Н. А. Оценка нефтегазоносности меловых отложений зоны Центрально-Сахалинского разлома по результатам математического моделирования // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 115–118.
12. Исаев В. И., Юрчук А. А. Дальневосточный региональный банк геолого-геофизических данных (нефть и газ) // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. II. Томск, 2000. С. 413.
13. Келлер М. Б., Зиновьев А. А., Белонин М. В. Состояние и перспективы развития ресурсной базы УВ сырья Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России // Программа региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 18–23 сентября 2000. С. 3.
14. Кисловский О. А., Исаев В. И. О концептуальной модели создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБНД-НГ) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 131–140.
15. Конторович А. Э., Трофимук А. А. К методике изучения истории залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. 1973. № 7. С. 18–24.
16. Косыгин В. Ю., Исаев В. И., Пятаков Ю. В., Швец Л. Г. Методика количественной интерпретации аномального гравитационного поля с использованием блоково-градиентных моделей // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 124–129.
17. Кукал З. Скорости геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
18. Максимов С. П., Калинин М. К., Бортнева Т. А., Молодых Г. Н. Геотермические условия развития цикла нефтегазообразования // Геология нефти и газа. 1975. № 11. С. 35–41.
19. Нейман В. Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
20. Нестеров И. И., Шпильман В. И. Теория нефтегазонакопления. М.: Недра, 1987. 232 с.
21. Романовский С. Н. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
22. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
23. Филипов Ю. А., Болдушевская Л. Н., Кригин В. А., Конторович А. А., Меленевский В. Н. Применение пиролиза для изучения катагенеза органического вещества мезозойских отложений Енисей-Хатангской и северо-восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1837–1842.
24. Филипов Ю. А., Петрешина Ю. В., Богородская Л. И., Конторович А. А., Кригин В. А. Оценка катагенеза и нефтегазогенерационных свойств органического вещества Байкитской и Катангской нефтегазоносных областей // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1362–1374.
25. Isaev V. I., Pyatakov Yu. V. Solution of an Inverse Linear 2-D Gravimetric Problem for Sedimentary Cross-Sections // Geophys. J. 1997. V. 16. P. 393–406.

Поступила в редакцию 30 октября 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

*V.I. Isaev, V.Yu. Kosygin, V.V. Sokolova*

### **Prediction of oil-and- gas presence for the objects of exploration works in sedimentary basins of the Sakhalin Island from the results of geodensity and paleotemperature modeling**

Methods, experimental data and results of geodensity, paleotectonic and paleotemperature modeling of the sedimentary deposits of the Nysh-Tym' trough of the Sakhalin Island were considered. Direct sings of a degree of organic matter katagenesis and conditions for the formation of hydrocarbon accumulations – vitrinite reflectance and the results of fluid tests from deep wells - were taken as reference data. Schematic maps of distribution of in-situ unconsolidations of the Okobykaiisky deposits and distribution of maximum paleotemperatures, prediction of HC phase state in Okobykaiisky, Daginskye and Uinskye deposits were compiled. Local objects in the Okobykaiisky deposits are recommended for exploration works with an account of the lithological and paleotemperature factors. The results of the test of automated technology of geodensity modeling and paleoprofiling developed in Dalinformgeocentre were summed up for the solution of problems of prediction in petroleum geology for four sedimentary basins of Sakhalin. An actual task was formulated for implementation of mathematical models on modern computer equipment and also technology of oil-and-gas presence, applying new numerical methods of modeling of non-stationary geophysical fields for solution prediction problems within 34 sedimentary basins of the Far East and Northeast of Russia.

## ДИСКУССИЯ

Теоретическая основа методики моделирования, применяемая авторами статьи, не вызывает возражений, так же как и практическое моделирование плотностных разрезов. Хотя выделение зон с улучшенными коллекторскими свойствами на основании модельных плотностных разуплотнений величиной менее  $0,05 \text{ г/см}^3$  вряд ли можно рекомендовать как поисковый критерий, особенно в зонах сложной разломной тектоники, больше замечаний вызывают результаты моделирования термической истории осадочного бассейна Нышско-Тымского прогиба. При палеотемпературном моделировании авторами были приняты или нереально высокие скорости осадконакопления ( $V_s$ ), или крайне короткие периоды накопления этих толщ. Но ни первое, ни второе, по-моему, не соответствует геологическим данным, так как  $V_s$  в неогене не превышали  $0,04 \text{ см/год}$ . При таких скоростях тепловой поток  $q_\phi$  на кровле фундамента, имеющего меловой возраст, не превышает тепловой поток  $q_n$  в верхней части осадочного чехла при мощности последнего не более  $5 \text{ км}$ . Однако по материалам моделирования, представленных в статье (табл. 2), величина  $q_\phi$  достигает  $63\text{--}67 \text{ мВт/м}^2$  и превышает  $q_n$  более чем на  $20 \%$ . В таком случае термограммы в скважинах прогиба должны иметь характер вогнутых кривых. В действительности практически во всех исследованных скважинах прогиба термограммы имеют вид линейных прямых, что свидетельствует, прежде всего, о стационарности температурного режима в осадочном чехле в плиоцен – плейстоценовый период. Кстати, это свидетельствует также о близости теплофизических характеристик пород всех толщ разреза. Согласно нашим расчетам, ТП на кровле фундамента в верхненутовское время почти не отличался от современного, равного поверхностному ТП за вычетом радиоогенной составляющей осадочного чехла, доля которого равна  $4 \text{ мВт/м}^2$ . По нашим оценкам в интервале глубин  $1500\text{--}3500 \text{ м}$  (отложения окобыкаинской и дагинской свит) средний геотемпературный градиент равен  $28 \pm 1^\circ\text{C/км}$ , а тепловой поток –  $46 \pm 2 \text{ мВт/м}^2$ . О стабильности температурного режима в период формирования осадочного чехла от позднедагинского до поздненутовского времени свидетельствуют данные о палеотемпературах, определенных по отражательной способности витринита (ОСВ). Эти температуры фактически совпадают с современной осредненной термограммой скважин Нышско-Тымовского прогиба. Рассчитанный авторами  $q_\phi$  завышен примерно на четверть не только согласно нашим расчетам, но и расчетам самих авторов, если детально проанализировать данные, представленные в табл. 2 и 3. Это, в частности, объясняется завышенным значением коэффициента теплопроводности ( $\lambda_\phi$ ) в верхах фундамента, т. к.  $\lambda_\phi$  пород позднемезозойского возраста в среднем равен  $1,9 \text{ Вт/(м·град)}$ . Следует отметить, что применение экспресс-методов оценки ТП для восстановления термической истории ОБ по методике Ю.И. Галушкина и Я.Б. Смирнова (1987 г.), которая, судя по ссылке, знакома авторам, дает более достоверную оценку изменения ТП во времени. Далее, касаясь принятой авторами оценки катагенетической зональности (со ссылками на работы А.Э. Конторовича, И.И. Нестерова и других), отметим, что она более подходяща для шкалы преобразования ОБ в осадочных толщах Западной Сибири, но для ОБ Дальнего Востока более достоверна температурная градация катагенеза углеводородов, предложенная Н.Б. Вассоевичем, Б. А. Соколовым, В.Н. Холодовым с соавторами, согласно которой главная фаза нефтегенерации (ГФН) в аргиллито-глинистых толщах кайнозойского возраста находится в диапазоне  $90\text{--}150^\circ\text{C}$ , причем в интервале  $120\text{--}130^\circ\text{C}$  завершается дегидратация глин. При этом адсорбированная и межслоевая вода покидает глинистые минералы, что, по мнению Б.А. Соколова, способствует реализации ГФН. Следовательно, в прогибе нефтематеринской толщей являются также уйнинские отложения, по крайней мере их верхняя часть. Регрессивная стадия существования УВ в материнских толщах Северо-Сахалинских нефтегазовых месторождений наступает при достижении градации литогенеза  $МК_4$  при температурах  $> 200^\circ\text{C}$ , что соответствует  $R_o > 1,2\%$ . Аналогичная обстановка характерна и для УВ в осадках Нышско-Тымовского прогиба. Поэтому верхняя граница нижней зоны оптимального газообразования и генерации газоконденсатов находится несколько глубже отметки, обозначенной в статье, и в целом зона интенсивного образования газоконденсата мощнее, чем следует из представленных расчетов. Результаты испытаний в скважинах, по нашему мнению, подтверждают это заключение.

О.В. Веселов

**ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ПРОФИЛЯ  
ОБЛУЧЬЕ – МЫС ДАТТА (ПРИАМУРЬЕ)**

*Л.А. Маслов\*, В.Е. Кузнецов\*\*, О.С. Комова\**

*\*Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

*\*\*ФГУГП «Дальгеофизика», г. Хабаровск*

На основе сейсмологических и геоэлектрических разрезов земной коры и верхней мантии и материалов геолого-геофизических исследований построена модель глубинного строения области сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой. По распределению выявленных аномальных плотностей рассчитано современное поле напряжений по методике аналитического решения поставленной механической задачи. Полученная картина напряжений интерпретируется как индикатор новейших деструктивных процессов в земной коре и верхней мантии Северного Сихотэ-Алия: приповерхностные области повышенных касательных напряжений контролируют мелкофокусную сейсмичность, повышенная деформированность материала в зонах максимальных напряжений обуславливает подъем кровли астеносферного слоя, локализации ослабленных зон создают условия формирования и эволюции магматических очагов.

**Ключевые слова:** плотностное и геомеханическое моделирование, сеймотектоника, Приамурье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение взаимосвязи между строением земной коры и верхней мантии Приамурья, геофизическими полями и геодинамической активностью региона крайне важно как для реализации различных практических задач, так и для решения фундаментальных проблем геодинамики. Для этой цели использовалась комплексная геолого-геофизическая модель, составленная по материалам глубинных геофизических исследований Федерального Государственного Унитарного Геологического Предприятия (ФГУГП) «Дальгеофизика» [4].

Рассматриваемое профильное сечение (г. Облучье – м. Датта) (рис. 1) пересекает область сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой и наложенные на нее молодые структуры Среднеамурской впадины, а также Западно-Сихотэ-Алинской (ЗСАВЗ) и Восточно-Сихотэ-Алинской (ВСАВЗ) вулканогенных зон. Модель глубинного строения содержит элементы плотностного, сейсмологического и геоэлектрического разрезов земной коры и верхней мантии (рис. 2). Комплекс приведенных характеристик дополняют кривые изменения напряженности магнитного и гравитационного полей (рис. 2а).



**Рис. 1.** Схема расположения глубинного разреза г. Облучье – мыс Датта.

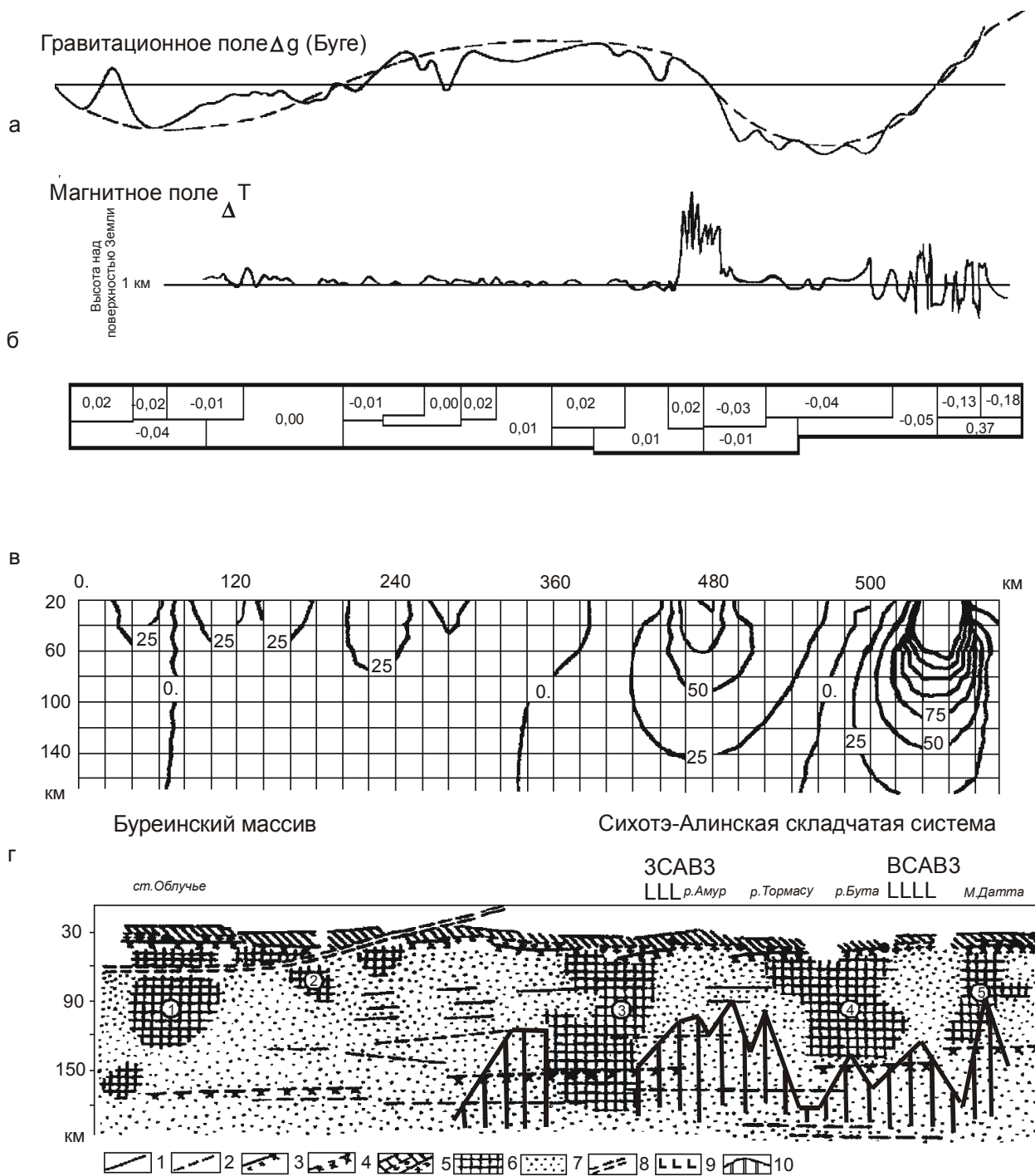


Рис. 2. Комплексная модель глубинного строения.

а – кривые магнитного ( $\Delta T$ ) и гравитационного ( $\Delta g$ ) полей; б – плотностная модель разреза, значения аномальной плотности даны в  $г/см^3$ ; в – распределение касательных напряжений (изолинии проведены через 25 МПа; вязкость среды принята равной  $20 \cdot 10^{20}$  Па·с; сокращения: ЗСАВЗ – Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона, ВСАВЗ – Восточно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона); г – сейсмическая модель разреза по данным МОБЗ; сейсмические границы: 1 – нормальные, 2 – инверсные, 3 – отождествляемые с разделом Мохоровичича, 4 – и кровлей астеносферы, 5 – "базальтовый" слой в основании земной коры с инверсными зонами, отождествляемыми с деструкцией и частичным плавлением среды, 6 – участки высокой плотности обменов волн типа PSH (Хинганский – 1, Урмийский – 2, Амурский – 3, Анюйский – 4, Тумнинский – 5), 7 – участки отсутствия обменов волн типа PSH, 8 – зона сместителя литосферного срыва, 9 – проявления базальтового вулканизма на земной поверхности, 10 – положение коромантийного проводящего слоя по данным МТЗ.

## ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Плотностное моделирование проводилось для разреза, составленного из прямоугольных призм “бесконечной” протяженности перпендикулярно плоскости разреза. Применение двумерного моделирования оправдано в данном случае тем, что рассматриваемый профиль ориентирован перпендикулярно простиранию структур, достаточно слабо меняющихся по обе стороны от профиля. Положение призм и их размеры задавались по данным о морфологии гравитационного поля и данным МОВЗ. Плотности призматических ячеек определялись программным путем с регуляризацией искомого решения [4]. В качестве нормальной была принята параметрическая континентальная модель Земли (РЕМ-К), несколько измененная с учетом региональных особенностей. Полученное в результате моделирования распределение плотностных неоднородностей показано на рисунке 2б. В плотностном разрезе земной коры можно выделить три зоны. Две из них, отвечающие интервалам 0–250 км и 480–560 км, характеризуются дефицитом плотности пород. Разделяющая их центральная часть сечения является областью избыточной плотности. Она известна как Среднеамурский гравитационный максимум [6]. Участки скачков плотностей характеризуются значительными градиентами гравитационного поля и интенсивными магнитными аномалиями.

На сейсмогеологической модели, дополненной геоэлектрическими данными (рис. 2г), показаны основные сейсмические границы обмена волн, отождествляемые с элементами стратификации коры, а также ряд других границ, имеющих значение для понимания структуры и геодинамики разреза. В интервале глубин 150–180 км системой протяженных инверсных площадок фиксируется граница, отождествляемая с кровлей астеносферного слоя. В данном случае под кровлей астеносферного слоя подразумевается уровень, отвечающий наиболее низкому положению трансирюющих ее положение протяженных инверсных площадок. Отдельные площадки, расположенные выше этого уровня и приуроченные к зонам разрыва сплошности основной границы, фиксируют наличие астенолинз и апофиз астеносферного материала. Их положение контролируется пакетами инверсных площадок и областями отсутствия обменов волн типа PSH.

В западной части разреза эшелонированной системой сейсмических границ обмена фиксируется структурная зона, рассматриваемая нами в качестве сместителя, по которому произошел срыв и лате-

ральное смещение коромантийного блока [3]. В данной работе высказано предположение о действии горизонтальных сил, внешних по отношению к области, занятой рассматриваемым разрезом. Согласно комплексу геолого-геофизических признаков, более подробно рассмотренных в упомянутой работе, срыв литосферной пластины произошёл в плиоценовое – плиоцен-четвертичное время. Этому событию предшествовали процессы общей тектонической активизации региона, зафиксированные в кайнозойском разрезе Среднеамурской системы впадин погребением миоценовых осадков и выпадением некоторых интервалов временного разреза. В это же время была сформирована система дочетвертичных грабенов Среднеамурской впадины. Срыв пластины сопровождался широкомасштабными излияниями плиоцен-четвертичных базальтов.

Кратко остановимся на структурах, выражающихся в неоднородностях волнового поля PSH. Их природа рассматривалась многими исследователями (см., например, [1, 2, 8]). Е.И. Гальпериным [2], а также В.А. Бормотовым [1], показано, что обмены волн типа PSH наиболее характерны для участков с высокой анизотропией скоростей. Такими участками могут быть, в частности, плоскости разрывов, а также субвертикальные каналы тепломассопереноса, выполненные конформными интрузивными телами и зонами измененных пород. Можно предположить, что повышенной плотностью обменов волн типа PSH фиксируются участки разреза, на которых вещество обладает значительной скоростной анизотропией. Относительное снижение плотности обменов волн типа PSH может быть обусловлено термофлюидной проработкой вещества, способствовавшей скоростной нивелировке среды и уменьшению степени ее анизотропии.

В представленной модели заметно различие строения земной коры и верхней мантии под Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской складчатой системой (рис. 2г).

В рамках геоэлектрической модели также наблюдается четкое различие подстилающих структур Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы. Граница между этими зонами фиксируется подъемом с запада на восток кровли проводящего слоя с двумя отчетливо выраженными максимумами в районах Западно-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской вулканогенных зон, соответственно. Интересной представляется пространственная корреляция границ, полученных по данным МОВЗ, и выступов границы мантийного проводящего слоя в районе Сихотэ-Алинской складчатой системы, по данным МТЗ. В целом, пространственная и



морфологическая корреляция аномалий проводимости с областями отсутствия обменов волн типа PSH согласуется с представлениями о влиянии процессов термофлюидной проработки среды на ее сейсмологические характеристики.

#### МЕТОДЫ РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНИЙ

Расчет напряжений и деформаций в земной коре и верхней мантии данного разреза проводился на основе плотностной модели (рис 2б) по методике, в основу которой положено применение аналитических решений задач теории упругости и гидродинамики [7]. Кратко поясним эту методику. Распределение напряжений и деформаций рассчитывается в полупространстве, занятом линейно-вязкой несжимаемой жидкостью. Вязкость среды считается постоянной. Плотностные неоднородности  $\Delta\rho(x,y,z)$  существуют на рассматриваемом участке среды. Вне этого участка аномалии плотности равны нулю. Мгновенное поле скоростей несжимаемой ньютоновой жидкости при малых числах Рейнольдса и постоянной вязкости описывается уравнением Навье-Стокса и условием несжимаемости:

$$\mu \Delta \mathbf{u}(x,y,z) = \text{grad}[p(x,y,z)] - \delta\rho(x,y,z)\mathbf{g} \quad (1)$$

$$\text{div } \mathbf{u}(x,y,z) = 0 \quad (2)$$

Здесь  $\mu$  – коэффициент вязкости;  $\mathbf{u}(x,y,z)$  – вектор скорости;  $\Delta$  – лапласиан;  $p(x,y,z)$  – давление;  $\delta\rho(x,y,z)$  – плотностные аномалии среды; вектор ускорения силы тяжести  $\mathbf{g}=(0, 0, g_z)$ . На границе полупространства ( $z=0$ ) в задачах подобного рода обычно задается кинематическое условие:  $u_n = 0$ , где  $u_n$  – нормальная компонента вектора скорости вязкого течения среды. Из этого условия находятся нормальные напряжения  $\sigma_z$  и поддерживаемый ими рельеф. Однако такое граничное условие не учитывает активность поверхностных денудационных и седиментационных процессов. В общем случае учет интенсивности денудационных и седиментационных процессов представляет большие трудности. Сделаем следующее допущение: пусть имеет место динамическое равновесие экзогенных и эндогенных процессов. Это позволяет вместо  $u_n = 0$  использовать следующее граничное условие

$$\sigma_z(x,y) = \rho_t(x,y) \cdot h(x,y) \cdot g, \quad \tau(x,y) = 0 \text{ при } z=0 \quad (3)$$

Здесь  $\sigma_z$ ,  $\tau$  – нормальные и касательные напряжения на координатной плоскости  $z=0$ , соответственно;  $\rho_t(x,y)$  – плотность масс рельефа;  $h(x,y)$  – высоты рельефа, сложившегося в результате действия эндогенных и экзогенных процессов.

Для нахождения решения задачи (1–3) воспользуемся решениями (соответствующими функциями Грина) теории упругости [5]. Положив коэффи-

циент Пуассона равным 0.5 и изменив в этих решениях модуль сдвига на коэффициент вязкости (при этом упругие смещения приобретут смысл и размерность скорости), получим решение соответствующей гидродинамической задачи для несжимаемой вязкой жидкости. Напряжения и скорости деформаций для произвольного распределения плотности  $\delta\rho(x,y,z)$  находятся в виде интегралов свертки, которые определяются численно.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 2в показано распределение касательных напряжений, рассчитанных на основе приведенной плотностной модели и по предлагаемой методике. Области максимальных касательных напряжений соответствуют зонам контакта блоков земной коры различной плотности, участкам высоких градиентов магнитного поля и интенсивных магнитных аномалий.

Из рисунка следует, что имеют место две области наибольших значений касательных напряжений – в районе Западно-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской вулканогенных зон. Концентрация напряжений приурочена к областям резкого градиента плотности земной коры и, соответственно, гравитационного поля. Значения напряжений в области Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны достигают 300 МПа, а в области Восточно-Сихотэ-Алинской – 600 МПа при вязкости среды 20 МПа·с. Значительные напряжения, в пределах 100 МПа, прослеживаются до глубины 150 км. Именно здесь следует ожидать ослабленного состояния среды верхней мантии и появления зон повышенной проницаемости, которые могут служить вертикальными каналами тепломассопереноса, питающими коровые магматические очаги вулканогенных зон. Здесь мы фиксируем изменение физических свойств среды, прежде всего таких, как плотность и электропроводность (рис. 2г). Одним из поверхностных проявлений таких изменений являются контрастные аномалии  $\Delta T_a$  магнитного поля (рис. 2а). Они коррелируются с областями развития покровов базальтоидов плиоцен-четвертичного и более древнего возраста. Графики аномального поля  $\Delta T_a$  хорошо фиксируют интервалы геологически закартированных покровных фаций кайнозойских базальтов (Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинских вулканогенных зон). Широкомасштабное проявление базальтового магматизма связано с действием касательных напряжений.

В интервале глубин 150–90 км, в районах Западно-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотеалинской вулканогенных зон, в разрезе МОВЗ отмечается подъем кровли астеносферы и связанных с ним оча-

гов инверсии скоростей (пакеты инверсных границ), насыщающих коромантийный разрез (рис.2г). Здесь же наблюдается подъем границы коромантийного проводящего горизонта и появление очагов аномальной электрической проводимости. Это вызвано, по-видимому, термофлюидной проработкой коромантийного проводящего горизонта.

Можно предположить, что области максимальных касательных напряжений должны контролироваться выраженной сейсмичностью, по крайней мере, в достаточно хрупкой коре. В Восточно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоне это действительно так. Здесь расположен Ванинский эпицентральный узел. Западный же участок концентрации касательных напряжений (Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная зона) в настоящее время асейсмичен, что можно объяснить релаксацией напряжений в предполагаемых очагах разуплотнения и частичного плавления вещества коры и верхней мантии, фиксируемых стопками инверсных границ МОВЗ.

Заметим также, что величины касательных напряжений здесь существенно ниже аналогичных значений в области Восточно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные расчеты позволяют установить связь между геофизическими характеристиками (гравитационное и магнитное поля), распределением плотностных неоднородностей земной коры, областями концентрации касательных напряжений, скоростными и электрическими аномалиями в коре и верхней мантии. Для Сихотэ-Алинской складчатой системы показано, что локальные участки подъема астеносферы и электропроводящего слоя в мантии хорошо коррелируются с распределением касательных напряжений, вызванным структурой плотностных неоднородностей земной коры разреза. Геодинамика рассматриваемой части разреза может быть объяснена напряжениями, вызванными собственными неоднородностями земной коры, без привлечения внешних сил.

Представляется, что поле напряжений, вызванное плотностными неоднородностями земной коры Северного Сихотэ-Алиня активно влияло (и влияет) на течение новейших деструктивных процессов в верхней мантии. В частности, роль напряжений велика в локализации ослабленных зон, контролирующих движение к земной поверхности флюидных потоков. Эти потоки определяют объем и интенсивность термофлюидной проработки субстрата, контролируют условия формирования и эволюции магматических очагов, в том числе и кайнозойский ру-

догенез. Области максимальных касательных напряжений создают благоприятные условия для быстрого подъема и излияния на земную поверхность базальтоидов. В областях пониженных напряжений условия для теплопереноса менее благоприятны, глубинные процессы замедлены. Повышенная деформированность земной коры и верхней мантии в зонах действия максимальных напряжений обусловила подъем соответствующих участков кровли астеносферного слоя. В разрезе мантии и коры здесь почти нет очаговых инверсных структур. В то же время, область относительно медленного перемещения глубинного материала в интервале рек Тормасу и Бута (рис.2г) характеризуется достаточно плотной колонной очагов инверсии на всю изученную мощность разреза. Здесь разгрузка перегретого астеносферного материала происходит более спокойно и не сопровождается резким подъемом границы астеносферы.

Несомненно, существуют и другие источники напряжений, которые также необходимо (по возможности) учитывать при изучении геодинамики региона. Однако, несмотря на их влияние на структуру полей напряжений и, соответственно, тектонику литосферы (послойные и секущие срывы, структуры горизонтальной расслоенности и т.д.), роль внешних сил в рассматриваемом нами случае представляется вторичной.

Авторы выражают признательность д.г.-м.н. Ю.Я. Ващилу и проф. Ю.Ф. Малышеву за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бормотов В.А. Методика исследований методом обменных волн землетрясений и сейсмическая модель глубинного строения Комсомольско-Баджалского района Приамурья. Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук Хабаровск, 1993. 25 с.
2. Гальперин Е.И. Поляризонный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977.
3. Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 61–67.
4. Кузнецов В.Е., Бормотов В.А., Войтенко А.А. Отчет по результатам глубинных исследований (Прогнозный и Анюйский объекты). Хабаровск: ФГУГП, 1998.
5. Новацкий В. Теория упругости. М.: Мир, 1975. 872 с.
6. Потапов С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43–53.
7. Maslov L.A., Komova O.S. Stresses in upper mantle of Asia-Pacific transition zone using its density model // Geo-

- logy and Geophysics of the Japan Sea / Ed. By N. Isezaki, I.I.Bersenev, K.Tamaki, B.Ya. Karp, E.P.Lelikov, Terra Sci. Publishing Company (Terrapub), 1996. P. 399–405.
8. Pavlenkova N.I. The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere // *Tectonophysics*. 1988. V. 154. P. 211–255.

*Поступила в редакцию 1 марта 2000 г.*

*Рекомендована к печати Ю.Ф.Мальшевым*

***L. A. Maslov, V. E. Kuznetsov, O. S. Komova***

**Stress field due to crustal density inhomogeneities in the area of profile Obluchie - Datta Cape (Priamurye), relation to deep structure and geophysical fields**

A deep structure model of the Bureya Massif and Sikhote-Alin fold system juncture area is constructed on the basis of seismological and geoelectrical crust and upper mantle sections and materials of geological and geophysical studies. The recent stress field is calculated from distribution of the revealed anomalous densities using the method of analytical solution of the problem of mechanics. The stress pattern obtained is interpreted as an indication of the new destructive crust and upper mantle processes in the Northern Sikhote-Alin: subsurface areas of the increased tangential stresses control shallow seismicity; an increased deformation of rocks in areas of the maximum stresses stipulates an upwarping of the asthenosphere top; localizations of the weakened zones cause the formation and evolution of magma chambers.

## СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 553.41 (553.061.12/17)

### УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ТОНКОГО ЗОЛОТА В ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (О СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО ТИПА)

*Ф.Р. Лухт*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Обзор материалов по металлогении так называемого тонкого, или невидимого золота (ТЗ) позволяет уточнить происхождение месторождений невадийского, или карлинского типа (МКТ) в черносланцевых толщах (ЧСТ). Сходство последних и отложений современных приконтинентальных морских бассейнов дает возможность определить как конкретные условия осадкообразования, так и механизмы поступления, миграции и осаждения ТЗ, при которых возможна его концентрация в отложениях, сопоставимых с ЧСТ. Эта концентрация золота является первичной, седиментогенной в МКТ. Наложение последующих метаморфических процессов приводит к перераспределению первичных концентраций, возникновению трансформированных рудно-минеральных ассоциаций, создающих впечатление генетической разобщенности осадко- и рудообразования. Возможность первичной концентрации ТЗ обосновывается механизмами и объемами его поступления с суши вместе с терригенным материалом и аккумуляцией в осадках под влиянием органического вещества, в т.ч. микроорганизмов. Отмечается роль холодных водно-газовых источников углеводородов на морском дне типа современных сипово-вентинговых систем в формировании углеродного потенциала ЧСТ. Для последних характерны слепцифические карбонатные породы, которые сходны с образующимися такими источниками, а также рифогенными сообществами. В качестве актуалистических седиментационных моделей МКТ выделяется несколько областей дна в современных бассейнах, в которых возможно формирование гомологов ЧСТ и, соответственно, первичного концентрирования ТЗ.

**Ключевые слова:** черносланцевые толщи, невидимое золото, морские отложения, сипы.

#### ВВЕДЕНИЕ

Около трех десятилетий назад было предсказано [19] погашение основных запасов золота к концу XX столетия. Одной из причин, по которой этот прогноз не реализовался, было открытие месторождений нового, так называемого черносланцевого типа. Месторождения представлены осадочными породами, среди которых преобладают глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты, глинисто-карбонатные (доломиты, мергели и известняки), в меньшей мере – песчаники, реже – кремнистые и вулканогенно-вулканомиктовые разности. Черносланцевые толщи обычно обогащены органическим (углеродистым) веществом, с ними связаны сульфидные руды, образующие месторождения – свинцово-цинковые, медные, сурьмяно-мышьяковые с вольфрамом, платиновые (платиноидные) и золотые. Наибольшую известность получили последние как золоторудные (иногда – с платиноидами) невадийского или кар-

линского типа – в связи с открытием в штате Невада (на западе США) группы таких месторождений (Карлин и др.) [82, 84], как и подобных им в других регионах Мира, в том числе в странах СНГ [5, 14, 41, 50, 54, 69–72, 85]. Они отличаются значительными запасами, иногда при сравнительно невысоком среднем содержании тонкорассеянного и (или) химически связанного металла. Существует даже мнение [73] о том, что зоны сульфидизации в черносланцевых толщах следует рассматривать как неисчерпаемые комплексные месторождения цветных и особенно благородных металлов.

Вместе с тем, работы по металлогении золота до недавнего времени были основаны "... преимущественно на анализе только одной группы месторождений – магматогенно-гидротермальных, – игравших, но уже в прошлом, определяющую роль в объеме золоторудной добычи. Иные генетические типы месторождений, имеющие в настоящее время важное

значение в золотодобыче и уже получившие "права гражданства", такие как метаморфогенно-гидротермальные, гидротермально-осадочные и полигенные, обычно более бедные по содержанию золота, слабо учитываются либо вообще не учитываются" [15, с.7]. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении месторождений черносланцевого типа, все возрастающий к ним научный и практический интерес, о чем свидетельствуют многочисленные публикации, вопрос о генезисе первичной золотой (золото-платиноидной) минерализации в них до настоящего времени остается остро дискуссионным, на что обращает внимание В.А. Буряк [17], указывая на две противостоящие концепции. Одна из них связывает оруденение с поступлением эндогенных флюидов в складчатый или постскладчатый этапы, т.е. после осадконакопления. Согласно другой, выдвинутой, как отмечает В.А. Буряк, им одним из первых, "...формирование золотосульфидной минерализации происходило в процессе накопления углеродсодержащих осадков и их последующего диагенеза, эпигенеза и метаморфизма. При этом первичный привнос Au и сопутствующих рудосоставляющих элементов, в том числе платиноидов, осуществлялся в решающей мере глубинными эксгаляциями, флюидами и гидротермами в процессе седиментогенеза и осадконакопления. Последующие процессы катагенеза, диагенеза и метаморфизма приводили, во многих случаях, к концентрированию минерализации, имеющей в основной массе рассеянный прожилково-вкрапленный характер." (с. 122).

Первичное концентрирование золота осуществлялось в сингенетичных сульфидах [11], при этом его содержание в осадочно-диагенетических пиритах на порядок выше по сравнению с вмещающими породами [12]. В большинстве месторождений преобладают новообразованные эпигенетически-гидротермальные (метаморфогенно-гидротермальные) разности, возникшие как за счет местного переотложения этих сингенетичных сульфидов, так и в результате дополнительного привноса рудных компонентов из зон гранитизации и высокотемпературного метаморфизма [11, 16].

По сути, той же концепции придерживается А.Г. Жабин [30], считающий, что рудогенерирующие потенции черносланцевых месторождений обусловлены протеканием масштабных рудоподготовительных геохимических процессов, объединяемых им в две группы – А и Б. Процессы группы А – проходные внутри тела формации стандартных стадий литогенеза (сингенез, диагенез, метагенез), сопровождающихся мобилизацией внутрипоровой и внутриминеральной воды, ступенчатым концентрированием металлов, аутигенным минералообразованием и возникновением рудоносного флюида (или мобили-

зата [39]). Процессы группы Б выражаются в функциях черносланцевых формаций как мощных полистадийных, полифакторных физико-геохимических барьеров и коллекторов, способных концентрировать химические элементы не только из внутреннего источника, но и из любого внешнего. С указанных позиций – временного разделения групп А и Б – может быть объяснен существенный разрыв во времени процессов формирования рудовмещающих толщ и их регионального метаморфизма, отмечаемый [43] на месторождении Сухой Лог.

Упомянутая концепция хорошо согласуется с главной особенностью протяженных поясов развития черносланцевых толщ [21, 37, 59] – их аномально-высокой фоновой металлоносностью. Известно, что любые трансрегиональные особенности осадочных толщ определяются условиями древнего бассейна, в котором они образовались, поэтому первичное (синседиментационное) обогащение донных осадков золотом и другими рудными компонентами [13] отражает рудно-седиментологические особенности этого бассейна. Учитывая, что все месторождения черносланцевых толщ приурочены к отложениям явно или предполагаемого морского происхождения, преимущественно карбонатно-терригенным, очень важно (как в теоретическом, так и в прикладном аспектах) выяснение основного вопроса – каким конкретным условиям осадочного процесса могла отвечать возможность синседиментационного концентрирования тонкого золота? С позиций первого аспекта – в качестве актуалистической модели формирования черносланцевых толщ в древних бассейнах, с позиций второго – как для разработки конкретной стратегии выявления и объективных критериев оценки месторождений карлинского типа, так и потенциальных рудопоисковых объектов на современном морском дне (последние пока не установлены и только предполагаются). Одновременно с основным нуждаются в уточнении некоторые другие вопросы, связанные с источниками и механизмами поступления первичного золота, его трансформацией на путях транзита, с отложением и перераспределением на дне бассейнов (на дометагенной стадии преобразования осадков и рудной массы).

Решение этих вопросов видится в определении актуалистической модели палеобассейна черносланцевого типа, т.е. реального современного бассейна, в котором доступны изучению процессы осадко- и рудообразования, однотипные происходившим при формировании черносланцевых месторождений на их седиментогенной стадии. Думается, что для построения такой модели могут быть использованы результаты исследований современного приконтинентального осадочного процесса [48] и связанного с ним рудогенеза, в сочетании с материалами публика-

ций по существующим месторождениям, способными уточнить факторы, контролирующие осадочный процесс геологического прошлого и обусловленные им рудные концентрации.

Автор далек от того, чтобы предлагаемую ниже подборку материалов полагать достаточной для окончательных выводов, но считает, что она может оказаться полезной при освещении проблемы рудоносности черносланцевых формаций. Еще при первом обобщении материалов по металлоносности шельфа восточных и северо-восточных морей России, в котором он участвовал (1980–1983 г.), в легенде прогнозно-минерагенической карты было предусмотрено выделение в качестве перспективных объектов на тонкое золото тонкозернистых донных осадков с повышенным содержанием органического вещества (ОВ) – в качестве современного прототипа черносланцевых толщ. Эти, как и последующие целенаправленные работы на изучение наиболее благоприятных для аккумуляции тонкого золота условий осадкообразования и типов осадков остались незавершенными, однако некоторые их результаты использованы ниже при выделении моделей бассейнов разных типов. Здесь только отметим, что понятие "тонкое золото" (далее – без кавычек) в какой-то мере имеет определенный рудогенерирующий смысл, поскольку именно оно во многом определяет специфику месторождений черносланцевых толщ на начальном этапе их формирования.

По классификации Минцветмета СССР 1973 г., частицы золота, не превышающие (мм) 0,25 подразделяются на мелкое (-0,25+0,1), тонкое (-0,1+0,05), пылевидное (-0,05-0,01) и тонкодисперсное (-0,01) [55]. То, что ниже именуется тонким золотом, включает в основном размерные классы от 0,1 до 0,01. Оно же упоминается иногда как невидимое или нешлихуемое, особенно в тонкозернистых отложениях, содержащих повышенные (по сравнению с фоном) содержания золота, механически рассеянного или хемогенного происхождения, хотя закономерности концентрирования того и другого не одинаковы [62, 64].

#### **О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТОНКОГО ЗОЛОТА НА ДНЕ СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНОВ**

При оценке перспектив освоения минерально-сырьевого потенциала Мирового океана упоминается о содержании золота (наряду с другими рудными элементами) в водной толще, донных осадках, конкрециях, корках, колчеданных рудах и фосфоритах, однако промышленных его концентраций, подобных тем, которые известны в месторождениях черносланцевого типа, все еще не обнаружено, несмотря на специально проводившиеся работы ( в частности, в Японском море). Более того, до сих пор еще до кон-

ца не ясны условия концентрирования тонкого золота в современных морских осадках. Приведенные в статье Н.В. Вилора [21] обзорные данные показывают, что распределение золота по площади дна и в водной толще морей и океанов очень неоднородно. На основе обобщений обширного материала [2, 23] можно констатировать, что оно встречается в трех типовых ситуациях.

К первой относятся золотоносные осадки шельфа, причем как мелко-тонкозернистые, так и наиболее грубозернистые. Примером первых являются отложения шельфа Аляски [92], в частности, бассейна Чирикова в северной части Берингова моря. Здесь в многочисленных колонках, вскрывающих алевроитовые и песчано-глинистые донные осадки отмечаются содержания тонкого золота до 0,01 г/т. Более половины всего золота в донных осадках Берингова моря относится к нешлихуемой размерности – "невидимому" золоту. Высокие содержания мелко- и тонкодисперсного золота в осадках зафиксированы в прибрежной зоне шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей [2]. Известны содержания от 0,01–0,5 до 2–10 г/т мелко- и тонкодисперсного золота в верхнем слое донных осадков мощностью 1–4,5 м на участках площадью до 100 км<sup>2</sup> лагун и прибрежного шельфа Восточно-Сибирского, Чукотского, Берингова, Охотского морей вблизи устьев рек, дренирующих золоторудные поля на побережье [25, 51], при этом более 60–70% золота приурочено к тонкой фракции [2].

Золотоносные грубозернистые осадки шельфа тяготеют к береговой линии, как современной, так и древней, нередко сопровождая прибрежно-морские россыпепроявления других полезных компонентов, расположенные в приурезовой части береговой зоны. Так, известно тонкое золото в современных титаномагнетитовых, ильменитовых, рутил-циркон-монацитовых и иных россыпях у побережий Филиппин, Вьетнама, Кореи. Сравнительно недавно тонкое золото обнаружено в некоторых ильменит-титаново-магнетитовых россыпях Камчатки и Курил, предполагается оно и в других регионах дальневосточных морей России. Подобное тонкодисперсное золото установлено и в ископаемых титан-циркониевых россыпях прибрежно-морского типа [18]. Известна приуроченность мелкого (0,1–0,2 мм) и тонкого (меньше 0,1 мм) золота к древним конгломератам [36], которые можно рассматривать в качестве отложений приурезовой области палеошельфа .

Во всех районах нивальной области, где процессы физического разрушения пород в областях сноса превалируют над химическим (биохимическим) их разложением, преобладает механически измельченное золото. Тем не менее, химическое выветривание, хоть и не столь интенсивно, как в южных

широтах, здесь также осуществляется, способствуя появлению ультратонкого золота хемогенной (био-хемогенной) природы. Повышенные концентрации его, например, в отложениях Анадырского залива связаны с глинистыми фракциями и гуминовыми кислотами [58]. Золото отмечается также в илах фиордов Северного залива Аляски [94], при этом преобладают частицы золота размером от 0,062 до 0,125 мкм. Проведенные в лабораторных условиях эксперименты по выяснению воздействия фазовых переходов воды на поведение растворенного золота в системе вода – горная порода показали, что криогенные процессы заметно влияют на процесс сорбции – десорбции золота водой в ее различных фазовых состояниях [60].

Второй тип ситуации, при которой происходит концентрация тонкого золота – более глубоководный. Его представляют осадки впадин-ловушек тонкозернистого материала вблизи континентальных окраин, как, например, впадин в Мексиканском заливе. Помимо терригенной составляющей, осадки также содержат значительное количество биогенного материала, сохраняющегося благодаря восстановительным условиям и способствующего аккумуляции тонкого золота [29]. К этому же типу можно отнести самородное золото в донных осадках Черного и Азовского морей, антарктического шельфа и других областей дна Мирового океана [34, 63], относящееся к мельчайшим гранулометрическим классам. Для Черного и Азовского морей отмечаются признаки нарастания и укрупнения золотин в илистом грунте. Известно, что эти грунты находятся в застойных, восстановительных условиях, сопровождающихся сероводородным заражением, особенно в Черном море.

Если первые два типа относятся к области приконтинентального осадкообразования, то третий тип концентраций тонкого золота связан с донными осадками и аутигенными минеральными новообразованиями пелагических областей океана, и, в первую очередь, приуроченными к зонам активной эксталяционно-гидротермальной деятельности, обычно сопровождающей рифтогенез [28]. Условия формирования таких концентраций выходят за рамки приконтинентального осадочного процесса, специфику которого составляют потоки осадочного и рудного вещества (в данном случае – золота), поступающего с суши. Таким образом, третий тип представляет собственно океанический рудогенез [3], а осадочные отложения этих бассейнов не сопоставимы с разрезами черносланцевых толщ. Роль речного стока для снабжения собственно океанических областей золотом ничтожно мала, основной источник его поступления – атмосферная пыль. Этим, вероятно, объясняются чрезвычайно низкие (0,1–3,7 ПК моль/л или

0,02–0,7 нг/л) концентрации растворенного золота, выявленные в поверхностных водах Северной Атлантики, соответствующие концентрациям в других районах океана [27]. Поэтому можно, наверное, допускать, что практически все золото, поступающее с суши с терригенным стоком (в т.ч. и в растворенном состоянии), территориально ограничено осаждением в приконтинентальных бассейнах. Именно они должны рассматриваться при выборе актуалистической модели формирования черносланцевых толщ.

#### О РУДОГЕННОЙ СПЕЦИФИКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Если обратиться к геологии месторождений черносланцевого типа, можно прийти к выводу, что тонкое золото концентрируется в отложениях преимущественно карбонатно-терригенных, алевроитопелитовых (глинистых), обогащенных органическим веществом, явно или предполагаемого морского происхождения. Некоторые признаки указывают на относительно застойный режим вод и, скорее всего, на сравнительно мелководные (не глубже, чем батипелагические [45]) условия осадкообразования. Концентрация золота в месторождениях черносланцевого типа происходила, вероятно, в результате различных процессов, которые достаточно условно можно разделить на первичные и вторичные, хотя критерии их разграничения не всегда отчетливы.

Первичные определяются условиями аккумуляции осадочного, преимущественно тонкозернистого, обогащенного органикой терригенного материала, характерного для приконтинентального осадкообразования. Последнее отличается от собственно океанического высокими темпами осаждения, с сингенетическим и диагенетическим его преобразованием. Вторичные, наложенные процессы являются метасоматическими по природе и обычно связываются с гидротермальным воздействием достаточно широкого температурного диапазона, несущего рудоносные флюиды. Более поздние и широко проявившиеся процессы метаморфизма в той или иной мере, но обычно значительно, скрывают седиментогенную природу первичных рудных концентраций, и требуют высокий профессионализм исследователя для выяснения истинной картины рудообразования.

В качестве примера можно указать на ставшее типовым для отечественной металлогении месторождение Сухой Лог, которое вначале рассматривалось как постмагматически-гидротермальное, связанное с интрузивным гранитоидным магматизмом. Лишь детальные исследования позволили установить многоэтапный характер его формирования, первым из которых является конседиментационный [14]. В ходе его формировалось осадочно-гидротермальное рассеянное сульфидное оруденение в тонкозернистых

углеродсодержащих осадках, образовывавшихся "...в локальных палеопргибах и мелководных условиях резко восстановительного режима и сероводородного заражения за счет поступления конседиментационных эксгалций и гидротерм, привносящих серу,  $\text{CO}_2$ , золото и железо, а также в незначительных количествах мышьяк и прочие сопутствующие компоненты." (с. 66).

Вторым примером является формирование оруденения золота в нижнепермских морских углеродисто-терригенных толщах Юдомо-Майского прогиба в Южном Верхоянье [52]. Первичная золото-сульфидная минерализация осадков, накапливавшихся во впадинах морского дна, образовалась, по мнению авторов публикации, под влиянием эксгалций, связанных с вулканической деятельностью. Золото-кварцевое оруденение жильного типа является вторичным. Оно возникло в результате гидротермальных и метаморфических процессов, вызвавших заимствование золота из слабо золотоносной сульфидной минерализации, сингенетичной углеродисто-терригенной толще. Как видим, принципиальная схема рудогенеза близка таковой сухоложского месторождения и типична для многих других черносланцевых месторождений. В данном же конкретном случае следует усомниться, что впадины с формировавшейся рудной минерализацией были глубоководными. Судя по литологической характеристике разрезов, они относились к прогибам на шельфе палеобассейна. Подтверждением тому является их нахождение в непосредственной близости к источникам сноса терригенного материала (палеосуше).

О том, что повышенные содержания органики черносланцевых толщ отражают специфику осадкообразования, а не рудогенеза, свидетельствует то, что концентрация углеродистого вещества в рудных телах Карлина соответствует его содержанию во вмещающих породах. Эта же закономерность – отсутствие отчетливой связи углеродистого вещества с размещением концентраций золота – проявилась и на рудах Майского месторождения, в котором, как и на месторождении Карлин, золото преимущественно тонкодисперсное и образует субмикроскопические включения в игольчатом арсенопирите и мышьяковистом пирите [69, 70]. Не обнаружена корреляционная связь между содержанием углеродистого вещества и валовыми концентрациями благородных металлов и в рудах месторождения Сухой Лог [42]. Ранее значительная роль в концентрировании золота в месторождении Карлин отводилась золотоорганическим соединениям, однако позднее наличие золотоорганических соединений в рудах не подтвердилось [70].

Первичные (не окисленные) руды золотосульфидных месторождений типа Карлина нередко отли-

чаются от вмещающих глинисто-карбонатных пород лишь повышенным содержанием тонкорассеянных сульфидов. Установленное на примере одного из месторождений [38] соотношение золота в формах химических соединений и свободном виде (самородном) как 73,5% : 24,5% вряд ли может рассматриваться в качестве всеобщего норматива, тогда как преобладание частиц размером менее 1  $\mu\text{m}$  (более крупные частицы в данном случае не превышают 3,3%) отражают общее свойство "невидимой" золотоносности таких месторождений. Показано, в частности [69], что основная масса золота сосредоточена в субмикроскопических (0,04–0,3  $\mu\text{m}$ ) выделениях в мышьяковистом пирите.

Формам нахождения "тонкодисперсного" золота в пирите и арсенопирите (наиболее распространенных золотосодержащих рудных минералах в месторождениях черносланцевого типа) посвящено много работ, однако и до настоящего времени здесь остается много неясного [78]. Тесная связь железа и мышьяка отчетлива в геохимических ассоциациях озерных донных осадков [86]. На основе натурального опробования вод и осадков техногенного озера, содержащего отходы цианирования золото-арсенопирит-кварцевых руд, О.Л. Гаськова с соавторами [23] пришли к выводу о более высокой мобильности мышьяка по сравнению с железом в природных процессах. Повышенная мобильность мышьяка, по их мнению, связана с трансформациями форм его соединений, сорбированных и усвоенных биотой в донном осадке. В результате придонные воды значительно более насыщены мышьяком, нежели железом. В то же время, содержание мышьяка в поверхностном слое осадков отражает (хоть и не столь контрастно) противоположную тенденцию – более высокие содержания присущи более активной в отношении поступления пульпы придонной области.

Изложенное, как представляется автору, обосновывает необходимость изучения связей железа и мышьяка в донных осадках, придонных и поровых водах с разными обстановками в морских бассейнах. Возможно, что степень "мышьяковистости" золото-содержащих сульфидов в месторождениях черносланцевых формаций может в какой-то мере отражать динамику поступления рудного материала.

#### **ТОНКОЕ ЗОЛОТО В КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ И НА ПУТЯХ МИГРАЦИИ**

При рассмотрении приведенных выше примеров черносланцевых месторождений с первичными концентрациями золота в процессе седиментации в качестве его источников указывались эксгалции и гидротермы. С неменьшим основанием можно предполагать и другие возможности поступления золота. Так, достаточно значимые объемы золота могут по-



ступать в морские бассейны с терригенным стоком. Для прогнозирования обстановок, перспективных для концентрирования такого золота, очень важно знать, как золото распределено в исходных породах, в какой форме мигрирует, как изменяется и дифференцируется в процессе миграции и, наконец, под влиянием каких факторов распределяется и аккумулируется в донных осадках. Вначале напомним, что в коре выветривания золото-сульфидных месторождений выделяются разные формы нахождения и миграции золота [65, 68]. Трудно подвижное золото связано с глинистыми частицами <5 мкм, с которыми, возможно, имеет хемосорбционную связь. Подвижное золото находится в анионной форме.

Миграция тонкого золота в водных артериях суши осуществляется в виде коллоидов, взвесей и в ионной форме. По мнению Ф.В. Чухрова [83], перенос золота осуществляется в комплексных ионах с йодом и бромом, т.к. коллоидное золото осаждается под воздействием противоположно заряженных коллоидов (гидроокись железа, барит, каолин, арсеницит, кварц). Поскольку коллоиды золота неустойчивы, их длительное существование обеспечивается защитными коллоидами органических кислот-пептизаторов [93]. При переходе из речных вод в морскую среду тонкое золото представлено в двух формах – взвеси и ионной.

Формы миграции золота в морской воде изучены недостаточно. Считается [22], что золото, вероятнее всего, присутствует в трех формах: в виде суспензий или коллоидов, в ионной форме и в виде золотоорганических соединений. В.Я. Легедза [44] отрицает возможность существенного переноса золота в растворенном виде и в виде коллоидов. По его мнению, основной способ его транспортировки – в виде взвесей, при этом концентрации тонкодисперсного золота должны наблюдаться в области развития глинистых и алевритовых пород в прибрежной части бассейнов. Он отмечает важность процесса диагенеза илов для образования повышенных концентраций золота в осадках.

Анализ распределения золота в разных типах терригенных пород позволил В.Г. Моисеенко с соавторами [53] предполагать подавляющую роль механической дифференциации при накоплении тонкодисперсного золота, что наиболее четко подтверждается при изучении прибрежно-морских и континентальных толщ. Заметим, что количество золота, переносимого во взвеси, огромно. Только Амур, например, ежегодно выносит его более 8 тонн [31, 65]. Наблюдается ясная корреляция содержания золота взвеси с ее составом, объясняемая способностью органической составляющей взвеси сорбировать золото из воды [61].

В то же время, расчеты, произведенные Ю.П. Ивенсеном [33], показывают, что для перевода, например, частиц золота размером 0,002×0,003 мм во взвешенное состояние требуется скорость потока, обеспечивающая передвижение по дну средне- и крупновалунного материала. Скорости же потока, вызывающей перемещение средне- и даже крупногалечного материала, не достаточно для перевода указанных частиц золота во взвесь. Такие динамические характеристики среды осадконакопления хорошо объясняют сонахождение тонкоразмерного, явно кластогенного золота с грубообломочными формациями (например, в металлоносных конгломератах). Отсюда же следует, что золото черносланцевых толщ в первичном поступлении не могло, скорее всего, находиться в свободном состоянии, а только в виде истинных или коллоидных растворов.

Еще В. Линдгрэн [46] указывал, что золото переносится в виде хлоридов, и хотя хлористое золото легко растворяется в воде, оно не менее легко и осаждается под действием восстановителей – например, ОВ, железистых сульфатов, металлов или сульфидов, подобных пириту. По С.С. Смирнову [74], золото осаждается органическими соединениями, сероводородом, сульфатом железа и др. Таким образом, если миграция золота возможна в окислительных средах, то для осаждения нужны условия восстановительные. Они характерны для некоторых участков дна, отличающихся накоплением глинистых илов со значительной примесью органики. В частности, опробование подобных осадков прибрежной зоны Восточно-Чукотского моря показало, что золото присутствует в свободном состоянии и в виде коллоидных частиц, сорбированных глинистой составляющей [51]. Предполагается [6], что для осаждения золота и сульфидов из гидротермальных растворов также необходим восстановительный режим.

Резкий сдвиг от взвешенных к растворенным формам золота при некотором общем снижении содержания микроэлементов в направлении от суши к морю был выявлен аналитически [2, 29]. Точные сведения о поведении золота в этом процессе пока отсутствуют, но есть указания на повышение его содержания в водах прибрежных зон [22, 90], что может, вероятно, указывать на распад взвеси и переход золота в ионную форму. Наиболее известны хлориды золота ( $\text{AuCl}_2^-$  и  $\text{AuCl}_4^-$ ), которые способны организовать координационные связи с группами гумусовых кислот [80]. Образующиеся при этом соединения типа хелатов оказываются весьма подвижными. Существенной особенностью гумусовых кислот, составляющих до 80% растворенных органических веществ речного стока [26], является хорошая сорбируемость их глинистыми минералами с образованием устойчивых органо-минеральных соедине-

ний. В зоне смешивания пресных речных и соленых морских вод происходит изменение физической, химической и биологической обстановок. При переходе взвеси через барьер река-море грубые взвеси крупнее 10  $\mu\text{m}$  коагулируют в контакте с морской водой и осаждаются в дельтах [22]. Приустьевую зону минуют взвеси, в которых наиболее распространены частицы размером около 2  $\mu\text{m}$ , в результате чего сорбированные взвесью микрокомпоненты переходят в раствор [47].

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТОНКОГО ЗОЛОТА

Высокие содержания ОВ в осадках современных морей связаны с зонами повышенной биопродуктивности, при этом накопление биомассы обеспечивает, в первую очередь, планктон. Д. Шутц и К. Турикян [98] отмечают накопление ряда микроэлементов, а также серебра в придонных водах апвеллинговых зон, где, по их мнению, действуют своеобразные процессы осаждения элементов. К. Краускопф [40] также указывает на открытые шельфы в областях с восходящими токами глубинных вод как зоны возможного широкомасштабного обогащения осадков редкими металлами. В модельных экспериментах [20] установлена высокая сорбционная емкость золота и элементов платиновой группы на гуминовых кислотах как механизм первичного накопления этих элементов в черных сланцах. В природе сорбция золота из морской воды осуществляется гумусовыми кислотами (гуминовыми и, главным образом, фульвокислотами) в районе впадения рек в морские бассейны, где в зоне смешения морских и речных вод несколько снижается рН и резко уменьшается соленость вод, при этом теоретически рассчитанный интервал содержаний достаточно велик – от 0,01 до 100 г/т [81]. Таким образом, возникает возможность сорбции золота морскими глинистыми илами [44]. Сорбция золота может происходить при любой солености и кислотности среды, однако снижение рН с 8 до 3 и солености до нуля приводит к увеличению сорбции почти в два раза.

Н.В. Вилор [21] полагал, что режим, благоприятный для флокуляции и седиментации частиц золя  $\text{Au}^0$ , сорбции растворенного металла сульфидом железа, органическим детритом и глинистыми минералами, создается над глубоководными впадинами, подобными черноморской и охотоморской, поскольку для них характерен спокойный халистатический режим вод с замедленной циркуляцией. Но куда в более значительном масштабе эти процессы осуществляются на биогеохимических барьерах в зоне смешения соленых и пресных вод в приустьевых пространствах моря [26]. Здесь же имеются условия для осаждения большей части (до 95%) объема вещества, по-

ступающего с суши в растворенном и механически измельченном состоянии и осаждающегося в своеобразных седиментационных ловушках – заливах и бухтах со слабоподвижными водами. Электролитные свойства морской воды способствуют процессам коагуляции золота, поступающего с речным стоком в растворенном виде, а также в виде взвеси. На этом природном барьере происходит массовое осаждение золота в результате смены физической, химической и биологической обстановок [64]. Последнюю (и не только на этом барьере, но практически в любой обстановке дна) определяют как макроорганизмы – раковины, водоросли и др., так и (в основном) микроорганизмы – микроскопические водоросли, бактерии, продукты их метаболизма. Накопление планктонной биомассы может многократно превышать суммарную биомассу растений и животных [75].

В период формирования черносланцевых толщ значительная часть золота, особенно в растворенном состоянии, поглощалась и усваивалась планктоном. Факт прижизненного накопления золота микрофосиллиями из морской воды в настоящее время считается доказанным [8]. Свободное золото, связанное зарождением биокаталитическому механизму, получило название биогенного, оно широко распространено в биомассе растительного и животного происхождения в металлоорганических формах [56]. Об этом же свидетельствуют остатки металлэкстрагирующих палеобактерий и диатомовых водорослей в месторождениях золото-сульфидной и близповерхностной формаций черносланцевых толщ [1], многочисленные находки псевдомофоз золота по микроводорослям и бактериям, а также по другим микроорганизмам, в частности, по грибам [56]. Предполагается, что образование последних связано с огромными массами водорослевых биоценозов. В частности, микрофосиллии грибной природы проявлены множеством остатков в фосфатизированных черных сланцах, образовавшихся в морском бассейне с турбидитами около 2 млрд лет назад [4], что свидетельствует о достаточно широком распространении уже в палеопротерозое возможных биогенных концентратов золота.

И хотя, как отмечено выше, в месторождении Карлин наличие золотоорганических соединений в рудах не подтвердилось, вряд ли можно полностью исключать образование таких форм золота на этапе его первичного концентрирования в донных осадках под влиянием повышенных содержаний ОВ. Можно лишь предполагать, что последующая трансформация и перераспределение золота под влиянием процессов метаморфизма не способствовали сохранению первоначальных органоминеральных форм золота. Под влиянием этих процессов оказались нарушенными и конкретные корреляционные связи меж-

ду первичными содержаниями ОВ и золота; сохранилась лишь общая тенденция повышенной углеродистости черносланцевых толщ. На существование былой связи, как мне кажется, может указывать то обстоятельство, что наиболее высокие (до 10 г/т) содержания золота и платины Сухого Лога приурочены к отдельным фракциям нерастворимой органики, где они присутствуют, по-видимому, в виде тонких самородных образований [41, 42].

Изучение морфологии микровыделений золота из золото-сульфидных месторождений в углеродистых толщах показало, что оно образовалось в илоподобной среде на стадии раннего диагенеза осадков и имеет биоорганическую природу. Подобные формы (кораллоподобная и войлочная) отмечались в рудах Витватерсранда как образовавшиеся на водорослевых матах [1]. Ранее сходство типичного месторождения черносланцевого типа (Сухого лога) с Витватерсрандом определялось по признакам поступления снизу глубинных газовых потоков, приносящих углерод [67]. Но, как известно, вещественный состав толщ Витватерсранда существенно отличается от состава черносланцевых формаций, и прежде всего значительным содержанием грубообломочных разностей (конгломератов). В свете новых данных [10] эти отличия могут оказаться несущественными – подтвердилось мнение А.Д. Щеглова, который вслед за Д.И. Царевым полагал, что гальки кварца, составляющие основной объем конгломератов, представляют собою псевдогальки и являются продуктом сложных физико-химических процессов, происходивших в глинистом материале.

На примере Азовского моря подсчитано [26], что фито- и эврифаги утилизируют от 3 до 6% всего количества ОВ, находящегося во взвеси. Если к этому добавить, что потери  $C_{орг.}$  на границе река – море достигают 64,2% от всей массы, произведенной на суше и поставляемой речным стоком, становится ясно, что экзогенный (терригенный) источник поставки ОВ может быть достаточным лишь для повышенной фоновой углеродистости черносланцевых толщ. Основными источниками ОВ в них служили остатки гидробионтов растительного и животного происхождения [7]. Отмечается цикличность (этапность) концентрирования планктоногенного ОВ, которая связывается с дегазацией углеводородов из мантии и коры в океанические бассейны [73]. Для создания локальных концентраций  $C_{орг.}$ , которыми отличаются поля месторождений, необходимы дополнительные эндогенные источники его поступления, состав которых устанавливается по газовой-жидким включениям в минералах.

Характеристики предполагаемых глубинных гидротермальных источников рудного вещества и углерода, которым, по некоторым представлениям,

обязано образование месторождений карлинского типа, достаточно разноречивы. Существенные коррективы в эти представления вносит знакомство с современными процессами поступления вещества. Так, в частности, при изучении подводных гидротерм, формирующих постройки, содержащие невидимое золото в сульфидах, установлена [9] недосыщенность флюидов в отношении свободного золота, препятствующая его выделению в свободном виде и определяющая его вхождение в состав дисульфидов железа и сульфидов меди и железа только в виде изоморфной примеси.

Помимо локально ограниченных гидротермальных проявлений, к тому же обычно приуроченных к образованиям, отличным от черносланцевых, реальными источниками ОВ и рудного вещества в палеобассейнах могли быть источники эндогенных флюидов и углеводородов метанового ряда, подобные обнаруженным на дне современных морей. Уже в течение почти полутора десятков последних лет привлекают к себе пристальное внимание специфические газовые (водно-газовые) источники. В англоязычной литературе они известны как холодные сипы (seeps, истечения), зоны вентинга. По температуре сипы часто практически не отличаются от окружающих вод, но на сейсмоакустических профилях отражаются в виде своеобразных факелов – плюмов. Плюму отвечают повышенные содержания в воде растворенных водорода, метана и кремнекислоты. На поверхности грунта и в толще осадков в области действия возгонов часто наблюдаются карбонатные корки, другие новообразования, в том числе барит, сульфиды железа, марганца и др., бактериально-микроводорослевые пленки (маты), нередко специфическое симбиотрофное сообщество макробентоса. Обычно эти проявления связываются с газогидратами или нефтегазовыми проявлениями, иногда с поствулканической деятельностью и контролируются во многих случаях зонами разломов (сдвигов). Они располагаются в приконтинентальных впадинах и известны в Мексиканском заливе [88, 95–97], у западного побережья США [87, 91, 100], в Норвежском море [45], Алеутской зоне [101], в районе северных Курил [32], у восточной Камчатки [99], у восточного Сахалина [89], в Беринговом море [77] и в др. местах.

По своим произведенным продуктам сипово-вентинговые системы хорошо совпадают с типами и формами органики, отмечаемыми в месторождениях черносланцевых толщ. Б.Г. Лутц [49], анализируя летучую фазу в мантийных породах, определял ее метано-водородный состав ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $C$ ). Ей близок состав углеродистого вещества месторождения Сухой Лог, в котором преобладает кероген, присутствует и углекислотно-метановая газовая фаза ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $C_2H_6$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ), а также растворимое органическое ве-

щество [41–43]. Углеродистое вещество в черносланцевых толщах обычно представлено рядом керит – оксикерит – антракосолит – шунгит – графит [37]. Наименее измененные члены этого ряда указывают скорее на сапропелевый, нежели гумусовый состав первичного ОВ и, вероятно, битумогенную (или син-битумоидную) природу этих образований. В качестве гомолога подобных образований в современном осадочном образовании могут рассматриваться высокоуглеродистые (сапропельсодержащие) донные отложения Средиземноморья [102].

Неоднократно упоминаемой особенностью механизма первичного концентрирования тонкого золота в илах приконтинентальных впадин является то, что оно осуществлялось в условиях значительного потенциала органического вещества и дефицита кислорода (а в некоторых случаях – и сероводородного заражения), в результате процессов фазового перехода от гидротроилита (обычной в донных осадках минеральной формы моносульфида железа, особенно в условиях сероводородного заражения придонных вод и донных осадков [24]) к пириту (через дегидратированный гидротроилит). Экспериментальные исследования подобных процессов с использованием высокочувствительных методов позволили В.В. Фадееву с соавторами [79] установить, что по отношению к золоту сорбционная емкость исходного гидротроилита на 1-2 порядка выше емкости пирита. Отсюда возникает возможность образования и концентрирования тонкодисперсного золота в сульфидах (в пирите, в частности) в ходе этой трансформации за счет сброса избытка первоначально аккумулярованного в гидротроилите металла.

Как мне представляется, именно этот механизм, простой и повсеместно распространенный, способен образовывать высокие содержания золота в осадочно-диагенетических пиритах, на порядок и более превышающие его содержание во вмещающих черносланцевых толщах [12]. Подтверждением тому, что этот механизм способен реализоваться уже на стадии аккумуляции донных осадков, является формирование рентгеноаморфного гидратированного гидротроилита при взаимодействии гидроксидов железа с сероводородом при комнатной температуре. В ходе экспериментов [79] происходило старение и обезвоживание гидротроилита, и по прошествии примерно полугода образовался кристаллический дисульфид железа – пирит. Повышенная сорбционная способность исходного гидротроилита к золоту является, возможно, не только следствием большей удельной поверхности, но и наличием ОН- и HS<sup>-</sup> групп в составе минеральной фазы. Предполагается их участие в концентрировании золота с участием механизма хемосорбции. Присутствие этих групп в структуре гидротроилита было установлено ранее [35].

#### **ОБСУЖДЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО ТИПА И ВОЗМОЖНЫХ РУДОПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ СОВРЕМЕННОГО МОРСКОГО ДНА**

Автор полагает, что обнаруженные в черносланцевых толщах представители метаново-битумоидного ряда ОВ, инкрустированные золотом остатки микроорганизмов (и в первую очередь – типичные для современных бактериальных матов так называемые войлочные формы), состав вмещающих отложений (в частности, наличие карбонатов как новообразований) позволяют достаточно уверенно сопоставлять проблематичные источники поставки углеводородов, кремнезема, серы и (возможно) некоторых рудных элементов в эти толщи с широко распространенными в современных приконтинентальных впадинах сипами. В свою очередь, это сопоставление позволяет уточнить условия формирования черносланцевых толщ, в частности, их генетический тип, приуроченный к приконтинентальным бассейнам, подобным современным.

Такой тип структуры палеобассейна может интерпретироваться как относительно мелководный прогиб (впадина), в котором аккумуляровались будущие отложения черносланцевого типа, отличающиеся "грязными" карбонатными толщами [5]. "Загрязненность" карбонатов обусловлена привнесением терригенного материала, а также смешением материала разного происхождения. Зоны проявления сипов, как отмечалось выше, контролируются тектоническими нарушениями с преобладанием сдвиговой компоненты и тенденциями растяжения, причем последние реально установлены в виде эскарпов сбросов в так называемой Алеутской субдукционной зоне, осадочные отложения которой некоторыми исследователями интерпретируются как аккреционная призма [101].

Вероятно, в подобных условиях (приконтинентальных впадин) могла происходить разгрузка дистальных турбидитных потоков черносланцевой толщи докембрия, описанная В.З. Негруцой с соавторами [57]. Для нее характерны сульфидная минерализация, представленная преимущественно пиритом, образованным на стадии раннего диагенеза в условиях бактериального преобразования органики осадочного вещества. В газовой фазе присутствуют гомологи метана до пентана включительно. Такая гомеотипия генетических признаков позволяет, как мне кажется, дополнить предполагаемый авторами публикации углеводородный потенциал толщи также и тонким золотом.

Следующий пример близок к указанным условиям, но режим седиментации более мелководный и представлен литолого-фаціальным комплексом отложений с золоторудной минерализацией позднюр-

ских тыловых бассейнов барьерных рифов Северного Кавказа [8]. Золото тяготеет к органическому веществу, высокие содержания которого (вплоть до накопления горючих сланцев) обусловлены планктоном, поглощавшим и усваивавшим золото, находившееся в морской воде в растворенном и взвешенном состоянии. В пределах приразломной зоны Центрального Предкавказья отмечена генерация углеводородных флюидов. Известные здесь глинисто-известковые битуминозные породы черного и темно-серого цвета могут рассматриваться как гомологи "грязных карбонатов" (см. выше), к ним же может быть отнесена какая-то часть биогермных образований с органогенно-детритовой разнотельной структурой, обычно представленных доломитизированными известняками и доломитами. Первичное тонкодисперсное золото под воздействием повышенных температур и давления было перераспределено в постседиментогенную фазу из вмещающих пород в трещины, где образовались золотоносные кварц-сульфидные прожилки.

Еще более мелководные, практически приуроченные условия осадконакопления можно предполагать в случае совмещения золоторудной и урановой минерализации на месторождениях типа упомянутого Витватерсранда. Вещественный состав образований лишь условно может сопоставляться с черносланцевыми толщами, представляя их прибрежные фации – литоральные и супралиторальные. Первичные концентрации золота и урана пространственно тяготеют к перемещавшейся в прошлом береговой линии палеобассейна, к которой были приурочены и более высокие концентрации ОВ, осаждавшегося на границе суша-море, но сохранившегося в морфоструктурах-ловушках наиболее тонкого осадочного материала (типа современных бухт- и заливов-ловушек в Японском море [76]) в условиях восстановительного потенциала придонных вод.

В заключение попытаемся наметить в пределах современных приконтинентальных бассейнов области дна, осадки которых могут рассматриваться в качестве гомологов черносланцевых толщ и потенциально содержать первичные синседиментационные концентрации тонкого золота (повторим, пока реальные промышленно интересные объекты не обнаружены). В первую очередь будем рассматривать те, где тонкое золото уже отмечается или может предполагаться по ряду поисковых критериев.

Первая – приустьевые части рек, дренирующих области сноса с многочисленными коренными источниками золота благоприятных рудных формаций – эпитермальной золото-серебряной, сульфидной и других подобных, характеризующихся хорошо проработанными зонами окисления и умеренно вскрытых эрозионным срезом. В этом отношении

определенные перспективы связываются с золото-серебряными месторождениями Северо-Востока России [66].

В качестве второй области можно было бы рассматривать фациальные обстановки типа малых заливов или заливов-ловушек, описанных в Японском море [76], если бы, естественно, здесь существовали оптимальные условия поставки рудного материала с суши. Наиболее благоприятна для аккумуляции рудного вещества в подобных объектах достаточно спокойная в гидродинамическом отношении обстановка осаждения и накопления тонкозернистого материала на фоне высокого содержания органического вещества. Моделью подобного мелководного типа седиментации и концентрации в осадках тонкого золота мог бы быть район Сахалинского залива, но при условии (ныне отсутствующем), что пролив Невельского был бы перекрыт и являлся кутовой частью Сахалинского залива. В этом случае Амурский лиман и южная часть Сахалинского залива представляли бы собою перспективный объект на тонкое золото в илах.

Наконец, в качестве третьей области дна как актуалистической модели эпипалеобассейнов, в которых формировались черносланцевые толщи, могла бы быть северная часть Татарского пролива при осуществлении хотя бы одного из двух альтернативных и одного обязательного условий. Из альтернативных: весь поток взвешенного и растворенного рудного материала, выносимого р. Амур, проходил бы через пролив Невельского, либо же на побережьях Сахалинского залива и северной части Татарского пролива имелись бы благоприятные источники поставки рудного вещества. Реализация любой из этих вводных должна осуществляться на фоне обязательного условия – длительно и активно действующей системы сипов, которые пока в этом районе не обнаружены.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Специфика месторождений невадийского (карлинского) типа определяется условиями образования так называемых черносланцевых формаций, т. е. условиями поставки и распределения терригенного материала, сходными с таковыми в современных приконтинентальных бассейнах. Можно наметить, по крайней мере, две области дна таких бассейнов, которые могут представлять собою актуалистические модели, иногда различающиеся в черносланцевых толщах типами рудогенеза.

Первая соответствует обстановкам современного шельфа – от приуроченных до его бровки, они отличаются от всех других шельфовых как ловушки

терригенного материала с высокими темпами его аккумуляции в отстойных условиях, сопровождающихся повышенным содержанием ОВ и дефицитом свободного кислорода.

Вторая представляет собою осадконакопление в современных эпибатальных котловинах у континентального склона, где также преобладает восстановительный режим, а дефицит кислорода может сопровождаться сероводородным заражением придонных вод и осадков. Темпы осадконакопления здесь ниже, чем в предыдущей области, почти на порядок, и дефицит ОВ, необходимого для типичных черносланцевых толщ, компенсируется за счет его поступления из холодных эксгальционных источников типа современных сипов.

Ураново-золотой и медно-золотой рудные парагенезы, по всей видимости, связаны с наиболее мелководными, приурезовыми обстановками палеобассейнов, все остальные парагенезы – с более глубоководными, эпибатальными.

2. Основным источником первичной концентрации тонкого золота в осадках является терригенная поставка, реализуемая в следующих рядах его перераспределений и видовых трансформаций.

В мелководной области (и в первую очередь – в зоне биогеохимических барьеров на границе суши-море) – золото в ионной форме + золото взвеси (соответственно, жидкая и твердая фазы речного стока) на стадии сингенеза с участием ОВ переходят в осадок, насыщая гидротроилит. Следующее перераспределение – на стадии сингенеза и раннего диагенеза. Происходит сброс избытка золота (с переходом его в свободное состояние) при замещении гидротроилита пиритом. Золотом (в тонкодисперсном виде и в сочетании с ОВ в виде золотоорганических соединений) обогащены наиболее тонкозернистые разности осадков, в связанном виде оно входит в состав сульфидов (пирита, арсенопирита). Заключительный (предметагенный) этап перераспределения – на стадии позднего диагенеза. Резкое изменение минерализации поровых вод в результате давления вышележащих слоев способствует перераспределению золота, ОВ, кремнекислоты, карбонатов и др. еще до проявления собственно метаморфических процессов – воздействия термальных растворов, эксгальциаций, как и избыточных температур и динамических напряжений. С метаморфическими процессами (которые, действительно, могут иметь значительный временной отрыв от сингенеза-диагенеза) связано окончательное перераспределение и видоизменение минерального состава как вмещающих пород, так и руд.

Для эпибатальной области ряд перераспределений золота начинается с сорбции его растворенных форм глинистыми минералами в присутствии ОВ. Существенную роль при образовании золотоор-

ганических (биоорганических) соединений играют микроорганизмы. Источником поставки ОВ и основной существования микроорганики являются преимущественно холодные сипы. В эпибатальных условиях увеличивается потенциал сероводородного заражения придонных вод и осадков и, соответственно, скорость и масштабы механизма выделения золота при трансформации сульфидов железа и, возможно, других элементов. Дальнейшие диагенетические и последующие метаморфогенные перераспределения золота подчинены описанной выше схеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А., Матвиенко В.Н., Нарсеев В.А. Наноминералогия золота золоторудных месторождений основных промышленных типов // Отчет. геология. 2000. № 3. С. 20–40.
2. Айнемер А.И., Егиазаров Б.Х., Краснов С.Г., Лихт Ф.Р. К проблеме металлоносных осадков и тонкого золота // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, 1984. С. 93–103.
3. Андреев С.И. Рудогенез Мирового океана // Тихоокеан. геология. 1997. № 5. С. 25–33.
4. Ахмедов А.М., Белова М.Ю., Крупеник В.А., Сидорова И.Н. Микрофоссилии грибной природы из черных сланцев палеопротерозоя Печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 2000. Т. 372, № 5. С. 646–649.
5. Бакулин Ю.И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенерированных первично-осадочных месторождений // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 126–128.
6. Баранова Н.И., Козеренко С.В., Банникова Л.А., Барсуков В.П. Золото в гидротермальном процессе: условия его транспортировки и фиксации // 14-й Тихоокеан. научн. конгр. Хабаровск, 1979. С. 38–40.
7. Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Органическое вещество меловых черных сланцев Мирового океана // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. М., 2000. Т. 1. С. 116–118.
8. Бойко Н.И. О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях северного Кавказа // Докл. АН СССР. 2000. Т. 370, № 3. С. 350–352.
9. Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В. и др. Невидимое золото в сульфидах из современных подводных гидротермальных построек // Докл. АН СССР. 2000. Т. 372, № 6. С. 804–807.
10. Бродская Р.Л., Шумская Н.И. Модель образования кварца из золоторудных конгломератов Витватерсранда (ЮАР) // Докл. АН СССР. 1998. Т. 362, № 3. С. 378–381.
11. Буряк В.А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых ("углистых") толщ // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 4. С. 907–910.
12. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование М.: Недра. 1982. 256 с.
13. Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих ком-

- понентов золоторудных месторождений в углесодержащих толщах // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 31–42.
14. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток: Дальнаука. 1987. 156 с.
  15. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота Владивосток: Дальнаука. 1988. 402 с.
  16. Буряк В.А., Неменман, Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток, 1988. 116 с.
  17. Буряк В.А. Проблема генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, золотоплатиноидного и прочих видов оруденения // Тихоокеан. геология. 2000. № 1. С. 118–129.
  18. Быковский Л.З., Зубков Л.Б. Современные задачи изучения и оценки возможностей комплексного использования россыпных месторождений // Отеч. геология. 1998. №3. С. 17–20.
  19. Быховер Н.А. Экономика минерального сырья. М.: Недра, 1971. 192 с.
  20. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Чхетия Д.Н. и др. Сорбция на гуминовых кислотах как основа первичного накопления золота и элементов группы платины в черных сланцах // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 605–612.
  21. Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. 1983. № 4. С.560–568.
  22. Виноградов Л.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 216 с.
  23. Гаскова О.Л., Бортникова С.Б., Айрияц А.А. и др. Геохимические особенности техногенного озера, содержащего отходы цианирования золото-арсенипирит-кварцевых руд // Геохимия. 2000. № 3. С. 317–328.
  24. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения (Черное море) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1988. Вып. 705. 194 с.
  25. Гольдфарб Ю.И. Динамические типы аллювиальных россыпей золота Северо-Востока России // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 5. С. 468–483.
  26. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
  27. Гордеев В.В., Егоров А.С., Лисицын А.П. и др. Растворенное золото в поверхностных водах северо-восточной Атлантики // Геохимия. 1997. № 11. С. 1139–1148.
  28. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
  29. Егизаров Б.Х., Айнемер А.И., Краснов С.Г. и др. Металлоносные осадки океанов – новый тип минерального сырья // Мировой океан и его минеральные ресурсы. Л., 1981. С. 5–16.
  30. Жабин А.Г. Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадочных формациях // Отеч. геология. 1997. № 6. С. 35–40.
  31. Звягинцев О.Е. Геохимия золота. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 114 с.
  32. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 5. С. 795-801.
  33. Ивенсен Ю.П., Левин В.И., Нужнов С.В. Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М.: Наука, 1969. 208 с.
  34. Кардаш В.Т., Лебедь Н.И., Луцкив Я.К. Новый полигенетический тип золотоносных отложений на украинском шельфе Азово-Черноморской депрессии // XI Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания: "Важнейшие промышленные месторождения и типы россыпей и кор выветривания. Технология оценки и освоения". М., 1997. С. 107.
  35. Козеренко С.В., Храмов Д.А., Фадеев В.В. и др. Исследование механизмов образования пирита в водных растворах при низких температурах и давлениях // Геохимия. 1995. № 9. С. 1352–1366.
  36. Константиновский А.А. О распределении мелкого и тонкого золота в терригенных отложениях конечных бассейнов седиментации // Континентальные россыпи Востока СССР. Благовещенск, 1982. Ч. 1. С. 104–105.
  37. Коробейников А.Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. № 12. С. 1747–1757.
  38. Коробушкин И.М. О форме нахождения "тонкодисперсного" золота в пирите и арсенипирите // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 5. С. 1121–1122.
  39. Котина Р.П., Швецов П.В. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метагенеза // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 2. С. 396–399.
  40. Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений М.: Инстр. лит., 1959. С. 388–440.
  41. Лаверов Н.П., Митрофанов Г.Л. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения золота Сухой Лог // Докл. АН СССР. 1997. Т. 355, № 5. С. 664–668.
  42. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. Платина и самородные металлы месторождения Сухой Лог // Наука в России. 1999. №2. С. 4–7.
  43. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю. Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Докл. АН СССР. 2000. Т. 371, № 1. С. 88–92.
  44. Легедза В.Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 2. С. 437–440.
  45. Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др. Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море // Геохимия. 2000. № 3. С. 268–281.
  46. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.; Л.: Объед. научн.-техн. изд-во НКТП СССР, 1935. Вып. 111. 394 с.
  47. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 393 с.
  48. Лихт Ф.Р. Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука, 1993. 239 с.

49. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма М.: Недра, 1980. 248 с.
50. Масленников В.В. Черносланцевые отложения золоторудных районов (на примере Восточно-го Казахстана) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 88–98.
51. Маслов Ю.С. О золотоносности донных осадков прибрежной зоны Восточно-Сибирского моря // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 199–204.
52. Мирзаханов Г.С., Мирзаханова З.Г. Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. Владивосток, 1991. 126 с.
53. Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.
54. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 358 с.
55. Моисеенко В.Г. Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки. Благовещенск, 1997. 101 с.
56. Моисеенко В.Г., Куимова Н.Г., Макеева Т.Б., Павлова Л.М. Образование биогенного золота мицелиальными грибами // Докл. АН СССР. 1999. Т. 364, № 4. С. 535–537.
57. Негруца В.З., Полюховский Ю.С., Петровский М.Н., Тарасова И.П. Пиритовая минерализация в черных сланцах верхнего докембрия полуострова Рыбачий // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 2. С. 157–167.
58. Опекунов А.Ю. Дифференциация осадочного материала на шельфе Восточно-Арктических морей (на примере Анадырского залива): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1990. 24 с.
59. Петров В.Г. Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфогенных толщах докембрия Енисейского кряжа // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1976. Вып 370. С. 21–34.
60. Плюснин А.М., Погребняк Ю.Ф., Татьянакина Э.М. Влияние криогенных процессов на формирование водных потоков рассеяния золота // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 3. С. 700–702.
61. Погребняк Ю.Ф., Пустельников О.С., Тримонис Э.С. Золото в водной взвеси Балтийского, Северного и Черного морей // Геохимия. 1980. № 1. С. 116–121.
62. Поликарпочкин В.В., Коротаева И.Я., Гапон А.Е. Концентрирование хемогенного золота в осадкообразовании // Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1969. С. 240–245.
63. Резник В.П., Федорчук Н.А. Тонкое золото в морских и океанических осадках // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 355–363.
64. Риндзюнская Н.М., Матвеева Е.В. Экзогенные месторождения с мелким и тонким золотом – перспективы XXI века // Отеч. геология. 1998. № 3. С. 20–25.
65. Росляков Н.А., Непейна Л.А., Цимбалист В.Г. и др. Формы нахождения и миграции золота в коре выветривания золотосульфидных месторождений // Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 125–138. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 149).
66. Савва Н.Е., Пляшкевич А.А., Петров С.Ф. Золотосеребряные и серебряные месторождения окраинно-континентальных вулканических поясов Северо-Востока России // Отеч. геология. 1997. № 12. С. 6–14.
67. Сафонов Ю.Г. Золото России: перспективы на будущее // Наука в России. 2000. № 1. С. 4–9.
68. Сахарова М.С., Аполлонов В.Н., Калиткина Н.А. и др. О раннем золоте и возможностях его перераспределения в сульфидных рудах // Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1972. Вып. 44. С. 64–69.
69. Сидоров А.А., Волков А.В. О некоторых аналогиях в строении и составе рудных залежей на золотосульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чукотка) // Докл. АН СССР. 1998. Т. 359, № 2. С. 226–230.
70. Сидоров А.А., Волков А.В. К проблеме углеродистого вещества в рудообразовании (Майское золоторудное месторождение, Центральная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1999. Т. 369, № 2. С. 241–243.
71. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 97–102.
72. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеан. геология. 2000. № 1. С. 37–49.
73. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных-концепций // Вестн. РАН. 2000. Т. 70, № 8. С. 719–724.
74. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 366 с.
75. Соколов Б.А. Нефтегазоносность Земли // Наука в России. 1996. № 6. С. 16–20.
76. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток, 1983. 287 с.
77. Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевиц А.Х. и др. Изотопный состав метана, двуокиси углерода и карбонатов из термальных вентов подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 728–732.
78. Тюрин Н.Г. О тонкодисперсном золоте в пирите // Геология руд. месторождений. 1965. Т. 7, № 5. С. 70–75.
79. Фадеев В.В., Козеренко С.В., Углов Б.Д., Былинский Е.Н. Золото в процессах пиритообразования. Сообщение 1. Концентрирование золота в процессах пиритообразования // Геохимия. 1999. № 12. С. 1313–1322.
80. Фишер Э.И., Фишер В.Л., Миллер А.Д. Экспериментальные исследования характера взаимодействия природных органических кислот с золотом // Сов. геология. 1974. № 7. С. 142–146.
81. Фишер Э.И., Фишер В.Л. Роль гумусовых кислот в процессах сорбции золота иловыми осадками // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 77–82.
82. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 590–624.
83. Чухров Ф.В. О миграции золота в зоне окисления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 4. С. 117–126.



84. Шер С.Д. Металлогения золота (С. Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 295 с.
85. Эйриш Л.В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 72–79.
86. Belzile N., Tessier A. Interactions between arsenic and iron oxyhydroxides in lacustrine sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1990 V. 54. P. 103–109.
87. Bohrmann G., Greinert J., Suess E. Authigenic carbonates from Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability // *Geology*. 1998. V. 26, N 7. P. 647–650.
88. Fu D., Aharon P., Byerly G.R. Barite chimneys of the Gulf of Mexico slope: initial report on their petrography and geochemistry // *Geo-marine Letters*. 1994. N 14. P. 81–87.
89. Ginsburg G.D., Soloviev V.A., Cranston R.E. et al. Gas hydrates from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea // *Geo-marine Letters*. 1993. N 13. P. 41–48.
90. Hummel R.W. Determination of gold in sea-water by radioactivation analysis // *Analyst*. 1975. V. 82. P. 483.
91. Kulm L.V.D., Suess E. Relationship between carbonate deposits and fluid venting: Oregon accretionary prism // *Journ. of Geophys. Res.* 1990. V. 95, N B6. P. 8899–8915.
92. Nelson H., Hopkins D.M. Sedimentary processes and distribution of particulate gold in Northern Bering Sea // *US Geol. Surv. Open file report*. 1969. 55 p.
93. Ong H.L., Swanson V.E. Natural organic acid in the transportation deposition and concentration of gold // *Quart. Colorado School Mines*. 1969. V. 64., N 1. P. 395–425.
94. Remnitz E., Van Huene R., Wight F. Detrital gold and sediments in Nuka Bay, Alaska // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 700-c. 1970. P. c35–c42.
95. Roberts H.H., Aharon P., Carney R. et al. Sea floor responses to hydrocarbon seeps, Louisiana continental slope // *Geomarine Letters*. 1990. N 10. P. 232–243.
96. Roberts H.H., Aharon P. Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: A review of submersible investigations // *Geomarine Letters*. 1994. N 14. P. 135–148.
97. Sassen R., Roberts H.H., Aharon P. et al. Chemosynthetic bacterial mats at cold hydrocarbon seeps, Gulf of Mexico continental slope // *Org. Geochem*. 1993. V. 20, N 1. P. 77–89.
98. Schutz D.F., Turekian K.K. The investigation of the geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29, N 4. P. 59–313.
99. Seliverstov N.I., Torokhov P.I., Egorov Yu.O. et al. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // *Bull. Geol. Surv. of Denmark*. 1994. V. 41. P. 50–54.
100. Stakes D.S., Orange D., Paduan J.B. et al. Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California // *Marine Geology*. 1999. V. 159. P. 93–109.
101. Suess E., Bohrmann G., Huene, von R. et al. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone // *Journ. of Geophys. Res.* 1998. V. 103, N B2. P. 2597–2614.
102. Thomson J., Mercone D., de Lange G.J., van Santvoort P.G.M. Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 77–89.

Поступила в редакцию 12 июля 2000 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

### *F.P. Likht*

#### **Conditions for thin gold concentration in near-continental marine sedimentation (on sedimentation model for black shale-type deposits)**

The review of materials on metallogeny for the so-called «thin- or invisible gold» (TG) has enabled us to make the origin of the Nevadian-or Carlin-type deposits (CTD) clear in the black shale formations (BSF). The resemblance of the above-mentioned deposits with sediments from near-continental marine basins provides a way for determination of the specific conditions for sedimentation and the mechanisms for TG supply, migration and sedimentation favored for TG concentration in the deposits related to the black shale formations. TG concentration in CTD appears to be primary and sedimentogenic. The superposition of succeeding metamorphic processes leads to redistribution of the primary concentrations and the initiation of transformed ore and mineral associations giving an impression of the genetic separation of the sedimentation and ore formation. The possibility of the primary gold concentration is based on the mechanisms and volumes of gold supply from the land along with the terrigenous material and TG accumulation in sediments under the influence of the organic material, including microorganisms. It is noted that cold water and gas hydrocarbon sources on the sea bottom (similar to the recent seep-venting systems) are an important factor in the formation of the organic carbon potential in BSF. The latter are characterized by specific carbonate rocks, which might be formed and primary thin gold might be concentrated. They are similar to those formed by the above-mentioned sources and reef communities. Some bottom regions within the recent basins have been chosen as actualistic sedimentation models for the CTD, where the formation of homologues for BSF is possible and primary TG concentration, respectively.

## СОБЫТИЙНЫЕ УРОВНИ В СРЕДНЕМ КАРБОНЕ – РАННЕЙ ПЕРМИ ВЕРХОЯНЬЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА

А.Г. Клец\*, И.В. Будников\*\*, Р.В. Кутыгин\*\*\*, В.С. Гриненко\*\*\*\*

\*Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

\*\*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

\*\*\*Институт геологических наук ЯФ СО РАН, г. Якутск

\*\*\*\*Государственное унитарное предприятие Якутская поисково-съёмочная экспедиция, г. Якутск

На основе изучения геологических разрезов Западного Верхоянья и с учетом данных по другим районам предложена региональная стратиграфическая схема для всего Верхоянья. В среднем карбоне – нижней перми выделены вновь, восстановлены или дополнительно обоснованы следующие горизонты: имтанджинский, солончанский, бараинский, сетландинский, хорокытский, эчийский и тумаринский. За основу при выделении региогоризонтов приняты седиментационные трансгрессивно-регрессивные циклы и связанная с ними этапность развития фауны. Обоснована последовательность комплексных биостратиграфических зон: в среднем карбоне – *Balakhonia insinuata*–*Verkhotomia tukulaensis*, *Verkhotomia tukulaensis*–*Verchojania cheraskovi*–*Jakutoceras aldanicum*, *Settedabania stepanovi*–*Christioceras domochotovi*; в верхнем карбоне – *Settedabania stepanovi*–*Eoshumarmites artigensis*, *Jakutoproductus tajanae*–*Muirwoodia mammata*–*Eoshumarmites lenensis*, *Jakutoproductus tajanae*–*Plicatiferina neoplicatilis*–*Plicatospiriferella costata*; в нижней перми – *Jakutoproductus protoverchoyanicus*, *Jakutoproductus verchoyanicus* и *Jakutoproductus rugosus*. Из их числа выделено семь событийных уровней биотической природы, имеющих максимальный корреляционный потенциал, совпавшие по времени с уровнями наиболее высоких стояний мирового океана.

**Ключевые слова:** стратиграфическая схема, карбон, пермь, биостратиграфические зоны, трансгрессивно-регрессивные циклы, Верхоянье.

### ВВЕДЕНИЕ

Вопросам стратиграфии каменноугольных отложений Верхоянья посвящено значительное количество работ, но существенно меньше, чем это сделано для перми. Каменноугольные отложения совместно с пермскими составляют единый комплекс терригенных осадков на огромной территории от берегов Северного Ледовитого океана на севере до левых притоков р. Май на юге, от бортов Вилюйской синеклизы и западной границы Предверхоянского прогиба на западе до берегов Тихого океана на востоке. Каменноугольные отложения, в отличие от пермских, занимают значительно меньшую площадь и выходят на дневную поверхность лишь в краевых частях поля распространения мезозоид и в ядрах положительных геологических структур. Начало формирования верхоянского терригенного комплекса мы относим к рубежу турнейского и визейского веков. Несомненно, что подошва верхоянского комплекса не строго изохронна, начало формирования нижних слоев растянуто во времени на разных территориях и зависело

в первую очередь от палеорельефа ложа бассейна седиментации. В наиболее углубленных частях палеобассейна отлагались самые древние базальные слои, а в ряде районов осадконакопление и не прекращалось. Например, в разрезе в верховьях р.Ким, что на самом юге обозначенной территории, из переходной пачки, представленной тонким переслаиванием темно-серых алевролитовых известняков и известковистых алевролитов, залегающих на турнейских серых криноидных известняках хамамытской свиты, Т.В.Клец определены конодонты *Polygnathus communis communis* Br. et M., *P. purus purus* Voges, Л.С.Бушминой – остракоды *Amphissites* sp., *Coryellina* sp., *Shivaella* sp., *Carboprimitia* aff. *rhombica* Busch., *Barychilina* ? sp., *Microcheilinella* sp., *Healdianella* sp., *Acratia* aff. *curvata* Posner, *Bairdia zaninae* Posner, *B.* aff. *quasilecta* Busch., *B. extenuata* Tschigova, *B.* aff. *magnacurta* Morey, *B.* aff. *gibbera* Morey, *B.* aff. *inasueta* Tschigova, *B.* aff. *kalugaensis* Samoilova et Smirnova, *Bairdiacypris* aff. *cylindrica* (Sam. et Smirnova), которые указывают на позднетурнейский возраст.

Принято считать, что зарождение Верхоянского позднепалеозойского краевого бассейна связано с герцинской складчатостью, сопровождающейся рифтогенезом, главная фаза которых в Верхоянье приходится на конец турне – начало визе. В результате карбонатакопление, которое преобладало в турне, в визе сменилось терригенным осадконакоплением. Очень часто нижние пачки верхоянского терригенного комплекса представлены калькаренидами, где составляющими частями служат песчинки подстилающих серых криноидных известняков и органогенный перемытый детрит виден невооруженным глазом (разрезы южного обрамления на правом берегу р. Май) [13]. Повсеместно в составе терригенных пород отмечена примесь туфогенного материала.

Начальная фаза становления верхоянского палеобассейна рассматривается нами как период заполнения терригенными осадками наиболее углубленных частей подводного рельефа, сформировавшегося в эпоху рифтогенеза. В Верхоянье с этим периодом связано формирование невыдержанных по простиранию, слабо фаунистически охарактеризованных алевро-песчаных, кремнистых и туфогенно-кремнистых и глинисто-карбонатных осадков куранахской, атырдахской, агакуканской свит и их аналогов. Максимум данной трансгрессии фиксируется в разрезах Орулгана и Хараулаха накоплением глинисто-алевролитовых низов былькатской свиты и нижней подсвиты тиксинской свиты.

Начиная со следующего этапа, имтанджинского (ольчинского, наталинского или юпенчинского), в результате обширной трансгрессии верхоянский палеобассейн покрывает огромные пространства и заполняет свое ложе в пределах современных границ выходов на дневную поверхность отложений верхнего палеозоя. С этого момента и до конца перми история формирования верхоянского терригенного комплекса представляется нам как непрерывная последовательность чередующихся подъемов и падений уровня мирового океана (трансгрессивно-регрессивных циклов) на фоне устойчивого поступления терригенного материала преимущественно со стороны Сибирской платформы [9, 31]. До конца ранней перми таких циклов насчитывается еще четыре – солончанский, барае-сетландинский, эчийский (включая время формирования хабахской свиты) и тумаринский. Одноименные им свиты и их аналоги в пределах Верхоянья были закартированы в период среднемасштабного геологического картирования (рис.).

Актуальность ревизии региональной стратиграфической схемы карбона Верхоянья очевидна. В настоящей работе мы касаемся лишь каменноугольной части разреза верхоянского комплекса и той части нижней перми, которая не вошла в предыдущую публикацию (“Стратиграфия. Геологическая корре-

ляция”, в печати) и которая важна для понимания проблемы пограничных отложений карбона – перми.

Стратиграфические схемы карбона Северо-Востока России не рассматривались уже более 25 лет со времени Магаданского стратиграфического совещания, хотя за этот период состоялось шесть только международных геологических конгрессов по карбону, на больших территориях были реализованы всеоюзные и всероссийские программы “Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000” и “Геологическое доизучение масштаба 1:200 000”. Были затрачены огромные усилия армии геологов, получен большой новый фактический материал, который требует соответствующего осмысления на базе последних достижений палеонтологии и стратиграфии.

За последние 30 лет вышел целый ряд обобщающих работ, где рассматриваются различные варианты биостратиграфических схем как для больших территорий, так и для отдельных их частей. Так, для Сибирского биогеографического пояса это монография О.В. Юферева [30], для Северо-Востока России – статьи В.Е. Руженцева [23], Г.Е. Черняка [29], для Северо-Востока Азии – сводки В.Г. Ганелина и Г.Е. Черняка [32], “Основные черты...” [18], для Верхоянья – две книги из трилогии Б.С.Абрамова и А.Д. Григорьевой [2,3], для Северного Верхоянья – работы Р.В. Соломиной [26–28], для Западного Верхоянья – В.Н. Андрианова [5,6], Юго-Восточного Верхоянья – статья А.Г.Клеца [16]. Для Средней Сибири и Забайкалья материалы по биостратиграфии верхнего палеозоя обобщены в работах [17, 22].

Б.С. Абрамов в развитие своих представлений на биостратиграфию каменноугольных отложений Сетте-Дабана [1] предложил детализированную и уточненную погоризонтную схему биостратиграфического расчленения карбона для всего Верхоянья [2]. Им совместно с А.Д. Григорьевой предложено средний-верхний карбон Верхоянья делить на хатынахский, наталинский, давнинский, абагинский, этикенский и суркечанский горизонты. За основу взята схема биостратиграфического расчленения Сетте-Дабана, которая была принята Магаданским Региональным стратиграфическим совещанием в 1974 г. [20] в качестве опорной, а погоризонтная последовательность использована в региональной части для всего Северо-Востока России. Эта схема фактически и является до настоящего времени единственной официально утвержденной. В последние годы работами сотрудников ВСЕГЕИ в стратотипической местности распространения региогоризонтов эта схема была поставлена под сомнение, поскольку ими было установлено чешуйчато-надвиговое строение территории расположения опорного каменноугольного разреза по руч.Хоспохчон, где и выделены

стратотипы утвержденных горизонтов. Тем не менее, альтернативной схемы для всего Верхоянья предложено не было.

На территории Западного Верхоянья долгие годы биостратиграфические исследования проводил В.Н. Андрианов. По результатам изучения главным образом аммоноидей и цикличности строения геологического разреза с учетом данных предшествующих исследований им предложены имтанджинская и солончанская свиты с характерными комплексами в карбоне и кыгылтаский, хорокытский, эчийский, тумаринский биостратиграфические горизонты на основе одноименных свит в нижней перми [4,5]. Основным недостатком предлагаемой им схемы – это слабая охарактеризованность подразделений остатками брахиопод, группы, которая в региональном отношении является ведущей как для расчленения, так и для корреляции геологических разрезов в пределах Верхоянья. Аммоноидеи, несмотря на особую значимость при межрегиональных корреляциях, отличаются спорадичностью находок и приуроченностью к отдельным уровням наиболее глубоководных осадков.

Для Северного Верхоянья Р.В. Соломиной [26–28] в среднем карбоне – нижней перми выделено 7 биостратиграфических комплексов, которые прослеживаются в различной степени и в других районах Верхоянья. В среднем карбоне первый соответствует “соубольской свите Хараулаха и юпенчинской свите Орулгана, второй – нижней части сиздерской свиты Северного Орулгана и суорганской свите Южного Орулгана”. В верхнем карбоне выделяется халданский биостратиграфический комплекс, индексированный гжелским веком. В нижней перми Р.В. Соломина [27, с.71] выделяет 4 фаунистических комплекса: 1) с *Jakutoproductus protoverchoyanicus*, *Cancrinella grandis*; 2) с *Jakutoproductus parenensis*, *Anidanthus megensis*; 3) с *Jakutoproductus crassus*, *Anidanthus boikowi* и 4) с *Jakutoproductus verchoyanicus*.

Для Юго-Восточного Верхоянья А.Г.Клецком [16] предложена фаунистическая последовательность в ранге биостратиграфических зон и слоев с фауной: в карбоне – *Sajakella formosa*, *Yanshinoceras alexandri*, *Verkhotomia tukulaensis*, *Verchojania kaschirzevi*–*Plicatospiriferella praegjeliensis*, *Settedabania stepanovi*, *Muirwoodia mammata*, *Plicatiferina neoplicatilis* – *Plicatospiriferella costata* и в нижней перми – *Jakutoproductus expositus* – *Pterospirifer terechovi*, *Quinquenella pseudobrama*, *Jakutoproductus verchoyanicus* – *Spirelytha fredericksi*, *Jakutoproductus rugosus* – *Alispiriferella gydanensis*, *Jakutoproductus burgaliensis* – *Spirelytha kislakovi*. За некоторым исключением с небольшими уточнениями эта схема может быть использована и в Западном Верхоянье.

О.В. Юфев предложил [30] биостратиграфическую схему для Северного высокоширотного (Сибирского) биогеографического пояса. В ней наиболее четко обозначена связь биотических событий регионального масштаба с глобальными абиотическими событиями. По крайней мере, “главные” биостратиграфические зоны (*Planospirodiscus minimus*, *Orulganites triangulumbilicatus* и *Eoschumardites lenensis*), как мы покажем ниже, отвечают трем наиболее крупным трансгрессиям Верхоянского палеобассейна и которые поэтому, как нам кажется, имеют наиболее выраженный характер.

Биостратиграфическая последовательность, разработанная В.Г. Ганелиным на основе филогенетического развития брахиопод рода *Jakutoproductus* на материале Колымо-Омолонского массива [10, 11, 32], в карбоне, вероятно, менее применима для терригенных фаций Верхоянья, чем это имеет место в перми. Это можно объяснить, с одной стороны, тем, что в каменноугольный период только появившиеся представители рода *Jakutoproductus* (= *Verchojania*) еще не успели завоевать основные экологические ниши, а те фации, за которыми следовали якутопродуктиды в Верхоянском каменноугольном море (мягкие известково-глинистые илы), были распространены крайне редко, с другой стороны – сами брахиоподы имеют сохранность, не позволяющую использовать для разграничения видов те же признаки, что и на Колымо-Омолонском массиве. С началом пермской эпохи якутопродуктиды становятся доминантной группой фауны среди раковинного бентоса, и, естественно, они чрезвычайно широко используются в биостратиграфии.

Стратиграфическая схема для Северо-Востока России, предложенная Г.Е. Черняком [29], отличается комплексностью обоснования подразделений. Предлагаемые им магарский, ольчинский, пареньский региоярусы выделены с учетом распространения всех известных групп ископаемых организмов в позднем палеозое: брахиопод, аммоноидей, фораминифер, двустворчатых моллюсков и др. Мы считаем, что эта схема может быть принята как надрегиональная или провинциальная, связующая региональные шкалы с общей, подразделения которой напрямую в Верхоянье проследить невозможно в силу эндемичности как развитой здесь фауны, так и собственно Уральской.

Основная задача, как нам представляется, на настоящем этапе состоит в том, чтобы обобщить все накопленные фактические данные, опираясь главным образом на достоверные находки в разрезах. В общем и целом последовательность биостратиграфических комплексов ясна. И строить необходимо не новую схему, а максимально использовать весь накопленный багаж и дополнить новым материалом и



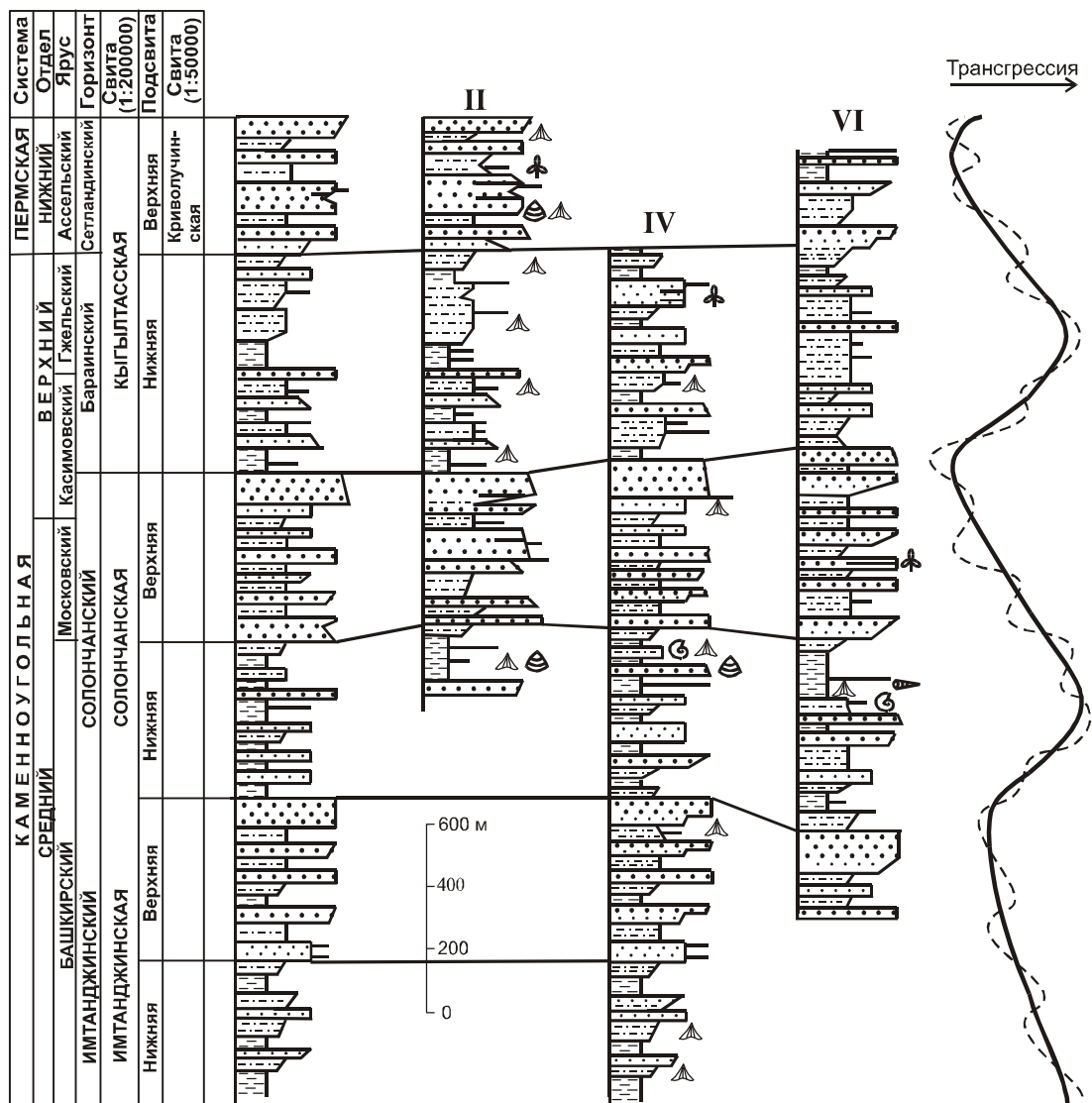


Рис. Продолжение.

новым пониманием с максимальным учетом сведений по распространению групп фауны по соседним и смежным регионам. Кроме того необходим комплексный подход с учетом седиментологических признаков разреза.

На наш взгляд, наиболее подходящим опорным регионом для построения региональной стратиграфической схемы для всего Верхоянья является Западное Верхоянье [9]. Трудно не согласиться, что это идеальный случай, когда региональные подразделения пермской и теснейшим образом связанной с ней каменноугольной систем расположены в одной типовой местности (бассейн р. Барайы, рис.). Есть возможность использовать единые принципы и методологические приемы. Есть основа, каркас, который можно в будущем дополнять и корректировать. Предлагаемая схема не является новой, в ней макси-

мально использованы наработки предыдущих исследователей с учетом всех новых данных по смежным областям (табл.).

#### БИОСТРАТИГРАФИЯ

**Имтанджинский** горизонт (принят условно). История с выделением имтанджинской свиты освещена нами ранее [8]. Типовыми принято считать разрезы свиты в верховьях рек Тумара, Эчий, конкретный разрез Н.П.Херасковым при первичном ее выделении указан не был. В качестве стратотипа горизонта предлагается разрез одноименной свиты на правом берегу р. Барайы по каньону ручья Рост (правый приток речки Орбани). Характеристика разреза представлена на рисунке. Эта часть разреза при среднемасштабной геологической съемке закартирована как имтанджинская свита в составе двух под-



свит: нижней – песчаниково-алевролитовой мощностью более 650 метров, и верхней – алевролитово-песчаниковой мощностью 850–950 метров. Из органических остатков в нижней части нами обнаружены *Attenuatella* sp., *Muirwoodia martianovi* (Ser. et Lap.), *Alispirifer* (?) sp., *Andreaspira* sp. Из средней части определены *Neochonetes carboniferus* (Keys.) и *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor. Кроме того, В.Н. Андрианов [4] приводит из верхней части свиты в бассейнах рек Барайы (руч. Толчан) и Томпо следующий комплекс: амmonoидеи *Orulganites triangulumbilicatus* (Popow), *Nuculoceras* (?) sp., брахиоподы: *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Pseudosyrinx tukulaensis* Kasch. (вероятно, *Verkhotomia tukulaensis*), *Taimyrella* cf. *pseudodarwini* (Einor), *Neospirifer* cf. *holodnensis* (Tschernjak) и др. Однако позднее В.Н. Андрианов переопределил амmonoидей как *Mezorulganites* sp. Им же из имтанджинской свиты р. Уяны [6, с.12] приводится *Stenopronorites subomolonicus* Andr. Этот уровень мы рассматриваем в качестве биостратиграфической зоны ***Balakhonia insinuata* – *Verkhotomia tukulaensis***. Им характеризуются повсеместно базальные слои ольчинского горизонта на Северо-Востоке России, юпенчинская свита в Северном Верхоянье, наталинская свита на Сетте-Дабане и нижнетылахская подсвита в Юго-Восточном Верхоянье.

**Солончанский** горизонт. В качестве стратотипа мы предлагаем типовой разрез (неостратотип) одноименной свиты по каньону ручья Рост (рис.), где она хорошо обнажена, имеет нижнюю и верхнюю границы. Парастратотип расположен в разрезе на р. Бирандя, где собран богатый комплекс амmonoидей [24]. В процессе среднемасштабной геологической съемки в верховьях рек Барайы и Тукулан свита закартирована как солончанская с двумя подсвитами. Нижнесолончанская подсвита хорошо фаунистически охарактеризована, в ее объеме в разрезе по р. Бирандя выделена биостратиграфическая зона ***Verkhotomia tukulaensis* – *Verchojania cheraskovi* – *Yakutoceras aldanicum***, где она представлена (обр.6026) амmonoидеями *Syngastrioceras paraglobosum* Sob., *Paraschartymites sakhaensis* Sob., *Bisatoceras baraense* Sob., *Yakutoceras aldanicum* Libr., *Mezorulganites birandensis* Sob., наутилоидеями *Adnatoceras boreale* Sob. и брахиоподами *Verkhotomia tukulaensis* (Kasch.), *Neochonetes carboniferus* (Keys.). В разрезе ручья Рост из нижнесолончанской подсвиты нами определены брахиоподы *Neochonetes* cf. *carboniferus* (Keys.), *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor, *Alispirifer dmitrii* Abr. et Grig., *Rhynoleichus triangulatum* Abr. et Grig., *Canocrinella alazeica* Zav. На ручье Сетландя из самых нижних слоев подсвиты в мелкозернистых алевролитах определены брахиоподы *Verkhotomia tukulaensis* (Kasch.), *Neospirifer licharewi* Abr., *Taimyrella afanasjevi* Abr. et Grig., *Verchojania cheraskovi*

Kasch., *Balakhonia insinuata* (Girty), *Paeckelmanella* sp., амmonoидеи *Syngastrioceras paraglobosum* Sob., *Yakutoceras* cf. *aldanicum* Libr., наутилоидеи *Thrinoceras verchojanicum* Sobolev. Аналогичный комплекс характерен для нижнеэкачанской подсвиты Сетте-Дабана [2], верхней половины тылахской свиты Юго-Восточного Верхоянья [16], низов суорганской свиты Северного Верхоянья [26].

Зона ***Settedabania stepanovi***. Впервые выделена в Юдомо-Майской подзоне Южно-Верхоянской зоны для верхней половины мишкинской свиты [16, 21]. Зональный комплекс представлен брахиоподами *Canocrinella subtilis* Abr. et Grig., *C. alazeica* Zav., *Karavankina ekatchanensis* (Abr.), *Linoproductus zimkini* Abr., *Calliprotonia renfrarum* Cooper et Muir-Wood, *Polystylus kenchansis* Klets и др. Разрезы верхнесолончанской подсвиты в Западном Верхоянье характеризуются существенным опесчаниванием, поскольку на этот период выпадает максимум регрессии (см. T-R кривую в таблице), поэтому существуют объективные трудности в выборе типового разреза с хорошей морской фауной. В разрезе верхнесолончанской подсвиты на ручье Рост встречены единичные *Verkhotomia tukulaensis* (Kasch.) и *Verchojania ursovi* Abr. et Grig., *Rhynchopora* cf. *arctica* Lich. et Einor. Из этого же уровня, прослеженного в разрезе правобережья р.Орбани, определены *V.cf. ursovi* Abr. et Grig., *V. cheraskovi* Kasch., *Neospirifer* cf. *licharewi* Abr., *Canocrinella* ex gr. *alazeica* Zav.

В Сетте-Дабане на руч.Хоспохчон [2] совместно с брахиоподами *Settedabania stepanovi* Abr., *Karavankina ekatchanensis* (Abr.), *Fimbriaria gijigensis* Zav., *F. gracilis* Abr. et Grig., *Punctospirifer* sp., *Taimyrella pseudodarwini* (Einor) в стратотипе среднеэкачанской подсвиты в 605 метрах от подошвы (общая мощность 662 м) найдены амmonoидеи *Christioceras domokhotovi* (Popow), которые, по мнению М.Ф.Богословской [7], указывают на московский век.

На Южном Орулгане вид *S. stepanovi* и сопутствующий комплекс характеризует вторую треть объема суорганской свиты в разрезе по р. Суорган-Хайдыбыт [25]. Совместно встречены гониатиты *Agathiceras* (*Agathiceras*) *uralicum* Karp., *Eosianites* sp. Позднее [26] Р.В.Соломина дополнительно сообщает, что в 568–604 метрах от подошвы в стратотипическом разрезе встречены еще и *Eoshumardites artigensis* Popow, *Owenoceras orulganicus* Popow. На Северном Орулгане в нижней части сиздерской свиты [26] обнаружены брахиоподы *Settedabania stepanovi* Abr., *Stenoscisma karpinskii* (Tschern.), *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Fimbriaria cristatotuberculata* (Kozl.), гониатиты *Stenopronorites karpinskii* Libr., *Yakutoglyphyrites involutus* Popow, *Eoshumardites artigensis* Popow. А, как пишет Р.В. Соломина (см. выше), в стратотипе суорганской свиты совместно с



*Settedabania stepanovi* Abr. в 568–604 метрах от подошвы (при общей мощности 865 м) встречены гониатиты рода *Eoshumardites*, которые В.Е. Руженцев [23] и М.Ф. Богословская [7] считают позднекаменноугольными. Поэтому зону *Settedabania stepanovi* мы условно подразделяем на две подзоны, нижнюю с *Christioceras domokhotovi* относим к московскому ярусу, а верхнюю с *Eoshumardites artigensis* считаем касимовской.

**Бараинский** горизонт. Впервые предлагается здесь, название происходит от реки Бараиы. За стратотип горизонта принят разрез нижнекыгылтасской подсвиты по р. Сетландя (рис., разрез II). Бараинский горизонт понимается нами в объеме нижнекыгылтасского подгоризонта. Как известно, кыгылтасский горизонт впервые выделен В.Н. Андриановым [5, с.51], в качестве лектостратотипа свиты и горизонта им был избран разрез по р. Аллары-Хадарынья. Практически все специалисты, изучавшие разрезы кыгылтасской свиты, отмечали ее двучленное строение, обычно нижнюю подсвиту относили к карбону, а верхнюю – к перми. Нижнюю подсвиту сопоставляли с халданской, суркечанской свитами, верхнюю – с мегенской свитой, нижнеунгоухтахской, нижнехалыинской подсвитами [2, 25, 28]. В 1973 г. Р.В.Соломина предлагала вообще отказаться от названия кыгылтасская свита в Западном Верхоянье в пользу халданской плюс мегенской свит из-за сходства строения, близости палеонтологической характеристики и неудовлетворительности стратотипа кыгылтасской свиты. На наш взгляд, чрезмерная унификация не всегда полезна. Отказ от использования кыгылтасской свиты в Западном Верхоянье породил бы автоматически другую проблему, проблему соотношения стратиграфических объемов мегенской и хорокытской свит, стратотипические разрезы которых достаточно удалены друг от друга. Неоднородность строения их в различных структурно-фациальных зонах привела к тому, что в одних случаях их называют почти аналогами [5 и др.], в других – в объем мегенской включается определенная часть хорокытской свиты, как это сделала Р.В. Соломина при изучении стратотипа хорокытской свиты на р. Деленже, что приводит к путанице при сопоставлении биостратиграфических построений различных специалистов [28 и др.]. В составе бараинского горизонта выделяется две биостратиграфические зоны.

Зона *Jakutoproductus tatjanae* – *Muirwoodia mammata*. За стратотип избраны нижние 190 метров разреза нижнекыгылтасской подсвиты по руч. Сетландя. Разрез свиты характеризуется цикличностью строения, нижние части каждого из циклитов сложены алевролитами, а верхние – мелкозернистыми песчаниками. Практически в каждом из более чем 10 циклов в алевролитах обнаружены брахиоподы

*Jakutoproductus tatjanae* Abr. et Grig., *J. cf. taimyrensis* (Ussr.), *Canocrinella alazeica* Zav., *Attenuatella omolonensis* Zav. На соседних ручьях из низов кыгылтасской свиты собраны *Jakutoproductus tatjanae* Abr. et Grig., *Tornquistia cf. gibbera* Afan., *Muirwoodia mammata* (Keys.), *Attenuatella omolonensis* Zav.

В Сетте-Дабанской подзоне характеризуемому уровню отвечает верхнеэкачанская подсвита [2] с *Jakutoproductus tatjanae* Abr. et Grig., *Karavankina ekatchanensis* (Abr.), *Fimbriaria gracilis* Abr. et Grig., *Muirwoodia mammata* (Keys.) и др. По их же данным [2], в Западном Верхоянье идентичный комплекс с видами-индексами известен из нижнекыгылтасской подсвиты в бассейнах рек Хангас и Сагаджа. В Юго-Восточном Верхоянье аналогичный комплекс с *Muirwoodia mammata* [16] наблюдался в низах акачанской свиты, где выделена соответствующая зона. В Северном Верхоянье в разрезе по реке Халдан-Гром из самого верхнего слоя суорганской свиты Р.В.Соломиной [25] приводятся *Jakovlevia cf. mammatiformis* (Fred.) (по-видимому, *M. mammata*) и гониатиты *Eoshumardites artigensis* Popow. На Охотском массиве в разрезе реки Нют совместно с брахиоподами зоны *Muirwodia mammata* из средней части янгандинской свиты собраны аммоноидеи *Eoshumardites sublenensis* Klets, *E. tiargensis* Klets, *Somoholites latus* Klets, *S. nyutensis* Klets, которые М.Ф. Богословская [7] считает касимовскими.

Зона *Jakutoproductus tatjanae* – *Plicatiferina neoplicatilis* – *Plicatospiriferella costata*. В качестве стратотипа предлагается разрез верхней половины нижнекыгылтасской подсвиты по руч. Сетландя (с 191-го по 360-й метр). Характеризуется следующим комплексом, состоящим из брахиопод *Jakutoproductus tatjanae* Abr. et Grig., *Plicatiferina neoplicatilis* (Step.), *Plicatospiriferella costata* Klets, *Attenuatella omolonensis* Zav., *Pterospirifer terechovi* Zav., *Karavankina ekatchanensis* (Abr.), *Tyrannia yakutica* Sol., *Phricodothyris lenaensis* Abr. et Grig. Комплекс хорошо узнаваем и имеет устойчивый набор видов. В Юдомо-Майской подзоне им охарактеризована верхняя часть нижнеэкачанской подсвиты, где выделена зона в том же объеме и практически с тем же характерным комплексом. Для суркечанского горизонта Сетте-Дабанской подзоны в качестве характерных Б.С.Абрамов [2] приводит *Camerisma rasililiterensis* Sol., *C. judomaensis* Abr., *Attenuatella omolonensis* Zav., представителей родов *Karavankina*, *Spiriferella* (= *Plicatospiriferella*) и др.

На Северном Орулгане из верхней части сиэдерской свиты, по данным Р.В. Соломиной [26], собраны *Achunoproductus achunovensis* (Step.), *Spiriferella cf. gjeliensis* Step. (= *Plicatospiriferella costata* Klets), *Tyrannia yakutica* Sol., *Attenuatella omolonensis* Zav., *Spiriferella turusica* Tschernjak. На Южном Орулгане

в средней части халданской свиты Р.В.Соломиной определены *Spiriferella gjeliensis* Step. (= *Plicatospiriferella costata* Klets), *Plicatiferina neoplicatilis* (Step.), *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Achunoproductus achunovensis* (Step.), *Tiramnia yakutica* Sol., *Attenuatella omolonensis* Zav., *Phricodothyris asiatica* (Chao) (= *Ph. lenaensis* Abr. et Grig.). Как указывает Р.В. Соломина [25], для всего Верхоянского мегаантиклинория удалось проследить характерный комплекс: *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Fimbriaria cristatotuberculata* (Kozl.), *Achunoproductus achunowensis* Step., *Levicamera pentameroides* (Tschern.), *Spiriferella gjeliensis* Step., *Martinia* cf. *orbicularis* Gemm. и др. “Благодаря этому комплексу отложения свиты на изученной территории являются маркирующими, определяющими верхние слои каменноугольной системы” [25, с. 34]. На основе анализа состава комплекса брахиопод халданской свиты Р.В. Соломина пришла к выводу об ее гжелском возрасте [26]. Наши данные подтверждают выводы, сделанные Р.В. Соломиной: отложения, охарактеризованные зональным комплексом, венчают разрез карбона на территории Верхоянья.

**Пермская система. Сетландинский** горизонт предлагается здесь впервые, за стратотип принят разрез верхнекыгылтасской подсвиты (330 м) в каньоне р. Сетландя, от которой и происходит название. Подсвита хорошо обнажена и в отличие от большинства других разрезов охарактеризована морской фауной. В горизонте рассматривается зона *Jakutoproductus protoverchoyanicus*. Она впервые выделена Р.В. Соломиной [27] для нижней части мегенской свиты, а позднее [28] распространена на всю мегенскую свиту. В Юдомо-Майской структурно-фациальной подзоне характеризует верхнеаркачанскую подсвиту [16] и представлена следующим комплексом брахиопод: *Jakutoproductus expositus* Gan., *J. protoverchoyanicus* Kasch., *Canocrinella grandis* Sol., *Pterospirifer terechovi* Zav., *Jakutochonetes tachanensis* Klets, *Attenuatella omolonensis* Zav. В Западно-Верхоянской зоне этот же комплекс характерен для верхнекыгылтасской подсвиты (табл.), нижеунгуохтаской подсвиты на Хараулахе [28]. Зональный комплекс хорошо узнаваем в разрезах, в верхних слоях отложений обычно уже появляются элементы более высокого комплекса. Поэтому не случайно, что Р.В. Соломина первоначально [27, с.71] в верхней части мегенской свиты выделяла еще и комплекс с *Jakutoproductus parenensis*. Зона *Jakutoproductus protoverchoyanicus* сопоставляется с зонами *Jakutoproductus mirandus* – *expositus* Колымо-Омолонского массива. Большинство исследователей отложения, охарактеризованные этим комплексом фауны, принимаются как базальные слои пермской системы на Северо-Востоке. Последнее утверждение было по-

ставлено под сомнение в связи с находками гониатитов рода *Eoshumardites* с якобы раннепермскими *Jakutoproductus expositus* на Охотском массиве [14]. Автором пересмотрены свои определения, при консультации В.Г. Ганелина брахиоподы переопределены как *Jakutoproductus monstruosus* Gan., что хорошо согласуется с определениями для непосредственно подстилающих отложений с *Muirwoodia mammata* касимовских гониатитов *Eoshumardites sublenensis* Klets, *E. tiargensis* Klets, *Somoholites latus* Klets, *S. nyutensis* Klets [15].

**Хорокытский** горизонт. Впервые выделен В.Н. Андриановым [5], за стратотип горизонта им принят разрез одноименной свиты на реке Дьеленджа против устья ручья Хорокыт. Хорокытский горизонт рассматривается нами в объеме биостратиграфической зоны *Jakutoproductus verchoyanicus*. Первые представители вида-индекса появляются с основания хорокытской свиты (нижнеэчийской подсвиты). Вероятно, промежуточной формой в Верхоянье является вид *J. crassus*, который возник от *J. protoverchoyanicus* и дал начало *J. verchoyanicus*. Р.В. Соломина [28] и Б.С. Абрамов [2] выделяют между ними соответственно интервал разреза, охарактеризованный преимущественно *J. crassus* (у Р.В. Соломиной [28] – всего 100 метров). Мы рассматриваем зону *verchoyanicus* в объеме двух (по [28]) зон – *J. crassus* и *verchoyanicus*. За стратотип принимаем разрез нижеэчийской подсвиты по р. Аркачан. Таким образом мы призываем поступить по следующим причинам. Во-первых, объективно вид появляется от самого основания эчийской свиты, на что указывают и Р.В. Соломина [28], и Б.С. Абрамов [2], хотя его эпиболь приходится на верхнюю половину нижеэчийской подсвиты. Это также оправдано, на наш взгляд, с точки зрения номенклатурных требований, так как В.Г. Ганелин, впервые выделивший зону с таким названием [10], рассматривает ее следующей после базальных нижепермских слоев и не последней в эволюционной цепи якутопродуктид. Как нам кажется, якутопродуктусы, характеризующие верхнеэчийскую подсвиту, отличаются от типичных *verchoyanicus* и имеют определенное сходство с *J. rugosus* Ganelin, что мы и отразили в региональной части. Для хорокытской свиты с первыми *J. verchoyanicus* в верховье р. Дулгалах характерен следующий комплекс аммоноидей: *Bulunites mezhvilki* Andr., (*B. juferevi* Andr.), *Somoholites sebyanicus* Kutugin, *Neopronorites* aff. *milleri* Ruzh. Ассельско-раннесакмарский возраст хорокытского комплекса аммоноидей определяется на основании представителей родов *Juresanites* и *Tabantalites*, сопутствующих роду *Bulunites* в туорасисской свите низовьев р. Лены. Из брахиопод часто встречаются *Anidanthus boikowi* (Step.), а хонетиды *Quinquenella pseudobrama* (Abr.) образуют ракушняки.

**Эчийский** горизонт. Понимается нами, так же как и первоначально выделившим его В.Н. Андриановым [5], в объеме эндыбало-эчийской, мысовской и хабахской свит. Зона *Jakutoproductus rugosus*, впервые установленная В.Г. Ганелиным [10] на Колымо-Омолонском массиве, в Верхоянье характеризует верхнеэчийскую подсвиту (эндыбало-эчийская свита), прослежена на р. Сетландя (Западно-Верхоянская зона) в верхнеэчийской подсвите. Одноименная зона выделяется в Юдомо-Майской подзоне в объеме ханаличанской свиты [16, 21]. Эчийский горизонт представлен одноименным комплексом аммоноидей [6], в котором преобладают представители *Uraloceras* и *Paragastrioceras*, указывающие на артинский и, возможно, позднеакмарский возраст вмещающих отложений. В состав комплекса также входят представители *Metapronorites*, *Neopronorites*, *Neouddenites*, *Agathiceras*, *Neoshumardites*, *Andrianovia*, *Eotumaroceras* и *Metalegoceras*. Комплекс встречен в эчийской свите Западного Верхоянья, халджинской свите Орулгана, нижней части тасской свиты Охотского массива. Многочисленные уралоцерасы известны в мунгуджакской свите Омолонского массива. Имеются редкие находки эчийских парагастриоцератид и в Южном Верхоянье, но их стратиграфическое положение требует дополнительного уточнения.

Для интервала разреза, соответствующего в Западном Верхоянье хабахской свите, характерны редкие находки брахиопод *J. ex gr. verchoyanicus* (Fred.), известны, по данным Р.В. Соломиной, совместные их находки с двустворчатыми моллюсками рода *Kolytia*. Эта часть разреза отвечает наиболее регрессивной фазе эчийского ритма, в то же время, ряд исследователей включают его в состав следующего, тумаринского этапа-горизонта [25, 28], считая таким образом, что он имеет больше общего уже со следующим этапом в развитии Верхоянского бассейна.

**Тумаринский** горизонт. По объему отвечает тумаринской ритмосвите, в бассейне р. Барайы в состав горизонта включены талчанская, тигечанская и себинекчанская свиты. Для талчанской свиты характерны редкие брахиоподы и аммоноидеи *Tumaroceras yakutorum* Andr. Наиболее представительный комплекс органических остатков для этой части разреза приведен В.Н. Андриановым [4]. На р. Дьеленджа из нижнетумаринской подсвиты им найдены аммоноидеи *Neouddenites andrianovi* Ruzh., *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., *Popanoceras tumarensense* Ruzh. и фораминиферы *Saccamina arctica* Gerke, на основании которых определен кунгурский возраст.

## ДИСКУССИЯ

Предметом для дискуссии, а следовательно целью и задачами дальнейших исследований, может служить следующее. Единовременно ли появление в

различных разрезах Северо-Востока России орулганитид и сопутствующего им комплекса брахиопод? Эти сомнения непосредственно связаны с неуверенностью в изохронности нижней границы ольчинского (юпенчинского или имтанджинского) горизонтов. Имтанджинский и нижнесолончанский комплексы аммоноидей и брахиопод отражают два отдельных этапа в геологической истории региона, или же это один, составленный из двух сближенных в разрезе и искусственно разнесенных по разным свитам? По нашим данным [24], из низов солончанской свиты описаны аммоноидеи, принадлежащие зоне *Vranegoceras* – *Axinolobus*, нижней из зон, выделенных В.Е. Руженцевым [23] для каяльского яруса.

Дискуссии относительно самостоятельности имтанджинского и нижнесолончанского фаунистических комплексов существуют давно, есть мнение о том, что обе свиты являются фаціальными аналогами. Этот вопрос достаточно подробно рассмотрен ранее [8]. Нам не удалось доказать или опровергнуть какую-либо из точек зрения. Несомненно лишь, что существуют отложения как имтанджинской, так и солончанской свит, последняя моложе первой, однако комплекс аммоноидей имтанджинской свиты сборный и возможно происходит из глинистых прослоев верхней подсвиты, тогда как аммоноидеи солончанской свиты несомненно происходят из нижней, существенно глинистой подсвиты. Однако наиболее полный комплекс нижнесолончанской подсвиты из разреза р. Бирандя был собран из крупных конкреционных образований, которые могли быть переотложены из более древних толщ. Таким же образом не наблюдалась в едином разрезе смена двух комплексов с аммоноидеями в стратотипическом разрезе тылахской свиты [16]. Поставлена под сомнение смена наталинского и давнинского комплексов Сетте-Дабанской подзоны в разрезе р.Хоспохон.

Действительно ли границу среднего и верхнего отделов каменноугольной системы следует проводить внутри брахиоподовой зоны *Settedabania stepanovi*, остатки которых в нижней своей части (среднеэкачанская подсвита Сетте-Дабанской подзоны) содержат московские *Christioceras domokhotovi*, а в верхней своей части (средняя часть суорганской и нижняя часть сиздерской свит) содержат касимовские *Eoshumardites*? Самым древним из орулганитид, с появлением которых связывается формирование особого верхояно-колымского сообщества, принято считать род *Yanshinoceras* Andr. [23] с наиболее открытым треугольным умбо. Как следует из геологического разреза юдомо-крестовской свиты, составленного у заброшенного поселка Юдома Крестовская на реке Юдома напротив устья р.Акачан [16], гониатиты собраны чуть выше или совместно с брахиоподами, которые принято считать магарскими

(зона *Sajakella formosa*). Поэтому мы склоняемся к выводу, что первые орулганитиды появились в конце магарского времени. Косвенным доказательством этого может служить и факт присутствия наиболее древних якутопродуктид [31] в верхних слоях магарского надгоризонта на Колымо-Омолонском массиве.

Относительно проведения в разрезах Северо-Востока России границы среднего и верхнего отделов или московского и касимовского ярусов соответственно можно лишь привести мнение специалистов по аммоноидеям. А.Н.Попов [19] при первоописании рода *Eoshumardites* считал его московским. В.Е.Руженцев [23], обобщив все накопившиеся к тому времени данные по распространению аммоноидей, пришел к выводу, что по появлению еошумардитид следует проводить нижнюю границу верхнего карбона. М.Ф.Богословская [7] при анализе биогеографического распространения средне-позднекаменноугольных аммоноидей подтвердила мнение о том, что находки *Christioceras domokhotovi* следует связывать только с московским веком, а рода *Eoshumardites* – с касимовским.

#### БИО- И АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Каждый исследователь стремится выделить в геологической летописи максимально кратковременные события и обнаружить их явные отпечатки на максимальном отстоянии от его места первоописания. Анализ событий в каменноугольной истории Верхоянья позволил выделить ряд наиболее значимых биотических событий, которые имеют причинно-следственные связи с некоторыми абиотическими, по крайней мере очевидным кажется их совпадение с трансгрессивными этапами различных рангов (табл.):

- 1) имтанджинское с *Balakhonia insinuata* – *Verkhotomia tukulaensis*
- 2) раннесолончанское с *Verkhotomia tukulaensis* – *Verchojania cheraskovi* – *Yakutoceras aldanicum*
- 3) бараинское с *Jakutoproductus tatjanae* – *Muirwoodia mammata*
- 4) сетландинское с *Jakutoproductus protoverchoyanicus*
- 5) хорокытское с *Jakutoproductus verchoyanicus*
- 6) эчийское с *Jakutoproductus rugosus*

Как уже было продемонстрировано ранее для конца ранней – поздней перми и здесь для карбона – ранней перми, максимальная сопоставимость наиболее выраженных биотических событий с максимумами стояния водного бассейна на T-R кривых находит очевидное объяснение. Хорошая прослеживаемость их по латерали в пределах Верхоянского бассейна связана с повышением уровня мирового океана и

широким распространением благоприятных шельфовых обстановок, ликвидацией всевозможных преград и барьеров. С этими уровнями зачастую связаны находки аммоноидей – показатель наиболее глубоководных морских обстановок.

Магарское и имтанджинское события по интенсивности подъема уровня мирового океана, по видимому, были максимальными в карбоне, но они были ограничены рамками того ложа, которое осталось в наследство от турне-визейской структурно-геологической перестройки. Последовавшая позднее менее интенсивная раннесолончанская трансгрессия охватила значительно большие площади, поскольку рельеф ложа палеобассейна, сформировавшийся после рифтогенеза, был в значительной мере сnivelирован в предыдущие века. В Юдомо-Майском междуречье наблюдается трансгрессивное налегание разновозрастных раннесолончанским отложений на силурийские, нижнекаменноугольные и древние интрузивные образования [13].

Бараинское событие имеет касимовский возраст, наиболее ярко эта фаза проявилась по обе стороны от дельты Палеовиллюя, в Северном и Южном Верхоянье. Это зона совместного распространения *Jakutoproductus tatjanae*, *Muirwoodia mammata* и *Eoshumardites lenensis*. С ней связано формирование в Западном и Южном Верхоянье очень характерных пород, так называемых “рябчиков”. Это черные неслоистые аргиллиты, реже алевролиты с включениями чаще мелких неокатанных обломков светлых пород. Преимущественно это кислые эффузивы, гораздо реже – осадочные терригенные породы, известняки и гранитоиды. О пермских “рябчиках” написано достаточно много, они имеют определенную стратиграфическую приуроченность, широкое площадное распространение и характеризуют нижнедуглаховскую подсвиту в Западном Верхоянье и ее возрастные аналоги [12]. О каменноугольных “рябчиках” написано относительно немного, в междуречье Юдомы и Май они закартированы на расстоянии 400 км, по петрографическому описанию это обычные туффиты с характерными “рогульками” стекла. Эти породы Б.С. Абрамовым выделены в таачанскую свиту, которая практически лишена органических остатков. Свита состоит из двух пачек “рябчиков” и разделяющих их алевролитов, с северо-востока от верхов р. Юдомы (руч.Кенча) до р. Иоткан на юго-западе (по направлению к палеоберегу) увеличивается в мощности от 70 до 400 метров. По результатам среднемасштабной геологической съемки и комплексных биостратиграфических работ [21], в Юго-Западном Верхоянье “рябчики” имеют четкую стратиграфическую приуроченность и выдержанный стратиграфический объем. В Западном Верхоянье [4] “рябчики” встречены приблизительно на том же

уровне – в низах кыгылтасской свиты. Как показало изучение пермских разрезов [12], “рябчики” приурочены к той части разреза, которая отвечает максимуму стояния уровня бассейна. Аналогичный вывод мы делаем и для карбона.

Сетландинское, хорокытское и эчийское события в целом являются разными фазами мощной раннепермской трансгрессии, которая нашла отражение в разрезах верхнего палеозоя практически всех районов Сибири, Урала и имела глобальное распространение. Сетландинскому времени отвечает эпиболь вида *Jakutoproductus protoverchoyanicus*, хорокытскому – *Jakutoproductus verchoyanicus*, эчийскому – *Jakutoproductus rugosus*.

Тумаринское событие, датируемое кунгурским веком, отвечает менее интенсивному тумаринскому трансгрессивно-регрессивному этапу, венчающему раннепермскую эпоху.

### ВЫВОДЫ

Таким образом, история геологического развития Верхоянья в среднем карбоне – ранней перми представляется в виде семи трансгрессивно-регрессивных этапов (мезоциклов), подразделенных на ряд более мелких. В наиболее отчетливом виде цикличность представлена в Западном Верхоянье, где она проявлена в геологических разрезах в виде широко используемых ритмисвит, в которых нижняя подсвита имеет существенно тонкообломочный (аргилитово-алевролитовый) состав и морской генезис, а верхняя подсвита состоит из песчаников и алевролитов, образовавшихся в прибрежно-морских условиях, условиях дельты и продельты. Органическими остатками типично морских животных, каковыми являются брахиоподы и амmonoидеи, наиболее полно охарактеризованы существенно глинистые части свит, образовавшиеся в периоды, близкие к максимальному стоянию уровня бассейна. На их основе выделены комплексные биостратиграфические зоны, которые прослежены в пределах Верхоянской провинции и скоррелированы с соседними регионами. Временные интервалы, наиболее полно охарактеризованные соответствующими комплексами органических остатков, совпадающие с максимумами трансгрессий и имеющие наиболее высокий корреляционный потенциал, выделены в ряд событийных явлений биотической, а в некоторых случаях и абиотической природы, с собственными названиями. Трансгрессивно-регрессивные циклы и совпадающие с ними комплексы органических остатков положены в основу выделения региональных стратиграфических подразделений – горизонтов. В качестве типовой для горизонтов среднего карбона – перми предлагается принять территорию Западного Верхоянья.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №97-05-65209 и №97-05-64847.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б.С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970. 178 с.
2. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 168 с.
3. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 204 с.
4. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 133 с.
5. Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1975. С.24–87.
6. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
7. Богословская М.Ф. Биогеографический анализ средне- и позднекаменноугольных амmonoидей // Палеонтол. журн. 1997. №5. С. 27–40.
8. Будников И.В., Гриненко В.С., Н.Е.Давыдов. Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и литофациальный анализ Верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1991. С. 32–43.
9. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отеч. геология. 1994. №8. С. 42–46.
10. Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 111–123.
11. Ганелин В.Г. Род *Jakutoproductus* Kaschirzev (брахиоподы) на Северо-Востоке СССР // Ежегодник ВПО. Л.:Наука, 1991. Т. XXXIV. С. 41–62.
12. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олиостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отеч. геология. 1997. № 2. С. 36–43.
13. Кисляков С.Г. Новые данные по стратиграфии Южного Верхоянья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 81–84.
14. Клец А.Г. Разрез по р.Нют как стратотип границы карбона и перми в бореальной области // Труды Ассоциации “Дальнедра”. Хабаровск, 1991. Вып. I. С. 39–45.
15. Клец А.Г. Амmonoидеи из верхнего карбона Северо-Восточной Азии // Палеонтол. журн. 1993. №2. С. 30–35.
16. Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья // Пределы точности биостратиграфической корреляции / РАН. Палеонтол. общество. ПИН РАН. М., 1995. С. 37–47.

17. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя. Чита, 1967. 257 с.
18. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Отв. ред. Г.В.Котляр, Д.Л.Степанов. Л.: Недра, 1984. 280 с.
19. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 113–140.
20. Решения II Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1978. 92 с.
21. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с. + 38 стратигр. схем.
22. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979, Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 129 с.
23. Руженцев В.Е. Аммоноидеи и хроностратиграфия карбона Восточной Сибири // Палеонтол. журн. 1975. № 2. С. 28–46.
24. Соболев Е.А., Будников И.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. Позднебашкирские аммоноидеи и наутилоидеи Западного Верхоянья // Палеонтол. журн. 1998. № 5. С. 13–25.
25. Соломина Р.В., Сосипатрова Г.П., Попов Ю.Н., Шведов Н.А. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 41–55.
26. Соломина Р.В. Некоторые средне-верхнекаменноугольные брахиоподы Северного Верхоянья // Биостратиграфия и палеобиогеография девона и карбона Азиатской части СССР. Новосибирск, 1978. С. 99–123, 176–181. (Тр.ИГиГ. Вып. 386.)
27. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 71–81.
28. Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отеч. геология. 1997. № 3. С. 37–43.
29. Черняк Г.Е. Проект унифицированной схемы стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Востока СССР // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 5–26.
30. Юферев О.В. Проект зональной и ярусной шкал каменноугольной системы // Биостратиграфия и палеобиогеография девона и карбона Азиатской части СССР. Новосибирск, 1978. С. 146–158. (Тр.ИГиГ. Вып.386.)
31. Budnikov I.V., Klets A.G., Grinenco V.S. West Verkhoyanye is the key region to solve the main stratigraphic problems of the Upper Paleozoic of Siberia / / Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. 28<sup>th</sup> August-2<sup>nd</sup> September, 1995 Krakow, Poland. Part 1. Warszawa, 1997. P. 105–108.
32. Ganelin V.G., Tschernjak G.E. Marine basins of Northeast Asia // The Carboniferous of the World. The former USSR. V.III.Madrid, 1996. P. 207–234, 384–397.

Поступила в редакцию 9 августа 1999 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

### **A.G. Klets, I.V. Budnikov, R.V. Kutugin, V.S. Grinenco**

#### **Middle Carbo-Early Permian event levels in Verkhoyaniye and regional stratigraphic scheme**

A regional stratigraphic scheme for Verkhoyaniye is offered on the basis of study of the geological sections of Western Verkhoyaniye and data on other regions. Middle Carbo-Lower Permian stratohorizons have been re-distinguished, restored or substantiated in addition. They are Imtandjinian, Solonchanian, Barainian, Setlandinian, Khorokitian, Echiian and Tumarinian. To distinguish regional horizons sedimentational transgressive-regressive cycles and associated stages of faunal evolution have been taken as a basis. The sequence of complex biostratigraphic zones has been established, namely: *Balakhonia insinuata-Verkhotomia tukulaensis*, *Verkhotomia tukulaensis-Verchojania chersakovi-Jakutoceras aldanicum*, *Settedabania stepanovi-Christioceras domochotovi* for the Middle Carboniferous; *Settedabania stepanovi-Eoshumardites artigenensis*, *Jakutoproductus tatjanae-Muirwoodia mammata-Eoshumardites lenensis*, *Jakutoproductus tatjanae-Plicatiferina neoplicatilis-Plicatospiriferella costata* for the Upper Carboniferous; *Jakutoproductus protoverchoyanicus*, *Jakutoproductus verchoyanicus* and *Jakutoproductus rugosus* for the Lower Permian. Out of them, seven biotic event levels with maximum correlative potential were recognized. They coincide in time with high sea levels of the World Ocean.

## КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЕЗОВ И ДЕТАЛЬНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ДОМАНИКИТОВ

*И.Д. Полякова, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио, Е.А. Предтеченская*

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск*

В качестве объекта исследования доманикитных отложений рассматривается баженовская свита. Для её конкретных разрезов разработана литолого-геохимическая идентификация данных стандартного каротажа (КС и ГК), на базе которой предлагается классификация разрезов и проведено картирование в масштабе 1:500 000 на юго-востоке и в центре Западно-Сибирской плиты. Установлено, что высокоомные и наиболее гамма-активные части разреза сложены глинисто-кремнисто-сапропелевыми породами. Они характеризуются повышенными и максимальными концентрациями органического вещества, преимущественно коллоальгинита. Типы разрезов выделены по соотношению, а классы по распределению породных групп, отражающихся на рисунке кривой кажущегося сопротивления по всей мощности свиты. В числе причин, определяющих особенности состава и строения разрезов – рельеф дна и глубина морского бассейна, который трансгрессировал в юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты на начальном и особенно среднем этапах развития. Выявлены перспективные для поисков нефти типы и классы разрезов.

**Ключевые слова:** доманикиты, баженовская свита, кремнезём, органическое вещество, кажущееся сопротивление, гамма-активность.

### ВВЕДЕНИЕ

Обогащённые сапропелевым ОВ, фосфором, ураном, тяжёлыми металлами и редкоземельными элементами толщи многократно накапливались в различные геологические эпохи во многих бассейнах мира. Они представляют собой высококачественные нефтематеринские отложения, генерирующие, а порой аккумулирующие нефть и одновременно являющиеся комплексным органоминеральным сырьём. По аналогии с хорошо изученным девонским домаником Русской платформы эти образования получили название доманикитных формаций.

Среди доманикитов наиболее известны: отложения куонамского типа Восточной Сибири ( $C_{1-2}$ ), диктионемовые сланцы Прибалтики ( $C_3-Q_1$ ), формации чаттануга и вудфорд ( $D_3$ ), хат ( $C_1$ ), чёрные сланцы ( $C_3$ ), фосфория ( $P_2$ ) и грин-ривер ( $P_2$ ) Северной Америки, тогурская ( $J_1$ ) и баженовская ( $J_3-K_1$ ) свиты Западной Сибири, сапропелевые сланцы на юго-восточном Кавказе ( $K_2t$ ), сапропелевые глины Китая ( $P_3-N_1$ ). Далеко не полный перечень доманикитных отложений свидетельствует о периодическом возникновении близких условий седиментации, приводивших к вспышкам биопродуктивности в отдельных бассейнах. Максимальные ресурсы нефтей в стратифере Земли приурочены к верхней юре и

мелу, доманикитные отложения которых особенно обогащены сапропелевым ОВ.

Для изучения разнообразных по составу и строению доманикитных толщ разработана специальная методика, основанная на корреляции литолого-минералогических и геохимических показателей с данными стандартного каротажа (КС и ГК). В качестве объекта исследования выбрана баженовская свита.

Баженовская свита соответствует волжско-нижнеберриасской части разреза Западно-Сибирской плиты. Сложенная маломощными, обогащёнными органическим углеродом карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями, она относится к доманикитным формациям – основным генераторам промышленных нефтей в осадочных бассейнах. После выделения в 1959 г. [8] в качестве стратиграфической единицы свита вызывает постоянный интерес у многих исследователей [2, 4, 6, 7, 10, 11, 13, 25, 27]. Благодаря их капитальным трудам проведены региональные реконструкции условий накопления осадков и органического вещества в баженовском бассейне, а также выявлены особенности нефтеобразования и нефтенакпления в отложениях.

Периодически появляются работы о типах пород [12, 21, 24, 26], среди которых, кроме терригенных (глинистые), выделяются типы с биогенными компонентами (кремнисто-глинистые, карбонатно-

глинистые, глинисто-карбонатно-кремнистые, карбонатно-кремнистые, карбонатные и кремнистые), обязанные своим происхождением интенсивной биопродуктивности бассейна. В состав биогенной массы также входит сапропелевое вещество, количество которого увеличивается вместе с биогенным кремнезёмом в центральной и западной частях баженовского моря. Однако характер изменения типов пород по вертикали и на площади подробно изучен не был.

В 1998 г. вышли из печати статьи, в которых приводятся результаты детальных исследований конкретных разрезов баженовской свиты. В публикации А.Э.Конторовича, В.Н.Меленевского, Ю.Н.Занина и др. [14] проанализированы послойный состав, распределение и условия накопления терригенных, терригенно-биогенных типов отложений и органического вещества в разрезе одной из скважин Северо-Нивагальской площади, расположенной в Среднем Приобье. В работе Н.В. Лопатина, Т.П. Емец, О.И. Симоненковой, Ж.П. Эрбен [17] нашли отражение данные по представительной коллекции образцов (более 1000) баженовской свиты Сургутского и Салымского районов. Конкретные разрезы ряда скважин охарактеризованы геохимическим каротажем, который включает послойные литологические описания и определения на пиролизёре Rock-Eval, позволившие установить распределение  $C_{орг}$  и оценить нефтегенерационный потенциал по вертикали. Столь подробные литолого-геохимические исследования, представленные в обеих статьях, открывают новый этап в развитии геологии нефти и газа, который позволяет увидеть неизвестные стороны эволюции бассейнов, существенно уточнить условия накопления осадочного материала в них и оценить генерационно-аккумуляционную эффективность доманикитов – главного источника “морских” нефтей различных регионов.

Последние публикации стимулировали наши усилия продолжить в том же русле детальные исследования на площади. С этой целью проведены литолого-геохимическая идентификация данных стандартного каротажа по хорошо изученным конкретным разрезам, их классификация и картирование. В результате выявились некоторые новые особенности седиментационной модели баженовской свиты, а также выделились перспективные типы и классы разрезов для проведения нефтепоисковых работ. Впервые полученные материалы были опубликованы в тезисной форме в 2000 г. [23].

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования сосредоточились на территории Томской и юго-восточной части Тюменской областей. Более чем в 1000 скважинах проанализированы электрокаротажные (КС) и радиоактивные (ГК) диа-

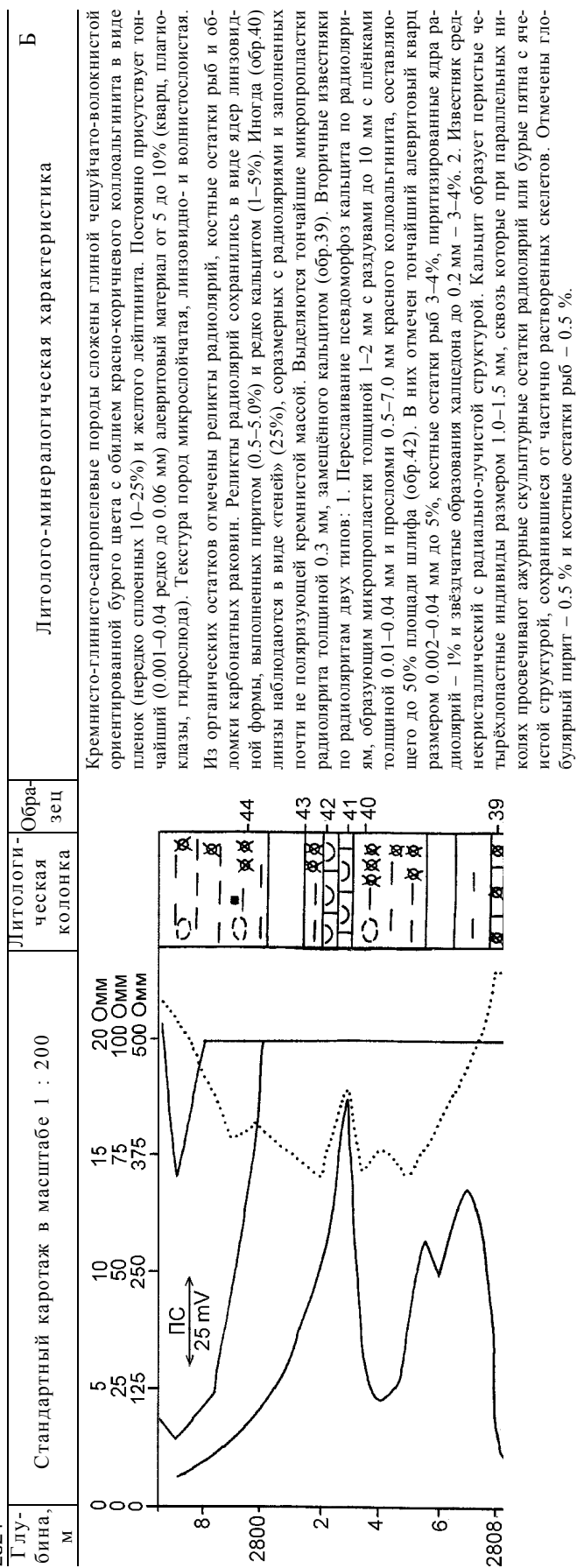
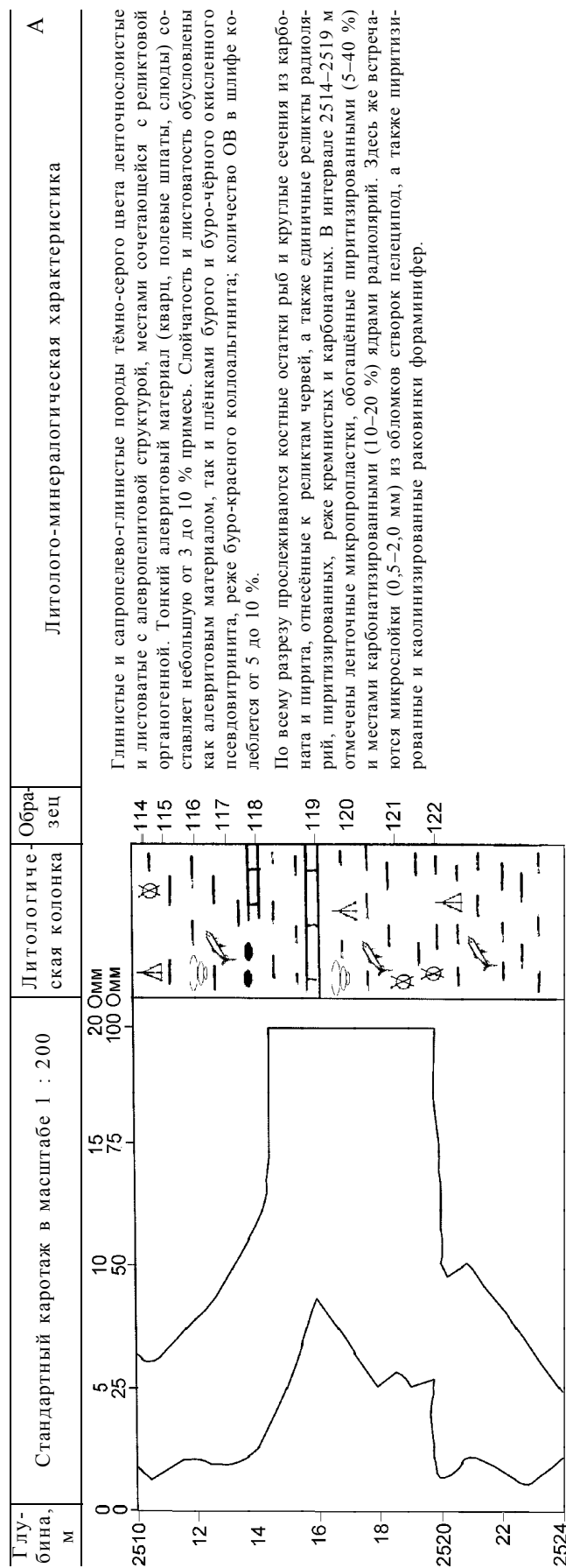
граммы разрезов баженовской свиты, а в 125 скважинах подробно изучен керн, 967 образцов которого подверглись микроскопическому литолого-минералогическому описанию. Проанализированы опубликованные данные по геохимии органического вещества (ОВ). По имеющимся аналитическим материалам выделены эталонные разрезы, отражающие особенности строения свиты в различных частях территории. Сравнение литологического состава отложений и содержаний  $C_{орг}$  с их геофизическими характеристиками позволило установить определённые соответствия терригенных, биогенно-терригенных и биогенных частей разреза величине кажущегося сопротивления и гамма-активности пород.

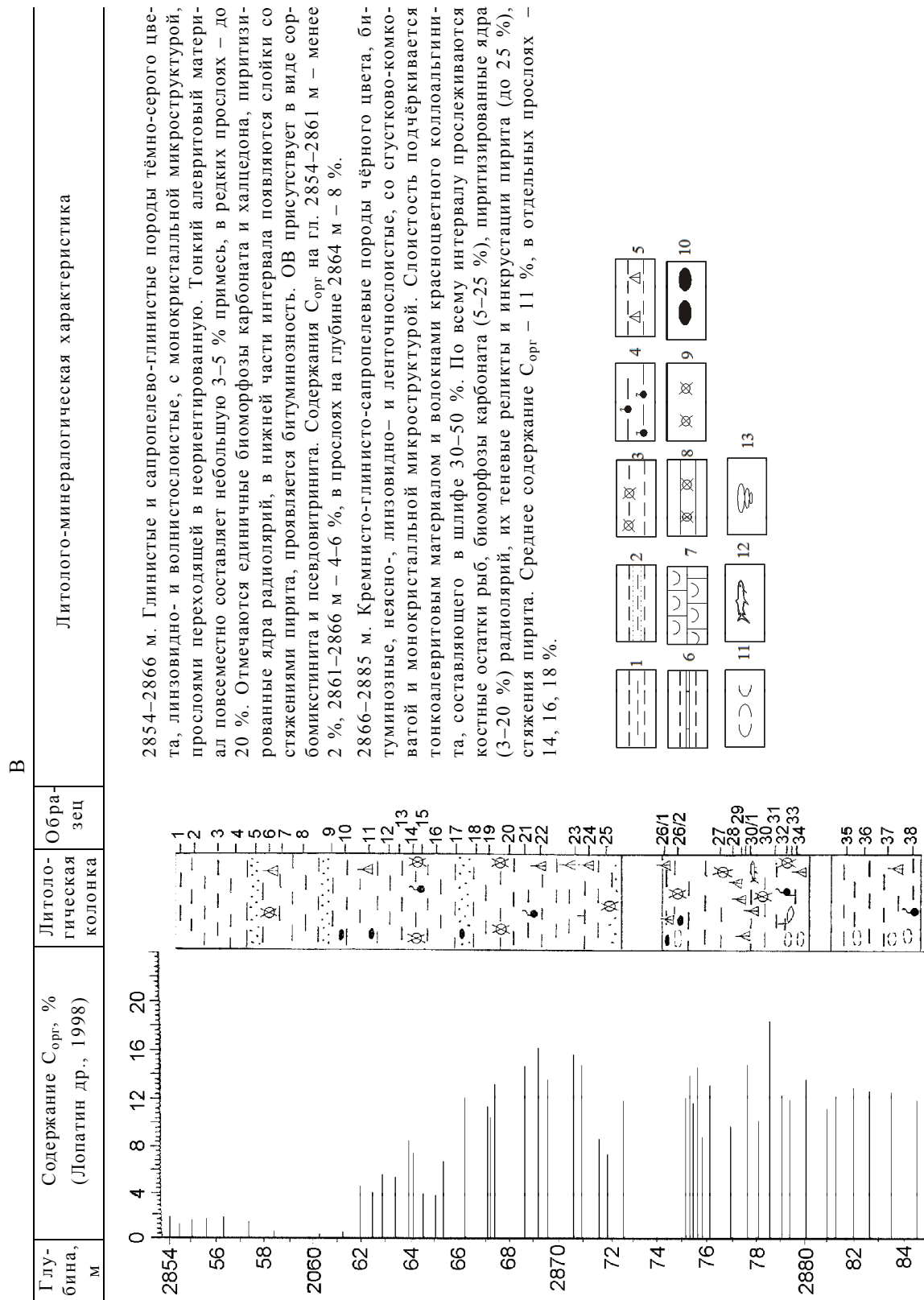
Соотношение терригенной и биогенной составляющих пород отражается на кривой КС, которая варьирует в широком диапазоне. На эталонных разрезах видно, что преимущественно глинистые отложения описываются кривой первого-второго масштабов, когда кажущееся сопротивление пород находится в интервале 20–100 Ом (рис.1А). Биогенная компонента (кремнезём, карбонат и органическое вещество) способствует увеличению КС, значения которого в зависимости от её содержания исчисляются в третьем масштабе и изменяются от 100 до 500 Ом (рис.1Б). Часто проявляется интересная связь величины КС от палеосодержаний радиолярий в породе. Ещё в 1985 г. Г.Н. Перозии и Е.А. Предтеченской [22] было введено понятие “палеосодержание радиолярий”, которое включает в себя сумму их видимых остатков с биоморфозами замещения или выполнения разными минералами, а также оставшихся пустот по всему объёму породы. Естественно, чем больше палеосодержание радиолярий, тем более кремнистой становится вмещающая порода. При этом считалось, что палеосодержание радиолярий  $30\pm 5\%$  является количественным показателем, благоприятным для формирования баженитов.

Карбонатная составляющая в породах унавивается при сравнении конфигураций кривых КС и ГК. Её заметное присутствие выражается характерными встречными пиками этих кривых. Чем больше доля карбонатной составляющей в породе, тем контрастнее пики. Иногда их подчёркивает также кривая естественного поля ПС, пики которой согласуются с пиками КС, указывая тем самым на увеличение проницаемости пород, связанной с выщелачиванием (рис.1Б). Природа карбонатного вещества и время его образования в породе (первичное, вторичное) определяется при описании под микроскопом.

Результаты изучения геохимии ОВ, известные из [13, 14, 17, 19], а также собственные наблюдения использовались для выявления связи содержаний и состава ОВ с литолого-минералогическими характе-







**Рис. 1.** Эталонные разрезы баженовской свиты по скважинам: Александровской, 2 (А); Куль-Еганской, 1 (Б); Салымской, 157 (В). Глинистые и сапропелево-глинистые породы: 1 – однородные, 2 – алевроитные (-товые), 3 – кремнистые, 4 – битуминозные, 5 – с биоморфозами карбоната, 6 – с прослоями биоморфозы карбоната; 7 – известняки со скульптурными скелетами радиолярий, 8 – радиолярит; биоморфозы по радиоляриям: 9 – кварц, халцедон, 10 – пиритизированные ядра, 11 – теневые реликты; 12 – костные остатки рыб, 13 – фораминиферы.

ристиками детально изученных отложений из эталонных разрезов (например, рис. 1В).

Микроскопическое исследование показало, что кремнистые породы обогащены сапропелевым ОВ в виде красного коллоальгинита, концентрирующегося в тонких прослоях волокнистого строения. Глинистым породам чаще свойственны бурый и темно-бурый сорбомикстинит гумусово-сапропелевого состава, порой окисленный, реже коллоальгинит, псевдовитринит и лейптинит. Эти данные бесспорно подтверждают выводы предшественников [14, 17] о синхронном обогащении отдельных частей разреза баженовской свиты  $\text{SiO}_2$  и  $C_{\text{орг}}$  и обусловленности этого факта высокой биопродуктивностью планктона в волжско-раннеберриасском бассейне [13]. В преимущественно глинистом разрезе накапливавшееся с меньшей активностью ОВ несёт в себе также черты наземного происхождения.

Установлено, что кремнисто-сапропелево-глинистым породам отвечает КС – 200–400 Омм и ГК – 30–50  $\gamma$ , а глинисто-кремнисто-сапропелевым и глинисто-карбонатно-сапропелевым с заполняющей микроступоты нефтью – соответственно 400–700 Омм и 50–70  $\gamma$ . В первых содержания  $C_{\text{орг}}$  составляют в среднем 6–8 %, во вторых – 10–12 %, достигая в отдельных тончайших прослоях 30 %. Слои высокоуглеродистых отложений подчёркиваются пиками ГК со значениями, достигающими 60–100  $\gamma$ , превосходящими средние характеристики на 20–40 %. Однако прямо пропорциональной зависимости между гамма-активностью пород и количеством ОВ не прослеживается, в чём мы полностью согласны с [20].

Высокоомные и радиоактивные породы баженовской свиты характеризуются не только значительной кремнистостью, но и обязательным присутствием больших концентраций коллоальгинита, заполняющего межслоевое пространство. Коллоальгинит, запечатанный в прослоях известняка, сопровождается резким повышением КС и нередко ГК. В биогенной компоненте баженовской свиты связь кремнезёма и коллоальгинита, карбоната и коллоальгинита, или этих трёх составляющих вместе одновременно весьма обычна, хотя она возникает не всегда. Если количество коллоальгинита незначительно или он отсутствует, то ни кремнистость, ни карбонатность сами по себе не могут обеспечить значительно-го роста КС пород, генерационный потенциал которых также невелик. Связь КС с коллоальгинитом, скорее всего, обусловлена существованием заполненных микронфтью пустот между образующими этот компонент волокнами. Наметившиеся ещё на седиментационном этапе пустоты увеличили свои объёмы в катагенезе вследствие бурно протекающих процессов генерации углеводородов.

Установленные на эталонных разрезах соответствия литолого-минералогического состава пород их геофизическим и геохимическим характеристикам стали основой для выделения типов и классов разрезов баженовской свиты и её картирования.

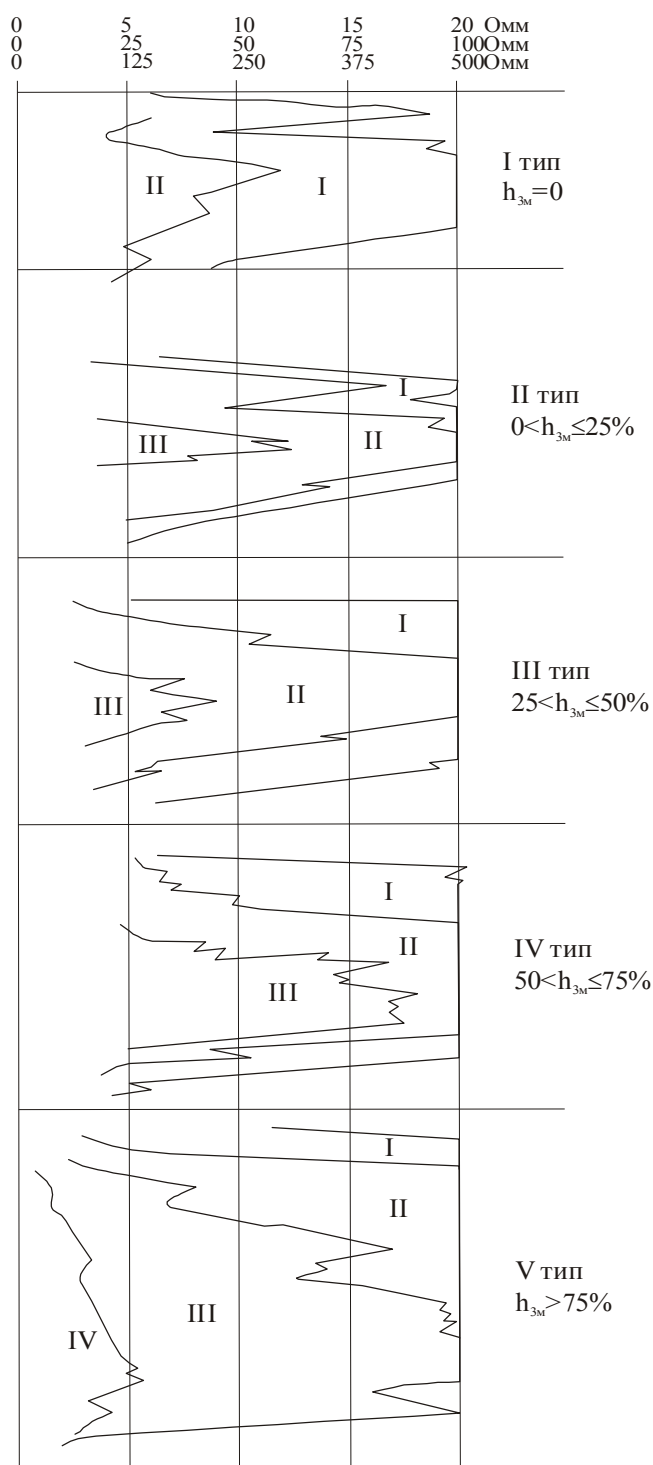
### ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Если в начале 60-х годов предполагалось, что баженовская свита является литологически однородным телом, то в дальнейшем, когда появилось много новой информации, возникли другие взгляды. По керновому материалу, палеонтологическим остаткам и данным каротажа битуминозные отложения делились на пачки, распределение которых на площади определило особенности строения разрезов. Были выделены их литолого-стратиграфические типы, которым присваивались географические названия по территории распространения [2, 29].

Детальные исследования, основные моменты которого описаны в предыдущем разделе, позволили подойти к классификации разрезов с позиций количественных критериев: литолого-минералогического и геохимического, через которые стало возможным уточнить характер влияния отдельных причин на седиментацию доманикитных формаций, а также наметить не только основные очаги генерации жидких углеводородов, но и участки их возможной аккумуляции.

Типы разрезов выделялись по соотношению слагающих их породных групп. Известно, что в состав свиты входят породы терригенной, биогенно-терригенной и биогенной групп. Как было отмечено ранее, биогенная составляющая отложений приводит к увеличению их кажущегося сопротивления, величина которого на каротажных диаграммах баженовской свиты измеряется в третьем, а иногда и четвёртом масштабах. По мощности биогенно-терригенных и биогенных пород с КС третьего масштаба ( $h_{3м}$ ), выраженной в процентах к общей мощности, различаются пять типов разрезов: I-ый –  $h_{3м} = 0$  %; II-ой –  $0 < h_{3м} \leq 25$  %; III-ий –  $25 < h_{3м} \leq 50$  %; IV-ый –  $50 < h_{3м} \leq 75$  %; V-ый –  $h_{3м} > 75$  % (рис. 2). В первом, глинистом, типе по всему разрезу КС не превышает 100 Омм, во втором и третьем типах в отдельных частях разреза КС может находиться в интервале 100–500, в четвёртом и пятом – большая часть разреза попадает в интервал 250–500, а в некоторых слоях иногда достигает и 700 Омм. По конфигурации кривых КС и ГК в биогенной составляющей различаются кремнистая и карбонатная компоненты, присутствие которых учитывалось при более детальном разрезе разрезов на классы.

Выделенные типы разрезов имеют свои характеристики гамма-активности. Обычно в отложениях I – II-ых типов ГК изменяется в интервале 10–30  $\gamma$ , III – IV-ых – 30–50  $\gamma$ , V-ого – превышает

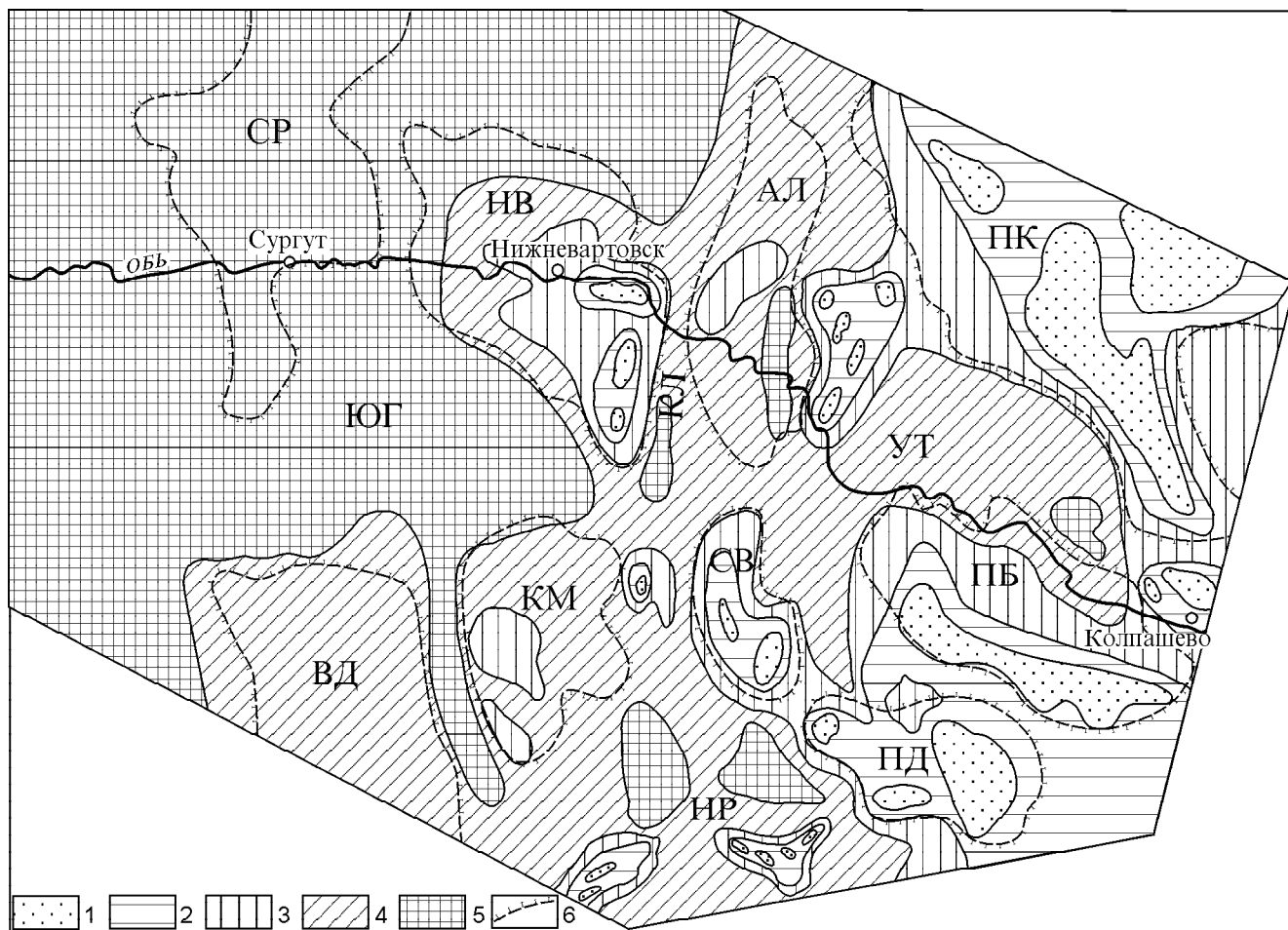


**Рис. 2.** Типы разрезов баженовской свиты, выделенные по мощности КС третьего масштаба ( $h_{3m}$ )  
I, II, III, IV - масштабы КС.

50  $\gamma$ , хотя встречаются разрезы, в которых не обнаруживается значимой связи между КС и ГК.

Закартированные типы разрезов распределены на площади в определённой последовательности, отражающей усреднённую картину седиментации в баженовском бассейне (рис. 3). Восточная часть территории выглядит дифференцированной, поскольку ей свойственны все типы, хотя наибольшее распространение получили I-ый и II-ой, в породах которых количество общего кремнезёма (терригенного и биогенного) варьирует от 45 до 57 %. Эти типы приурочены к Пыль-Караминскому, Парабельскому, Средневазюганскому, Пудинскому мегавалам и к расположенным в их пределах, рядом или между ними положительным структурам второго порядка. III-ий тип разреза, содержащий в породах 57–68 % общего кремнезёма, а в отдельных прослоях до 70 % его биогенной компоненты, оконтуривает перечисленные мегавалы. В центральной части территории III-ий тип локализуется на отдельных участках Александровского мегавала, Нижневартовского и Каймысовского сводов. На востоке Нижневартовского свода отмечены I-ый и II-ой типы. В Усть-Тымской, Нюрольской мегавпадинах и Колтогорском мегапрогибе получил развитие IV-ый тип, который в наиболее глубоких частях депрессий замещается V-ым. Далее на запад, на территории Сургутского свода, Верхнедемьянского мегавала, Юганской мегавпадины с многочисленными структурами второго порядка, баженовская свита представлена доминирующим V-ым типом, в разрезах которого количество общего кремнезёма увеличилось до 69–73 %, а его биогенной составляющей в отдельных микропрослоях – до 85–90 %.

В распределении типов разрезов на площади фиксируется постепенное уменьшение их количества с одновременным замещением от I-ого к V-ому в направлении с востока на запад, от периферии к центру Западно-Сибирской плиты. В том же направлении увеличивается количество аутигенного кремнезёма. В I-ом типе разреза распространены преимущественно алевроитовые глины. Соответственно меняются на площади содержания и состав ОВ. Согласно карте распределения  $C_{орг}$  в баженовской свите [19], на крайнем востоке изученной территории в разрезах I–II-ого типов средневзвешенные содержания  $C_{орг}$  не превышают 1–3 %, в переходной зоне с разрезами III–IV-ого типов они возрастают до 5–9%, тогда как на западе, где доминирует V-ый тип разреза, они превосходят 11 %. В ариллитах, особенно в восточной части плиты, чаще всего распространён кероген с умеренными и умеренно богатыми нефтегенерационными свойствами, тогда как в глинисто-кремнистых и кремнистых породах керогену свойственны превосходные нефтегенерационные качества [14, 17].



**Рис.3.** Типы разрезов баженовской свиты в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты.

Типы разрезов, выделенные по мощности КС третьего масштаба ( $h_{3м}$ ): 1 –  $h_{3м}=0$ ; 2 –  $0 < h_{3м} \leq 25\%$ ; 3 –  $25 < h_{3м} \leq 50\%$ ; 4 –  $50 < h_{3м} \leq 75\%$ ; 5 –  $h_{3м} > 75\%$ ; 6 – границы структур первого порядка. Мегавпадины: ЮГ – Юганская, НР – Нюрольская, УТ – Усть-Тымская; мегапрогиб: КЛ – Колтогорский; мегавалы: ВД – Верхнедемьянский, АЛ – Александровский, СВ – Средне-васюганский, ПД – Пудинский, ПБ – Парабельский, ПК – Пыль-Караминский; своды: СП – Сургутский, НВ – Нижевартовский, КМ – Каймысовский.

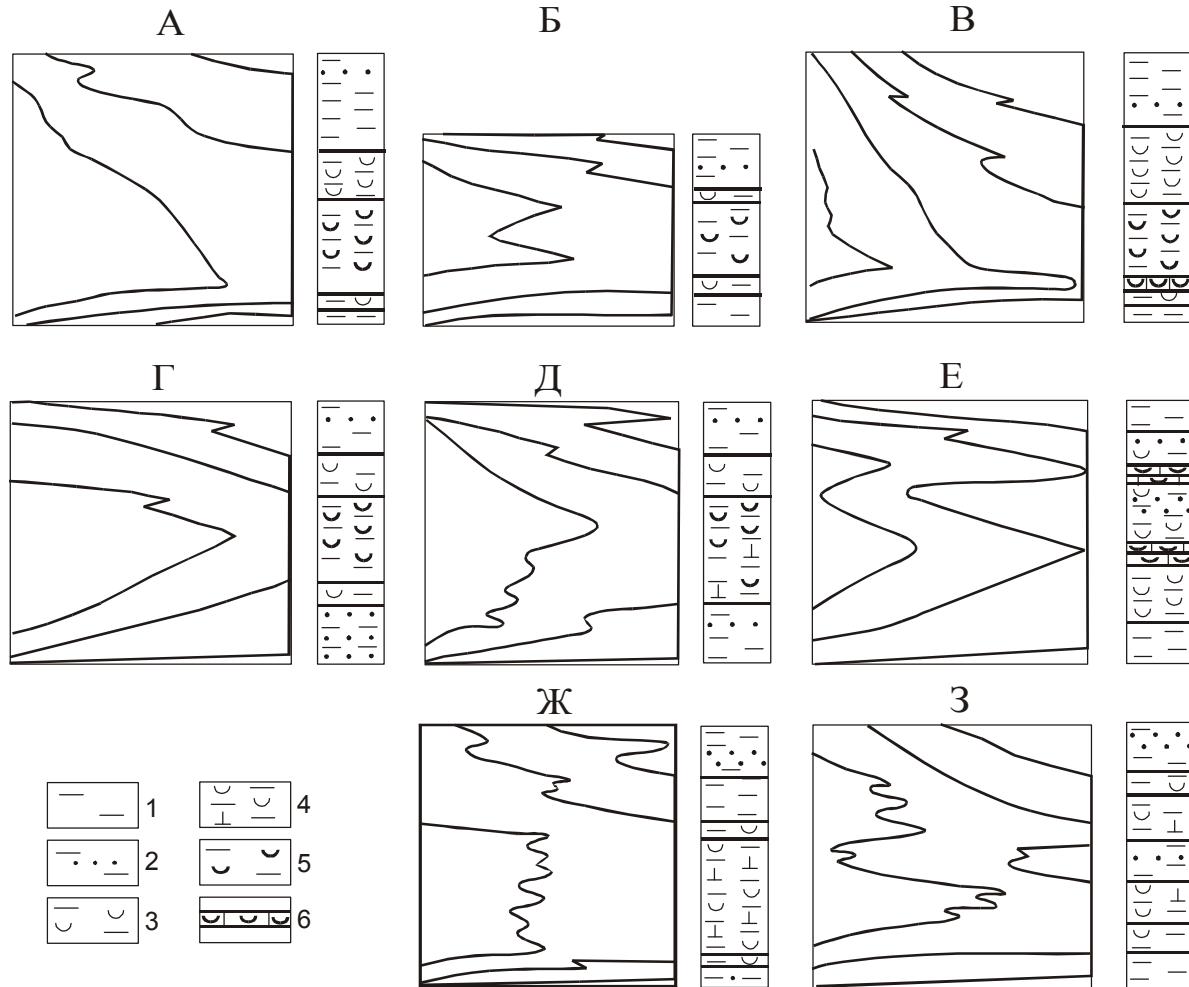
### КЛАССЫ РАЗРЕЗОВ

Выделение классов основывалось на особенностях строения разрезов: местоположении, мощности и характере переслаивания главных типов пород, отражающихся на конфигурации кривой КС. Для Томской области наметилось восемь основных её рисунков (рис. 4), на которых значительные и очень значительные пики приурочены либо к нижней, либо к средней, либо к ниже-средней или верхней частям разреза. Иногда на кривой появляются 2 пика, и она выглядит двурогой, а иногда несколько пиков – 6–7 и более, и она напоминает гармошку. Простые рисунки порой сочетаются друг с другом, образуя сложнопостроенные классы.

Интересно отметить, что одни и те же рисунки кривой повторяются независимо от масштаба значе-

ний КС, характеризуя особенности распределения в разрезах пород с разным содержанием или отсутствием биогенной составляющей. Так, на каротажных диаграммах терригенных пород максимумы КС, ограниченные вторым масштабом, отражают местоположение в разрезе однородных глин (аргиллитов) с единичными радиоляриями или редкими и тонкими прослоями радиоляритов, накопившихся в небольших затишных впадинах прибрежной зоны. Алевриты и алевритовые глины, отвечающие значениям КС в диапазоне первого масштаба, осаждались на приподнятых участках или вблизи береговой линии моря с активной гидродинамической обстановкой.

Разрезы с терригено-биогенными и биогенными породами характеризуются существенно большими величинами КС. Его пики, соответствующие тре-



**Рис.4.** Основные классы разрезов баженовской свиты в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты.

Аргиллиты: 1 – однородные; 2 – алевролитовые (-истые); 3 – кремнистые, углеродистые; 4 – известково-кремнистые, углеродистые; 5 – высококремнистые с прослоями радиоларитов, высокоуглеродистые. Известняки: 6 – вторичные по радиоларитам, высокоуглеродистые.

тью масштабу, а иногда и выходящие за его пределы, указывают на местонахождение кремнистых, известково-кремнистых, высококремнистых и обычно высокоуглеродистых глинистых отложений с прослоями радиоларитов, приуроченных к глубоким впадинам нижней сублиторали и открытого моря. Судя по конфигурации кривых КС, впадины существовали преимущественно на начальном и среднем этапах развития баженовского бассейна. Среди сложностроенных классов известны “аномальные”, которые отличаются значительным опесчаниванием и увеличением мощности [9, 28], возникшие в результате действия глубоководных турбидитов.

Классы обозначены буквами русского алфавита. Имеющие независимо от масштаба одинаковые или близкие конфигурации кривой КС классы отмечены одними и теми же буквами с той лишь разли-

цей, что у буквы, соответствующей классу с кривой первого-второго масштабов, сверху стоит штрих, а у класса с кривой третьего-четвёртого масштабов штрих отсутствует. Поэтому выделенные классы обозначены А и А', Б и Б', Г и Г' и т.д. Всего для баженовской свиты Томской области намечено 22 класса.

Закартированные на площади в масштабе 1: 500 000 классы создают весьма детальную картину районирования баженовской свиты, отражая изменения её вещественного состава и строения по вертикали на всю мощность. Они показаны на трёх фрагментах карты. На рис. 5. приведён крайний юго-западный участок Томской области, на котором видно, что классы А и Б, соответствующие разрезам с глубоководными высококремнистыми и высокоуглеродистыми глинистыми отложениями, распростра-

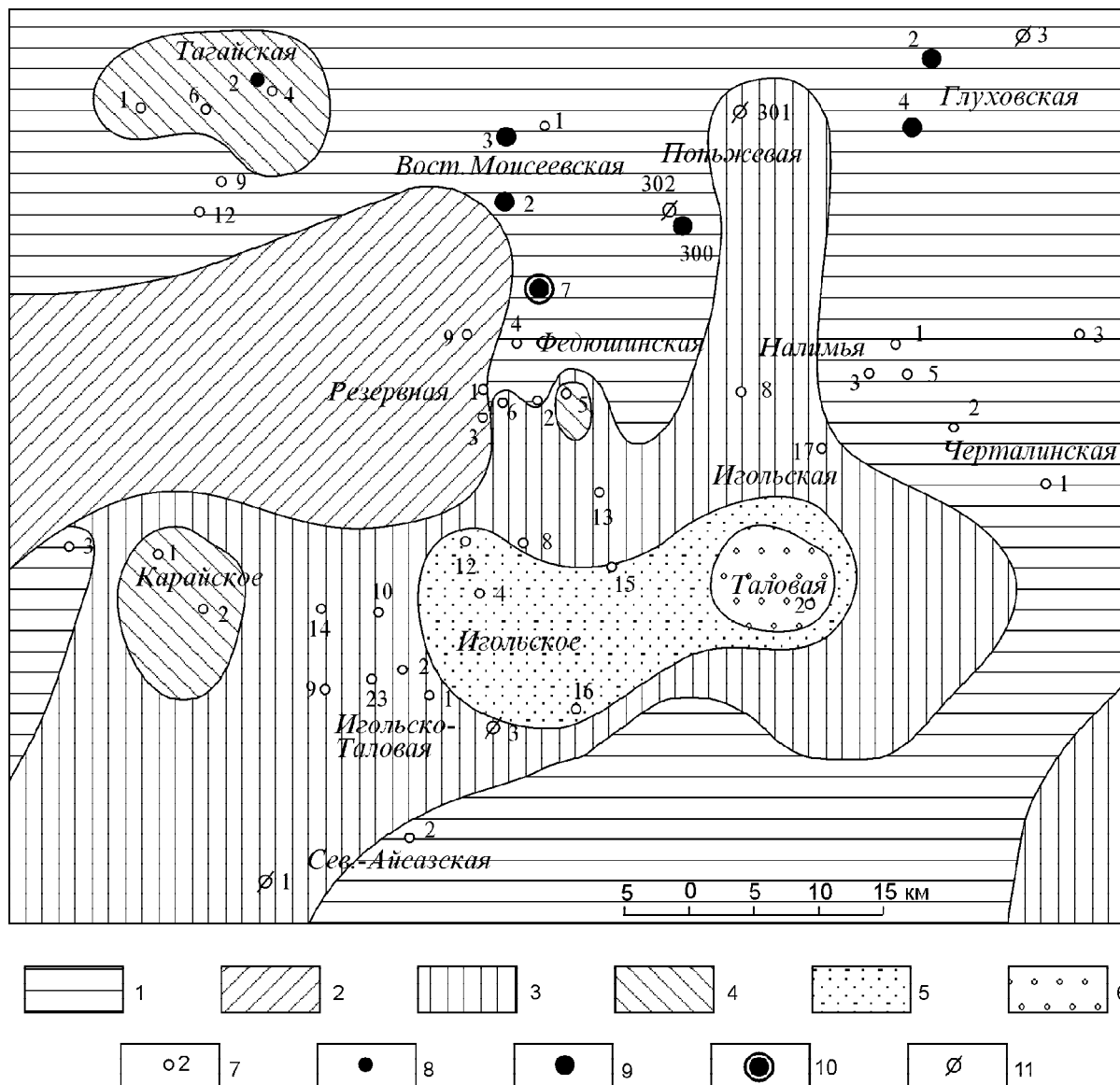


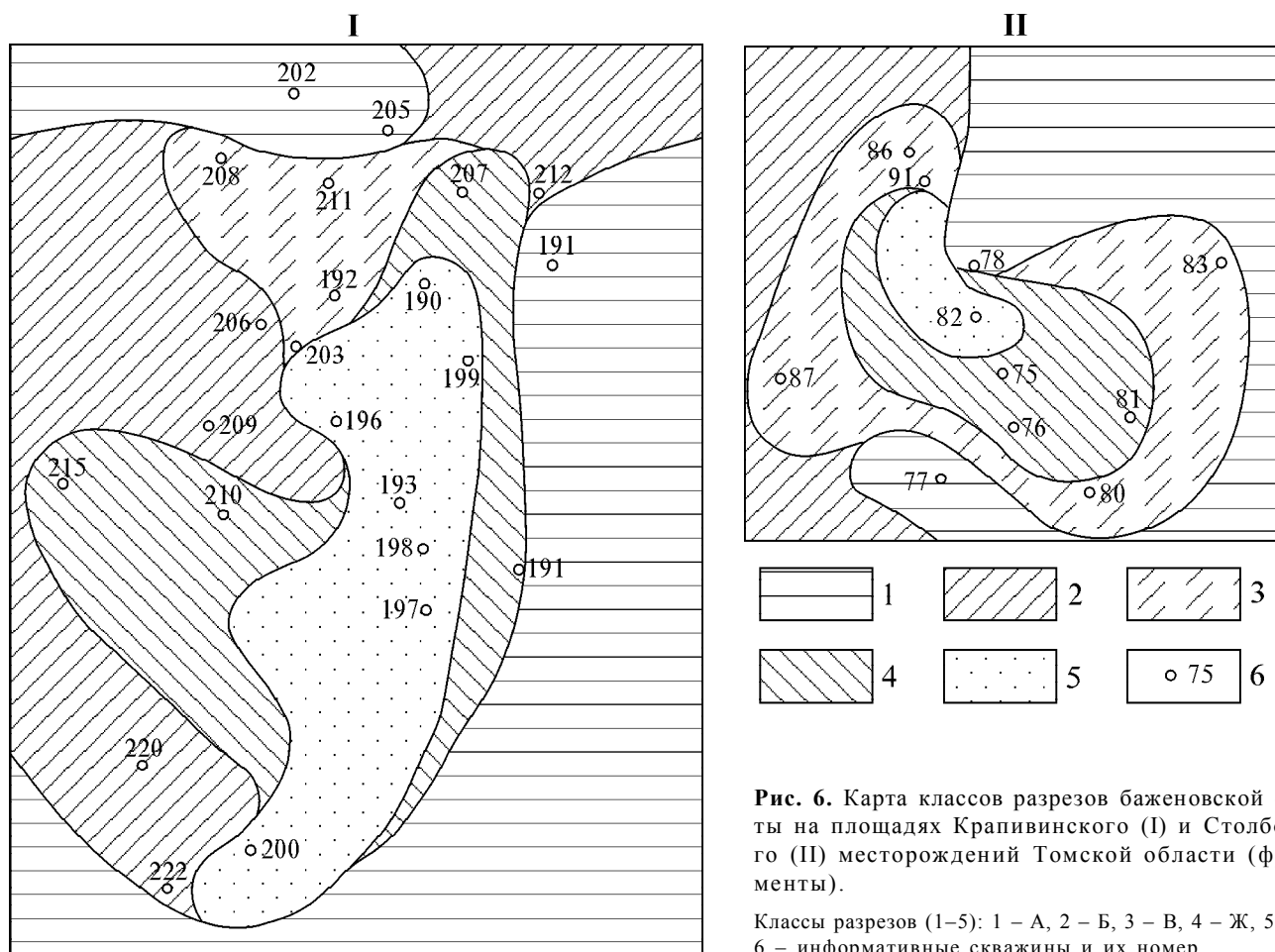
Рис.5. Карта классов разрезов баженовской свиты на юго-западе Томской области (фрагмент).

Классы разрезов (1–6): 1 – А, 2 – Б, 3 – В, 4 – Ж, 5 – З, 6 – Е'; 7 – информативные скважины и их номер; результаты испытаний пласта Ю<sub>0</sub> (баженовская свита), дебит нефти - м<sup>3</sup>/сут (8–11): 8 – 0,01–0,1, 9 – 0,1–1,0, 10 – >1,0, 11 – сухо.

нены на площади отрицательной структуры первого порядка – Нюрольской впадине. На Игольском куполовидном поднятии второго порядка, которое, очевидно, уже существовало в то время, получили развитие классы В, Ж, З и Е'. Первые три класса (без штриха) представляют разрезы с разнообразным переслаиванием кремнистых, известковистых и алевроитистых сапропелево-глинистых пород, а иногда и алевролитов, накопившихся на подводном поднятии или его склонах, к которым были приурочены банки двустворок, свидетельствующие о глубинах моря, не превышающих 200 м. Класс Е' (терригенный) отмечается в наиболее приподнятой части куполовидно-

го поднятия, в современном плане отвечающей Таловой структуре третьего порядка.

В изображённом на рис. 5 районе проведены испытания пласта Ю<sub>0</sub> (баженовская свита), в результате которых выявилось, что основные притоки нефти с дебитом 0,1–1,0 и более 1,0 м<sup>3</sup>/сутки связаны с разрезом класса А (скв. Вост. Моисеевская 2, 3, 7, Поньжевская 300 и Глуховская 2, 4). Кроме того, на юго-восточном склоне Каймысовского свода (скв. Тагайская 2) получен приток нефти с дебитом до 0,1 м<sup>3</sup>/сутки из известково-кремнистых высокоуглеродистых отложений разреза класса Ж.



**Рис. 6.** Карта классов разрезов баженовской свиты на площадях Крапивинского (I) и Столбового (II) месторождений Томской области (фрагменты).

Классы разрезов (1–5): 1 – А, 2 – Б, 3 – В, 4 – Ж, 5 – З; 6 – информативные скважины и их номер.

На двух других фрагментах карты показано зональное распределение классов, установленное на площади Крапивинского и Столбового месторождений (рис. 6). На палеоструктурах, к которым они приурочены, внутреннюю приподнятую зону занимают классы З и Ж, внешнюю, расположенную на склонах – А, Б и В. В разрезах внутренней зоны преобладают слабокремнистые, кремнистые и известково-кремнистые сапропелево-глинистые породы с рассеянными биоморфозами и редкими слойками реликтовых радиоларитов. Во внешней зоне роль последних возрастает, а вместе с ними увеличивается общая кремнистость отложений и количество микроволокон коллоальгинита, за счёт которого породы становятся высокоуглеродистыми; кроме того, здесь в подошве разрезов класса В залегают карбонатные и фосфатно-карбонатные породы с обилием биоморфоз по радиолариям (50–95 %) и их теневого реликтов. С карбонатными породами внешней зоны на Крапивинском месторождении в скв. 208 и на Столбовом – в скв. 86 связаны выпоты нефти. По-видимому, при выщелачивании кальцитовых биоморфоз

фосфатно-доломитовые породы становятся коллекторами нефти и газа.

Между типами и классами разрезов существует связь. К I-ому, преимущественно терригенному, типу тяготеют все классы, отмеченные штрихом, ко II-ому и III-ему с мощностью терригенно-биогенных пород не более 50 % от общей мощности свиты приурочены чаще всего классы Г, Д, Е, Ж, З и некоторые сложнопостроенные, в IV-ом и V-ом с мощностью терригенно-биогенных и биогенных пород более 50 % наибольшим распространением пользуются классы А, Б, В, Ж. Кремнистые, карбонатные и высокоуглеродистые глинистые породы из разрезов последних классов являются не только основными генераторами циклоалкановых нефтей, но могут являться и их аккумуляторами. Наиболее перспективными в нефтеносном отношении являются классы разрезов, приуроченные к впадинам и склонам поднятий.

Разработанная классификация разрезов и детальное литолого-геохимическое картирование имеет непосредственный выход в практику. Выявленные



генерационно-аккумуляционные возможности отдельных типов и классов позволяют не только наметить перспективные для поисковых работ участки, но также выделить для испытаний интервалы разреза баженовской свиты, в которых могли формироваться нефтяные залежи, а также определить её пачки, которые могли продуцировать нефть в юрские и неоконские резервуары.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

Образование такого природного феномена, как доманикиты, к числу которых относится и баженовская свита, связывается исследователями [2, 4, 6, 7, 10, 11, 13, 18, 25, 27] с многими причинами. Среди последних рассматриваются морские трансгрессии, рельеф морского дна и окружающей суши, некомпенсированный седиментацией режим прогибания, соотношение скоростей накопления осадков и органического вещества, мигрирующее “облако” сероводородного заражения, биопродуктивность, состав биоты, батиметрия, гидродинамическая обстановка бассейна, а также вулканизм, гидротермальная деятельность и повышенная радиоактивность среды. Перечисленные причины обусловлены тремя главными факторами седиментации: климатом, тектоникой и эвстатикой. Единой точки зрения о весомости каждого из этих факторов в накоплении отложений баженовской свиты нет.

В своё время авторы тоже отдали дань подобным изысканиям, считая, что в накоплении доманикитов задействованы все три основных фактора при ведущей роли климата, тёплого и часто засушливого. Теперь, возвращаясь к данной проблеме через литолого-геохимическую классификацию разрезов и картирование их типов и классов, мы попытались с этой позиции уточнить и детализировать некоторые особенности седиментационной модели.

В работах по современному осадконакоплению [3, 15, 16 и другие] показано, что в биогенных осадках бассейна достаточно близко проецируется картина распределения планктона в верхних слоях воды. В частности известно, что максимальные количества радиолярий характерны для глинистых илов глубоководных зон, над которыми в области фотосинтеза бурно развивается планктон. При этом радиолярии питаются низшими водорослями, первые процветают за счёт вторых, и поэтому те и другие всегда сосуществуют. В соответствии с закономерностью распределения современных осадков, учитывавшейся и в более ранних работах [4], интерпретировалась фациальная принадлежность и глубины накопления отложений волжско-раннеберриасского времени.

Породные ассоциации баженовской свиты с обнаруженными в них остатками биоты получили генетическую привязку. Кремнистые, высококремнистые и высокоуглеродистые глины с частыми прослоями радиоляритов отнесены к глубоководной части эпи-

континентального моря с глубинами 200–500 м, слабокремнистые, кремнистые и известковистые углеродистые глины с биоморфозами и прослоями радиоляритов – к нижней сублиторали с глубинами 80–200 м, алевролитистые и известковистые слабоуглеродистые глины с редкими радиоляриями и прослоями кокколитофоридовых известняков и доломитов – к средней сублиторали с глубинами 20–80 м, алевролиты и алевролитовые глины – к верхней сублиторали с глубиной до 20 м. Среди этих зон пятнами распространены фации ракушничковых осадков, напоминающие банки пелелипод, глубина существования которых ограничена 200 м.

Выявлена интересная особенность распределения кварца в алевролитовом материале отложений разных палеогеографических зон. Среди алевролитовых зёрен чаще всего встречаются кварц, полевые шпаты и слюда. На фоне неокатанных остроугольных зёрен аллотигенных минералов появляются сглаженные зёрна аутигенного кварца, форма которых указывает на возможное растворение скелетов радиолярий. Количество таких зёрен увеличивается от 5 до 25 %, а размерность уменьшается от алевролитовой (0,01–0,08 мм) до грубо- и среднепелитовой (0,001–0,01 мм) в направлении от верхне-средней к нижней сублиторали и тем более – к глубоководной впадине.

Такая тенденция в осадкообразовании коррелируется с данными А.П. Лисицина [16] о заполнении современных глубоководных котловин мелкоалевролитовым материалом с содержанием свыше 30 % аморфного кремнезёма, источником которого являются скелеты планктонных организмов. Подобная закономерность отмечается практически для всех кайнозойских и многих мезозойских бассейнов. Очевидно, в баженовском море кремнистые скелеты радиолярий могли особенно хорошо растворяться, проходя через слой воды до 500 м и осаждаваясь на дне глубоких впадин с низкими скоростями седиментации. Не исключено, что сероводородное заражение, сопровождавшееся образованием сульфидно-щелочных растворов на диагенетической стадии осадка, усиливало растворение кремнистого скелета радиолярий [5] с последующим замещением пиритом, карбонатными и глинистыми минералами.

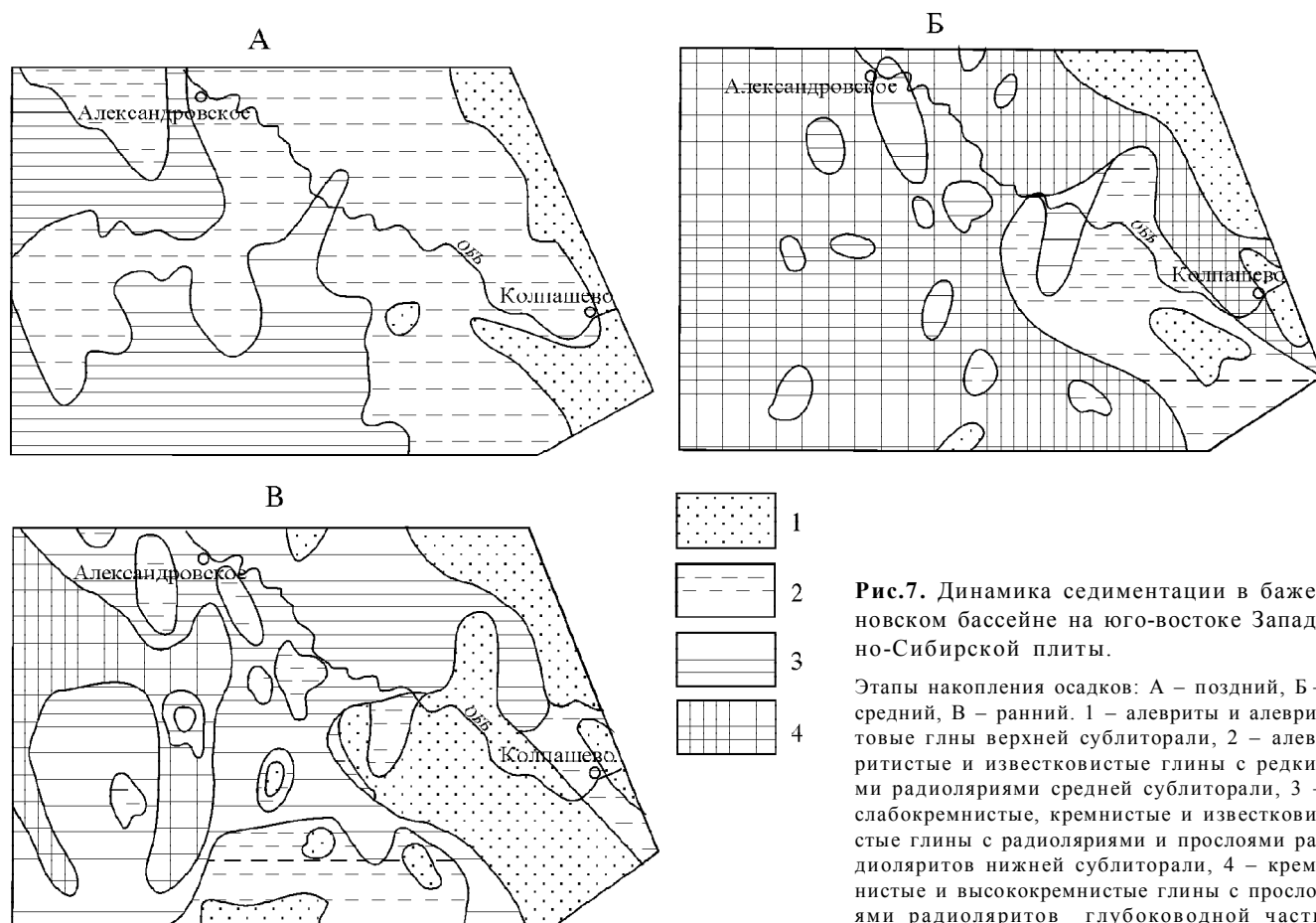
На скелетах некоторых радиолярий обнаружено обволакивающее их вещество, состоящее из перемежающихся центров кремнезёма и красновато-коричневого органического материала, поставщиком которого могли быть сами радиолярии. Тесная связь радиолярий с нефтематеринскими породами отчётливо прослеживается в течение всего фанерозоя, начиная с ордовика. Наиболее ярко она проявилась в классических нефтематеринских породах доманика [1].

Типы и классы разрезов получили следующую палеогеографическую трактовку. На карте типов разрезов отражена усреднённая картина седиментации баже-

новской свиты (рис. 3), I-ый тип которой характеризует образования верхней сублиторали, II-ой и III-ий – средней сублиторали, IV-ый - нижней сублиторали, V-ый - наиболее глубоководной части морского бассейна. На карте классов видна динамика накопления осадков в волжско-раннеберриасское время. Оно охарактеризовано тремя условно выделенными этапами развития бассейна (рис. 7 А, Б, В). На начальном (В) и среднем (Б) бассейне, постепенно углубляясь, приближался к юго-восточному берегу, достигнув максимума на среднем этапе развития, когда на большей части территории осадки накапливались в условиях глубоководной впадины и нижней сублиторали. На заключительном этапе (А) в прибрежной части бассейн быстро мелел, значительно расширялась зона средней сублиторали и на седиментацию более активно влияла суша.

На рассмотренном примере удалось установить, что в центральной и юго-восточной частях Западно-Сибирской плиты количественное соотношение и характер переслаивания терригенных и биогенных компонентов в баженовских отложениях контролировались батиметрией и палеогеоморфологией дна волжско-раннеберриасского бассейна. Значительным оказалось влияние рельефа в мелководной части шельфа, в зоне сублиторали, где

распределение типов и особенно классов разрезов контролировалось подводными грядами, отдельными поднятиями и впадинами. Если крупные морфоструктуры (первый и второй порядки), зародившиеся на ранних этапах формирования Западно-Сибирской плиты, сохранили определённую унаследованность в современном структурном плане, то мелкие (третий порядок) в значительной степени её утратили. Судя по строению разрезов выделенных классов, можно предположить, что в волжско-раннеберриасское время на месте современных Пыль-Караминского, Парабельского, Пудинского, Средневазюганского и Александровского мегавалов, а также Нижневартовского и Каймысовского сводов положительные структуры уже существовали. Однако геоморфология дна бассейна изменялась в процессе накопления осадков, которые периодически замывали мелкие впадины и таким образом сглаживали рельеф. В глубоководной впадине бассейна, где получили распространение в основном один тип и два-три класса разрезов, влияние рельефа дна на седиментацию ослаблено. Оно проявляется только на высоких подводных валах и сводах, с которыми связаны классы разрезов с прослоями битой ракушки, образовавшейся за счёт разрушения банок пеллеципод.



## ВЫВОДЫ

1. Сравнение литолого-минералогических характеристик пород, содержаний и состава присутствующего в них органического вещества с данными стандартного каротажа позволило установить определённые соответствия терригенных, биогенно-терригенных и биогенных частей разреза баженовской свиты величинам КС и ГК пород. Алевроито-глинистые отложения описываются кривой КС первого-второго масштабов в интервале 20–100 Омм и кривой ГК со значениями 10–30  $\gamma$ . Биогенная компонента (кремнезём, карбонат, органическое вещество) способствует увеличению КС, значения которого исчисляются в третьем-четвёртом масштабах. Кремнисто-сапропелево-глинистым породам отвечает КС – 200–400 Омм и ГК – 30–50  $\gamma$ , а глинисто-кремнисто-сапропелевым с заполняющей микропустоты нефтью – соответственно 400–700 Омм и 50–70  $\gamma$ . В последних особенно высоки содержания органического вещества (средние 10–12 %, максимальные до 30 %), представленного коллоальгинитом.

2. Выявленная корреляция между литолого-минералогическими, геохимическими и геофизическими характеристиками пород стала основой классификации разрезов баженовской свиты и её крупномасштабного картирования. Типы выделялись по количественному соотношению породных групп, а классы – по их распределению по вертикали, устанавливаемых по конфигурации кривой КС.

3. Классы разрезов по сравнению с типами размещаются на площади более дифференцированно, хотя между теми и другими существует явная связь. Обусловленная рельефом дна и глубиной бассейна, она выражается в приуроченности к определённым палеогеографическим зонам, размеры и местоположение которых изменялись на протяжении волжско-раннеберрисского времени. Баженовский бассейн трансгрессировал в юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты на начальном и особенно среднем этапах развития, когда осадки накапливались преимущественно в условиях нижней сублиторали и глубоководной впадины. На заключительном этапе в прибрежной части бассейн быстро мелел и значительно расширялась зона средней сублиторали. Крупные тектонические элементы, унаследованные в современном структурном плане, проявились в основных чертах уже в волжско-раннеберриасское время.

4. Разработанная классификация разрезов и детальное литолого-геохимическое картирование позволяют оценить перспективы нефтеносности баженовской свиты. Наиболее благоприятными для формирования нефтяных залежей являются типы (IV и V) и классы (А, Б, В, Ж) разрезов с пачками высокоомных кремнистых, карбонатных и кремнисто-карбонатных сапропелево-глинистых пород, приуроченных к впадинам и склонам поднятий. Эти же типы и классы разрезов являются ос-

новными продуцентами “морских” нефтей в юрские и неокомские резервуары.

5. Разработанная методика и полученные результаты могут быть использованы при изучении доманикитных формаций других регионов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Радиоларии как потенциально возможное исходное органическое вещество нефти // Геология нефти и газа. 1998. № 1. С. 12–21.
2. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность) / Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
3. Богоров В.Г. Биологическая структура океана // Докл. АН СССР. 1960. Т. 128, № 4. С. 782–789.
4. Булыникова С.П., Гольберг А.В., Конторович А.Э. и др. Палеобиофауны нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 86 с.
5. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
6. Гольберг А.В., Полякова И.Д. К методике региональных палеогеографических реконструкций // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 26–35.
7. Гольберг А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
8. Гурари Ф.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 174 с.
9. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.
10. Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н. и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988. 199 с.
11. Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1962. 298 с.
12. Дорофеева Т.В., Аристархов М.Г., Блишников Е.Ю. и др. Локальный прогноз залежей нефти баженовской свиты. М.: Недра, 1992. 141 с.
13. Конторович А.Э., Полякова И.Д., Стасова О.Ф. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М.: Недра, 1974. 189 с.
14. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 11. С. 1477–1491.
15. Кругликова С.Б. Количественное распределение радиоларий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана // Геохимия кремнезёма. М., 1966. С. 246–261.
16. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
17. Лопатин Н.В., Емец Т.П., Симоненкова О.И., Эрбен Ж.-П. Баженовская нефтяная генерационно-аккумуляционная система на западе Хантейской антеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных место-

- рождений. 1998. №5. С. 2-27.
18. Неручев С.Г. Периодичность крупных геологических и биологических событий фанерозоя // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 493–511.
  19. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Новосибирск, 1994. 201 с.
  20. Парфёнова Т.М., Меленевский В.Н., Москвин В.И. О возможности использования гамма-каротажа для количественного определения органического углерода в баженовской свите // Органическая геохимия нефтепроизводящих пород Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. С. 44–46.
  21. Перозо Г.Н. Типы пород // Условия формирования и методика поисков залежей нефти и газа в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988. С. 11-37.
  22. Перозо Г.Н., Предтеченская Е.А. Способ выявления нефтеперспективных площадей: (Авторское свидетельство N 1340388, приоритет изобретения 1985, зарегистрировано 1987).
  23. Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозо Г.Н., Предтеченская Е.А. Детальное литолого-геохимическое картирование и седиментационная модель баженовской свиты. М: МГУ, 2000. С. 257-259.
  24. Сонич В.П., Санин В.П., Плеханов В.Л. и др. Особенности строения и нефтеносности отложений баженовской свиты на территории деятельности ОАО “Сургутнефтегаз” // Нефть Сургута. М.: Нефт. хоз-во, 1997. С. 205–223.
  25. Строение и нефтегазоносность баженинов Западной Сибири / Ред. Нестеров И.И. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. 175 с.
  26. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Сов. геология. 1981. № 2. С. 11-22.
  27. Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтегазоносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 135 с.
  28. Ясович Г.С., Мясникова Г.П. Новые данные по строению баженовской свиты Среднего Приобья в связи с её нефтегазоносностью // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и её складчатого обрамления. Тюмень, 1975. С. 132–135.
  29. Ясович Г.С., Поплавская М.Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины // Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносных мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 28–57.

Поступила в редакцию 15 апреля 2001 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

### ***I.D. Polyakova, L.A. Krol, G.N. Perozio, Ye.A. Predtechenskaya***

#### **Classification of sections and detailed mapping of domanikites**

The Bazhen suite is considered as an object for studying Domanikitian deposits. Lithologo-geochemical identification of data on standard logging has been worked out, based on which classification of sections is offered and mapping, at a scale of 1:500 000, has been conducted in the southeast and central part of the West Siberian plate. It has been established that the most gamma-active parts of the section are composed of clayey-cherty-sapropelic rocks. They are characterized by increased and maximum concentrations of organic matter, mostly by colloalginite. Types of the sections were distinguished by the ratio and classes - by the distribution of rock groups reflected on the figure by the curve of the apparent resistance through the entire suite thickness. The peculiarities of the section composition and structure depend upon the bottom relief and the depth of the marine basin which transgressed into the southern part of the west Siberian plate at the initial and particularly middle evolution stages. Section types and classes prospective for oil search have been revealed.

## РАННЕМЕЛОВЫЕ ТУРБИДИТЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

*А.В. Кудымов*

*Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие  
«Хабаровскгеология», г. Хабаровск*

Исследованы турбидиты в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, сложенного мощными толщами песчаных, песчано-глинистых флишеидных пород с градационной слоистостью. На основании изучения вещественного состава обломочных пород, косой слойчатости, ритмики флиша выполнена реконструкция характера раннемеловых потоков и палесклонов. Турбидиты отложились из мутьевых потоков, направленных с юго-востока на северо-запад, питающая провинция турбидитов располагалась к юго-востоку от области седиментации.

**Ключевые слова:** турбидиты, вещественный состав, обстановка накопления, источник сноса, нижний мел, Сихотэ-Алинь.

### ВВЕДЕНИЕ

Характерной чертой Сихотэ-Алинского складчатого пояса является широкое развитие раннемеловых турбидитов или флиша. Термин "флиш" – описательное понятие. Большинство исследователей под термином "флиш" понимают толщи ритмично-слоистого строения [3]. Мощность ритмов – от нескольких сантиметров до первых метров. Ритмы состоят из определенного набора пород (элементов), последовательно сменяющих друг друга, и характеризуются, в целом, уменьшением снизу вверх размерности зерен. Границы ритмов резкие, к нижней поверхности приурочены различные гиероглифы. Термин турбидиты – генетическое понятие. Под ним понимаются отложения суспензионных (мутьевых) потоков. Первые высказывания о флише и флишевой формации Сихотэ-Алиня можно встретить в геологической литературе 60-х годов [2], однако наибольший вклад в изучение флишевых турбидитов этого региона принадлежит П.В.Маркевичу [7–9], который сравнительно детально изучил их на юге Сихотэ-Алиня [7], в то время как на севере этого горного сооружения они фактически не изучены. В статье изложены результаты седиментологических исследований автором турбидитов Буга-Копшинского района Северного Сихотэ-Алиня, охарактеризован их вещественный состав, реконструированы области питания и обстановки седиментации.

### СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕЛОВЫХ ТУРБИДИТОВ

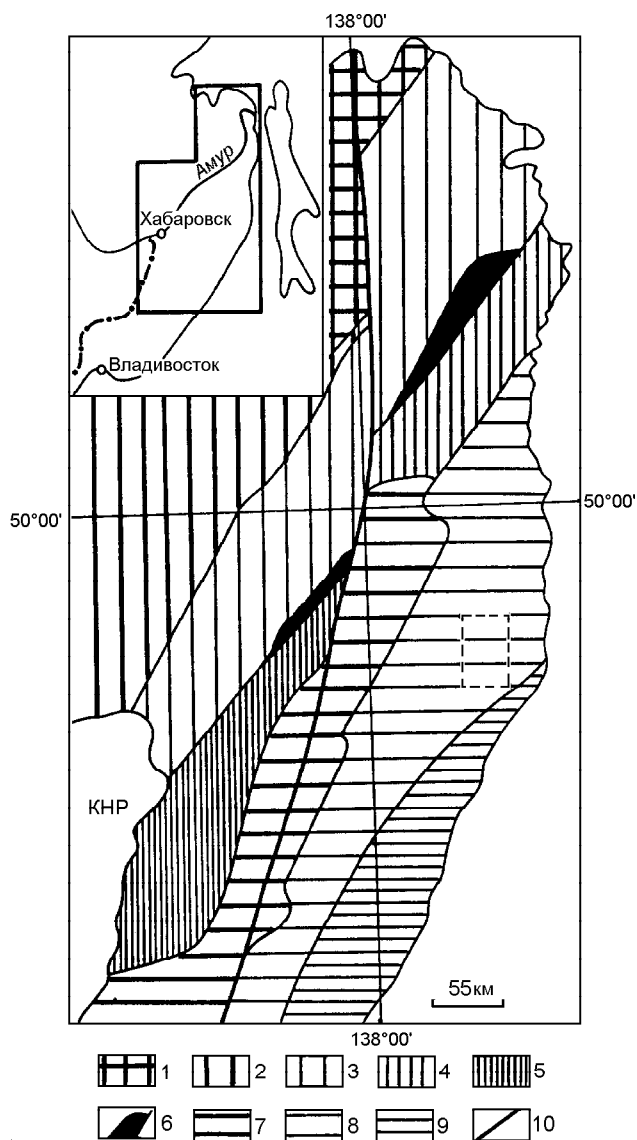
Современные представления о стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня отражены в [13] и уточнены В.П. Коноваловым [10],

который на Сихотэ-Алине выделяет Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский прогибы, разделенные Центральным Сихотэ-Алинским поднятием (рис.1). В этих структурных элементах выделяется ряд зон, различающихся строением и составом развитых в них отложений.

В Восточно-Сихотэ-Алинском прогибе выделены Лужкинская и Кемская зоны [13], в первой из которых изучен наиболее полный разрез нижнемеловых отложений от берриаса до верхнего альба, представленный алевро-аргиллитами, песчаниками и более грубыми обломочными породами, нередко ритмично переслаивающимися (журавлевская, ключевская, усть-колумбинская, приманкинская, каталевская, дивнинская и светловоднинская свиты). В берриас-валанжинских отложениях Лужкинской зоны обильны остатки бухий, в готерив-барремских – иноцерамов, в аптских и альбских – ауцеллин, тригонид и актеонеллид. Во всех этих отложениях есть аммониты.

Кемская зона, в отличие от Лужкинской, сложена, главным образом, терригенным или вулканогенно-терригенным флишем (усть-колумбинская, меандровская и кемская свиты), и в ней отсутствуют берриас-валанжинские отложения.

В Западно-Сихотэ-Алинском прогибе выделяются [10] Горинская, Тумнинская и Бикино-Хорская зоны. Нижний мел Горинской зоны представлен ритмично переслаивающимися песчано-алевритовыми и алевропелитовыми породами берриаса – валанжина и апта – альба, возраст которых обоснован остатками бухий, иноцерамов, аммонитов и ауцеллин. Апт-альбские отложения отличаются от берриас-валанжинских присутствием в них основных вулканитов.



**Рис. 1.** Структурная позиция меловых отложений в строении Сихотэ-Алиня (по [10] с дополнениями автора).

1 – Монголо-Охотская складчатая система. 2–10 – Сихотэ-Алинская складчатая система: 2 – Западная часть без расчленения на зоны; 3–6 – Западно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: 3 – Горинская, 4 – Тумнинская, 5 – Бикино-Хорская, 6 – Киселевско-Маноминский блок; 7 – Центральное поднятие без расчленения на зоны; 8–9 – Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб, зоны: 8 – Лужкинская, 9 – Кемская; 10 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Прямоугольник – район исследований.

На востоке Горинской зоны расположен Киселевско-Маноминский блок, сложенный алевроаргиллитами, кремнями и кремнисто-глинистыми породами с известняками, основными и средними вулканитами. Возраст отложений по радиоляриям – ранний мел [9]. В Тумнинской зоне берриас-валанжинские отложения представлены алевролитами с прослоями песчаников в нижней части и пакетами ритмично пересла-

ивающихся песчаников и алевролитов – в верхней. Апт-альбские образования включают песчаники, алевроаргиллиты и их ритмичное чередование в уктурской, ларгасинской и удоминской свитах. В разрезе раннего альба присутствуют андезиты и их туфы. В Бикино-Хорской зоне, в отличие от Тумнинской, отложения более грубообломочные, и есть умеренно кислые вулканиты.

В Центральном поднятии развиты берриас-валанжинские алевро-аргиллиты с конгломератами в основании. Они залегают несогласно на отложениях триаса и юры и содержат обильные остатки бухий.

В бассейнах среднего течения р. Коппи и верхнего течения р. Аджалами (рис. 2А) детально изученные нами готерив-альбские отложения разделены на четыре свиты: приманкинскую готерив-барремского, каталевскую – аптского, дивнинскую и светловоднинскую – альбского возраста (рис. 2Б).

Приманкинская свита сложена аргиллитами, меньше алевроаргиллитами и алевролитами. Встречаются прослои песчаников мощностью от 1–3 см до 0,5 м. Каталевская свита представлена, в основном, мелкозернистыми песчаниками с линзами конгломератов, конгломератобрекчий и седиментационных брекчий, содержащих прослои (1–2 м) алевролитов и пачки переслаивания алевроаргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В верхах разреза мелкозернистые песчаники сменяются мелко-среднезернистыми. В них появляются включения алевроаргиллитов, а также линзы седиментационных брекчий. Кроме этого, песчаники здесь содержат тонкие прослойки (1–2 см) алевролитов. Иногда по левобережью руч. Бапу (в устьевой части руч. Кува) наблюдалось переслаивание алевролитов (1–2 см) и песчаников (5–15 см), причем вверх по разрезу мощность пластов песчаников увеличивается\*.

Разрез аптских отложений наращивается альбскими ритмично-слоистыми образованиями в междуречье Коппи-Юли. Нижняя их часть (дивнинская свита) сложена преимущественно переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с преобладанием крупнозернистых алевролитов. Верхняя часть разреза ритмично-слоистых отложений (светловоднинская свита) сложена преимущественно песчаниками: от мелко- до крупнозернистых и гравийных разностей. Песчаники содержат пласты (0,1–2 м) алевролитов и алевроаргиллитов.

\*К песчаникам нами относятся мелкообломочные породы с размерностью от 0,1 мм до 1 мм, к алевролитам – от 0,01 мм до 0,1 мм. Песчаники разделяются на крупнозернистые (0,5–1 мм), среднезернистые (0,25–0,5 мм) и мелкозернистые (0,1–0,25 мм), алевролиты – на крупнозернистые (0,05–0,1 мм) и мелкозернистые (0,01–0,05 мм) (последние часто употребляются без наименования зернистости).

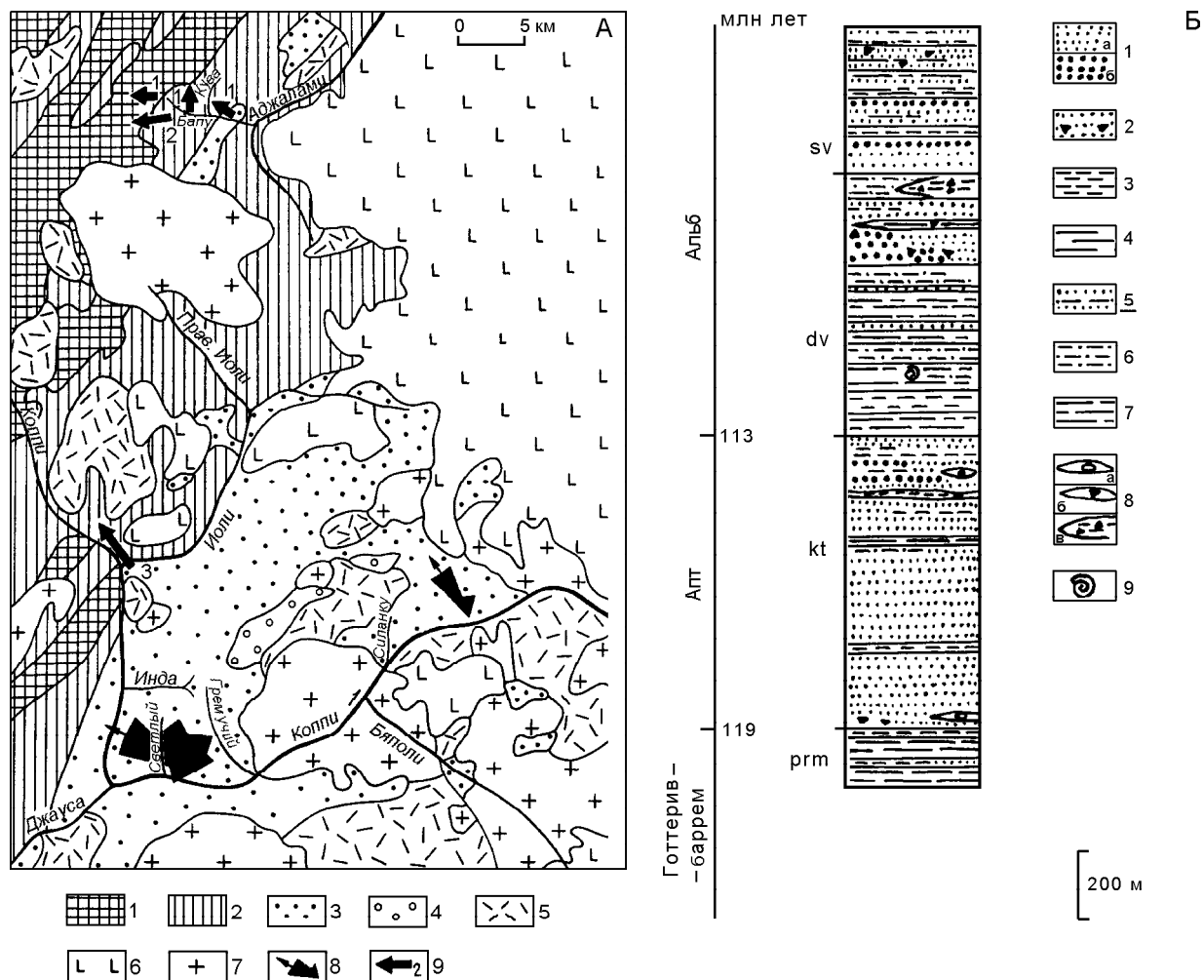


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна среднего течения р. Коппи и верхнего течения р. Аджалами (А) и сводная стратиграфическая колонка нижнемеловых отложений (Б).

А. 1–3 – нижнемеловые отложения: 1 – готтерив-барремские (приманкинская свита (prm)); 2 – аптские (каталевская свита (kt)); 3 – альбские (дивнинская (dv) и светловоднинская (sv) свиты). 4 – альб-сеноманские вулканогенно-терригенные отложения (песчаниковая толща). 5 – поздний мел – палеогеновые вулканиты и комагматичные им субвулканические интрузии; 6 – неоген-четвертичные базальтоиды. 7 – поздний мел – палеогеновые интрузии гранитоидов; 8 – диаграммы распределения азимутов падений косых слоев; 9 – единичные замеры азимутов падений косых слоев. Длина стрелок пропорциональна количеству замеров. Расположение района исследований показано на рис. 1.

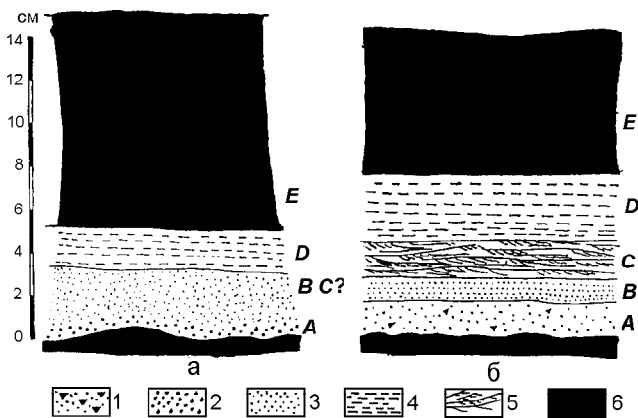
Б. 1 – песчаники мелкозернистые (а) и разнозернистые (б); 2 – песчаники с дресвой или гравием; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты и аргиллиты алевролитистые; 5 – песчаники с прослоями или (и) пластами алевролитов, аргиллитов; 6 – переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – переслаивание алевролитов и аргиллитов с прослоями и (или) редкими пластами песчаников; 8 – линзы конгломератов (а), седиментационных брекчий (б) и конседиментационных брекчий (в); 9 – остатки фауны.

### СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

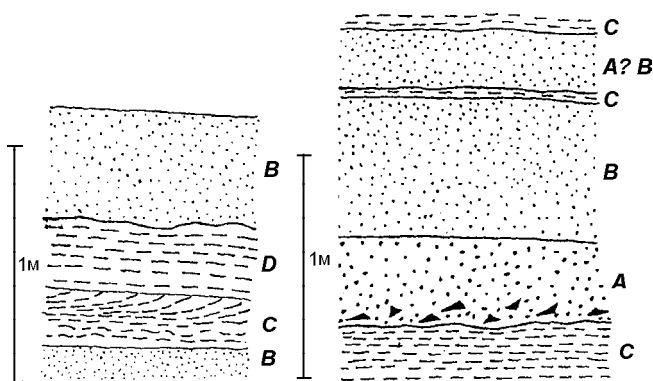
**Текстуры.** Обломочным отложениям района свойственны плохая и удовлетворительная сортировка обломочного материала, слабая окатанность обломков, а также градационная слоистость. В ритмичных пачках развиты ритмы с элементами «последовательности А. Боума» [12, 15, 16, 20], которые характеризуют различные режимы транспортирующего водного потока. В основном, развиты сокра-

щенные ритмы. В дивнинской свите среднего течения р. Коппи преобладают ритмы с элементами [3] **CD, BCD**, мощность которых от 3–7 см до 22 см; более полные последовательности редки (рис. 3а). В береговых обнажениях руч. Бапу, в дивнинской свите, мощности ритмов более 14 см, причем наибольшие элементы, по сравнению с нижними, – верхние **D** и **E** (рис. 3б). В светловоднинской свите (р. Коппи) встречаются среднезернистые [16] турбидиты с элементами **ABC** и **BCD**, мощность которых до 1 м, редко больше (рис. 4).

Элемент *A*, лежащий на эродированной поверхности подстилающего ритма, представлен крупно-среднезернистыми, мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми массивными песчаниками, в которых иногда в нижней части видна градационная слоистость. Кроме этого, на границе ритмов нередко встречаются включения-отторженцы аргиллитов и алевролитов из нижележащего слоя. Элемент *B* сложен горизонтально-слоистым мелкозернистым песчаником [15]. Элемент *C* представлен косослойчатыми сериями преимущественно крупнозернистого алевролита; элемент *D* – горизонтально-слоистыми алевролитами, а элемент *E* – массивными аргиллитами.



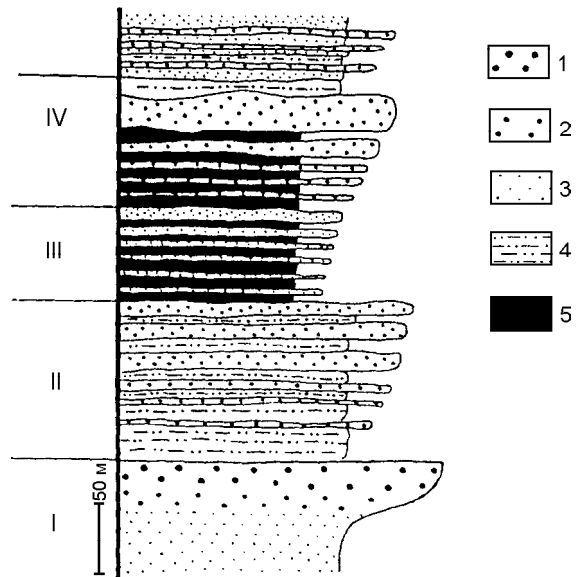
**Рис. 3.** Элементарные ритмы с последовательностью А. Боума в альбских отложениях (дивнинская свита) на р. Коппи, ниже устья р. Бяполи (а) и руч. Бапу (б). 1 – песчаник с фрагментами алевроаргиллитов; 2 – песчаники крупно-среднезернистые, среднезернистые и мелко-среднезернистые; 3 – песчаники мелкозернистые; 4 – алевролиты горизонтально-слоистые; 5 – алевролиты косослойчатые; 6 – аргиллиты.



**Рис. 4.** Элементарные ритмы среднезернистых турбидитов в альбских отложениях (светловоднинская свита) на р. Коппи, выше устья р. Бяполи. Условные обозначения см. на рис. 3.

В обнажениях по р. Коппи выше устья р. Бяполи, а также по левобережью р. Йоли в дивнинской свите ритмы обладают неровными слоевыми поверхностями; иногда в них алевролиты элемента *D* выклиниваются, а отдельные прослои косослоистых крупнозернистых алевролитов сходятся в один слой. Слои мелкозернистых песчаников часто меняют мощность, а тонкие слойки нередко линзуются. На границе ритмов широко развиты эрозионные текстуры с отторженцами алевролитов и аргиллитов подстилающих слоев.

В береговых обнажениях р. Коппи между руч. Инда и Светлый, в верхней части светловоднинской свиты можно выделить несколько седиментационных циклов с общим погрубением материала, увеличением мощности и количества песчаных слоев в каждом цикле снизу вверх (рис. 5). Мощность их – 45–90 м. В самом нижнем цикле массивные мелкозернистые песчаники снизу вверх постепенно сменяются крупнозернистыми и гравийными песчаниками. Они перекрываются вторым седиментационным циклом – ритмичным переслаиванием алевролитов (5–30 см) и мелкозернистых песчаников (10–80 см) с пластинами средне-мелкозернистых песчаников. Мощность и количество слоев средне-мелкозернистых песчаников кверху возрастает, и постепенно они становятся преобладающими. Третий цикл сложен тонкоритмич-



**Рис. 5.** Седиментационные циклы в верхней части альбских отложений светловоднинской свиты, р. Коппи между притоками ручьев Инда и Светлый.

1–3 – песчаники: 1 – крупнозернистые и гравийные, 2 – средне-мелкозернистые, 3 – мелкозернистые; 4 – ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников (10–80 см) и алевролитов (5–30 см); 5 – тонкоритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов.



ным переслаиванием аргиллитов и алевролитов, содержащим слой (около 5 см) массивных мелкозернистых песчаников, мощность и количество прослоев которых сверху увеличивается. Четвертый цикл представлен тонкоритмичной пачкой. Снизу вверх сначала увеличивается мощность ритмов от 1–5 см до 15 см, затем появляются средне-мелкозернистые песчаники, мощность и количество которых увеличивается. Вышеописанные циклы, в которых размерность зерен и количество слоев песчаников увеличивается сверху, можно интерпретировать как наступающие проксимальные лопастевидные выносы [16].

Аптские и альбские отложения бассейна р. Аджалами (каталевская и дивнинская свиты) несколько отличаются от отложений, изученных в бассейне р. Коппи. Здесь в каталевской свите песчаники лучше сортированы. Они однородные мелкозернистые, а в бассейне р. Коппи среди мелкозернистых песчаников большую долю занимают более крупнозернистые разности. В ритмичных отложениях дивнинской свиты в береговых обнажениях руч. Бапу, левого притока р. Аджалами, мощности тонких ритмов определяются элементами *DE*. Эта особенность отличает их от ритмичных образований левобережных обнажений р. Коппи выше устья р. Бяполи и левобережья р. Йоли, в которых основной объем всех ритмов составляют песчаники и крупнозернистые алевролиты элементов *A*, *B* и *C*. Ритмичные образования дивнинской свиты береговых обнажений р. Коппи ниже устья р. Бяполи отличаются от аналогичных образований руч. Бапу большим содержанием песчаников. Кроме этого, на руч. Бапу тонкие ритмы, как правило, имеют ровные и выдержанные слоистые поверхности.

Приведенные особенности аптских и альбских отложений междуречья Йоли – Аджалами указывают на обстановку накопления, более удаленную от области сноса по сравнению с отложениями обнажений р. Коппи. Там же, по левобережью верхнего течения руч. Бапу, в низах каталевской свиты есть грубообломочные породы, нижняя часть которых представлена переслаиванием массивных мелкозернистых песчаников (7–50 см), седиментационных брекчий (2–30 см) и алевролитов (до 1 м). Выше они сменяются массивными мелкозернистыми песчаниками, содержащими пласты гравийно-галечных конгломератов (до 1 м) и линзы аргиллитов с дресвой и гальками. Иногда встречается переслаивание массивных мелкозернистых песчаников, конгломератобрекчий и аргиллитов (до 0,5 м), содержащих дресву и гальки.

Строение ритмов турбидитов здесь несколько отличается от последовательности А. Боума (рис. 6). Так, на поверхности размыва аргиллитов залегают конгломераты, иногда конгломератобрекчии (10–50

см), которые выше сменяются мелкозернистыми песчаниками (0,1–1 м) с многочисленными обломками аргиллитов различных размеров. В других случаях конгломераты сменяются вверх песчаниками с гальками, или аргиллиты (до 0,5 м) с дресвой, щебнем и гальками разной степени окатанности сменяются конгломератобрекчиями (0,8 м), и затем они переходят в массивные мелкозернистые песчаники.

Грубообломочные породы левобережья верхнего течения руч. Бапу, вероятно, соответствуют проксимальным фациям каналов, перекрывающим дистальные алевроаргиллиты.

Для реконструкции характера палеопотоков и палеосклонов важно изучение косой слойчатости и подводно-оползневых текстур.

*Косая слойчатость* наблюдалась преимущественно по береговым обнажениям рек Коппи, Йоли и Бапу. Мощности косослойчатых серий (слагающих элемент *C*) сильно меняются. В преобладающих двухэлементных ритмах (*CD*) дивнинской свиты по р. Коппи, выше руч. Гремучего, косослойчатые крупнозернистые алевролиты (*C*) (рис. 7) определяют мощности ритмов от 3–7 см до 22 см. Там же, в светловоднинской свите, мощности ритмов намного больше, но элемент *C* сокращен либо отсутствует.

Косослойчатые серии ориентированы одинаково, ограничены плоскими поверхностями и являются следствием миграции мелкой ряби [12, 15]. Длина ряби 6,5–16 см, высота 1,0–2,5 см (рис. 7). Горизонтальная проекция “наветренной” стороны ряби составляет 4–11 см, а “подветренной” стороны – 2–5 см. Индекс ряби 5,5–6,5; индекс симметрии – 2,0–2,3 [12]. Эти параметры характерны для мелкой ряби течения. По форме гребней, она волнистая и лингоидная. В случае волнистой ряби обрывающиеся гребни продолжают другими [12].

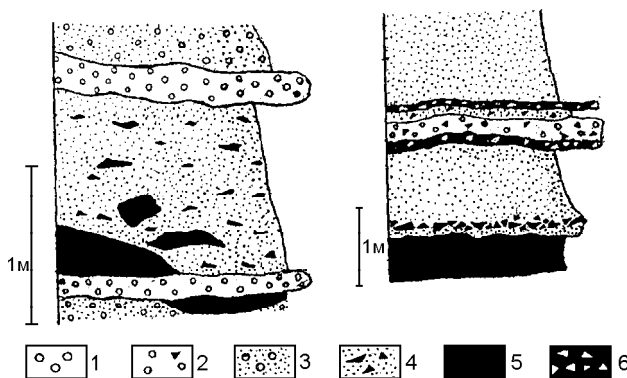
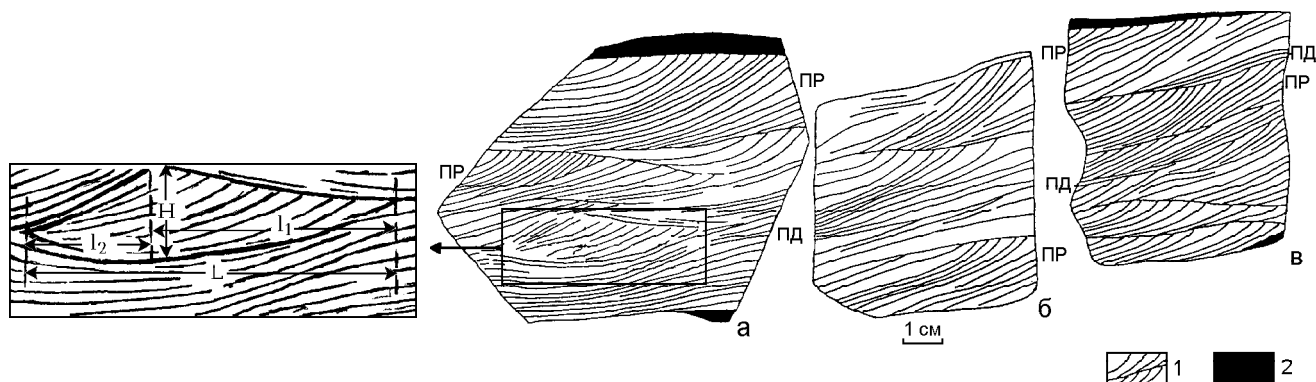


Рис. 6. Турбидиты верхнего течения руч. Бапу.

1 – конгломераты; 2 – конгломератобрекчии; 3 – песчаники с гальками; 4 – песчаники с дресвой алевроаргиллитов; 5 – алевроаргиллиты, 6 – аргиллиты со щебнем, дресвой, гальками.



**Рис. 7.** Косая слойчатость мелкой ряби течения в альбских алевролитах дивнинской свиты на левобережье р. Коппи, в 2,1 км ниже устья руч. Двуроого.

1 – алевролиты крупнозернистые; 2 – алевроаргиллиты массивные. ПР – передовые слойки, ПД – подошвенные слойки. Н – высота ряби, L – длина ряби,  $l_1$  – горизонтальная проекция “наветренной стороны”,  $l_2$  – горизонтальная проекция “подветренной стороны”. Направление палеотечения справа налево.

Косая слойчатость определяется природой элементарных ритмов флиша. В 60-х годах, наряду с наиболее признанной гипотезой происхождения флиша из суспензионных потоков [22], имелись данные и противоречащие ей. К турбидитам относили лишь нижние элементы ритмов. Так, П.В. Маркевич, изучая флиш в Дальнегорском районе [7], пришел к выводу, что к турбидитам (отложениям мутьевых потоков) следует относить лишь 1-й и 2-ой элементы ритмов. При образовании вышележащих элементов, в том числе и косослойчатых серий, по его мнению, решающее значение имели постоянные донные течения и продольные мутьевые потоки, ориентированные вдоль флишевого бассейна. В результате этого формируются контуриты. От типичных турбидитов их отличить трудно, а иногда и невозможно. Дальнейшие исследования показали, что флиш, представляющий собой ритмичные образования с последовательностью А. Боума, формируется эпизодическими мутьевыми потоками [6, 14–16, 20]. В пользу турбидитного происхождения косой слойчатости свидетельствуют также такие особенности контуритов, которые отсутствуют в изученных отложениях. Во-первых, контуриты [14] всегда залегают среди дистальных турбидитов, во-вторых, отличаются хорошей сортировкой материала, резкими контактами между слойками, наличием чистых глинистых прослоев. Кроме этого, потоковая рябь контурных течений имеет длину и высоту на порядок выше изученных.

Итак, весь спектр текстур ритма, характеристика которых была приведена выше, интерпретируется сейчас ведущими седиментологами с позиции изменения режима потока [6, 14–16], а интересующие нас косослойчатые серии мелкой ряби течения элемента С отражают седиментацию при нижнем режиме турбидитового песчаного потока [15]. Из меха-

низма образования косослойчатых текстур вытекают очень важные особенности. Они указывают на полярность отложений “кровля-подошва” [12]. Косые (передовые) слойки слабо изогнуты к низу пласта и всегда наклонены в направлении палеопотока [18, 21]. Сигмоидная форма этих слойков, плавно сливающихся с подошвенными слойками, указывает на значительную скорость потока и большую долю взвешенного материала в нем [12, 15].

Азимуты падений косой слойчатости были вынесены на круговую полярную сетку Болдырева (рис. 8) и нанесены на геологическую карту (рис. 2). При большом количестве замеров выявлено унимодальное распределение азимутов. Для единичных замеров графически определялся средний вектор направления азимутов падения.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Альбским отложениям дивнинской и светловоднинской свит свойственно унимодальное распределение замеров косой слойчатости со средним вектором, ориентированным по азимуту  $280^{\circ}$ – $340^{\circ}$  (рис. 2) поперек складчатых структур и длинной оси палеобассейна. Полученные данные подтверждают турбидитную природу косой слойчатости. Эта косая слойчатость отражает направления главных “поперечных” мутьевых потоков, не подвергавшихся влиянию постоянных продольных (меридиональных) донных течений, установленных для флишевого палеобассейна Дальнегорского района [7]. Многочисленные экспериментальные данные [12, 15], а также исследования осадконакопления в современных водоемах показывают, что передовые слойки и гребни мелкой ряби течения всегда ориентированы перпендикулярно палеопотоку. К тому же, передовые слойки всегда наклонены в его направлении. Следовательно, данные, полученные нами для альбских от-

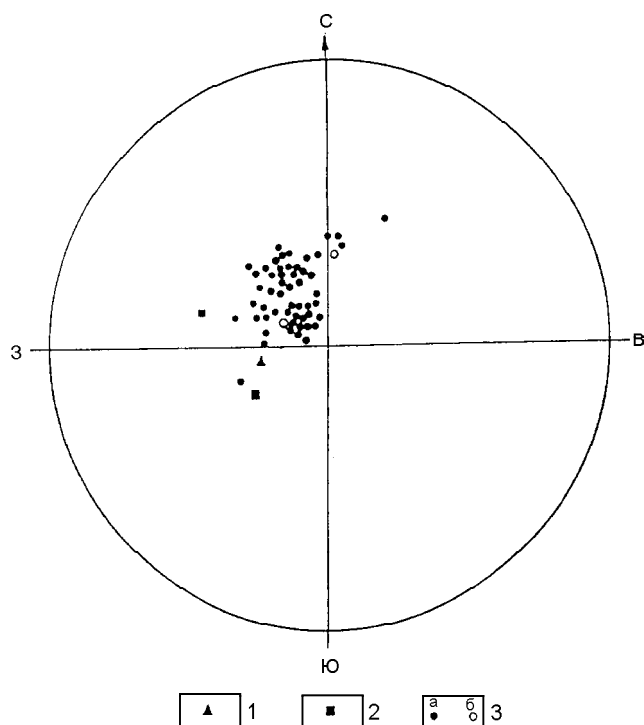


Рис. 8. Ориентировка косо-слоистой в нижнемеловых отложениях Северного Сихотэ-Алиния на круговой полярной сетке А.К. Болдырева.

1 – в готерив-барремской приманкинской свите; 2 – в аптской каталевской свите, руч. Бапу; 3 – в альбских дивнинской и светловоднинской свитах на р. Коппи (а) и в альбской дивнинской свите на руч. Бапу (б).

ложений в бассейне р. Коппи, свидетельствуют, что мутьевые палеотечения были направлены с юго-востока на северо-запад.

2. Направление турбидитных потоков контролировалось положением уклона палеосклона, который был наклонен на северо-запад, перпендикулярно предполагаемой береговой линии палеобассейна,

которая прослеживается в северо-восточном направлении (около  $50^\circ$ ).

Сигмоидная форма передовых слоев косо-слоистых серий, плавно сливающихся с подошвенными слоями, свидетельствует о значительной скорости палеопотока и большом количестве взвешенного материала в нем, поэтому можно предполагать довольно крутой палеосклон питающей провинции, которая располагалась, по крайней мере для альбских отложений бассейна р. Коппи, на юго-востоке, как предполагалось и ранее [7, 8].

Кроме косо-слоистости ряби течения в дивнинской свите по руч. Бапу, вблизи устья руч. Мал. Аджалами, установлена косая слоистость выполнения промоин [12].

Конволютная слоистость – характерный признак турбидитов [12] – наблюдалась в бассейне среднего течения р. Коппи, выше устья руч. Гремучий (рис.9). Она свойственна элементу В и не превышает здесь первых сантиметров. Первично горизонтальные осадки смяты в сложные внутрислоевые складки, как правило, с образованием острых гребней, перемежающихся с широкими мелкими впадинами или песчаными “колобками” [12]. Гребни запрокинуты в направлении, противоположном направлению оползания осадка (вверх по склону), а конседиментационные трещины, перекрытые ненарушенными осадками, наклонены вниз по склону. Большинство исследователей связывают конволютную слоистость с разжижением и оползанием осадка под влиянием тектонических движений. Выше устья руч. Светлого, в обнажениях р. Коппи это влияние иллюстрируется олистостромами мощностью 10–30 м. Здесь они чередуются с турбидитами и представляют собой алевро-аргиллитовый матрикс, местами замусоренный песчаным материалом, содержащий щебень и глыбы мелкозернистых песчаников размером до 3 м. Соседствующие с ними слоистые турбидиты смяты в складки шириной до 2 м, которые, возможно, связа-

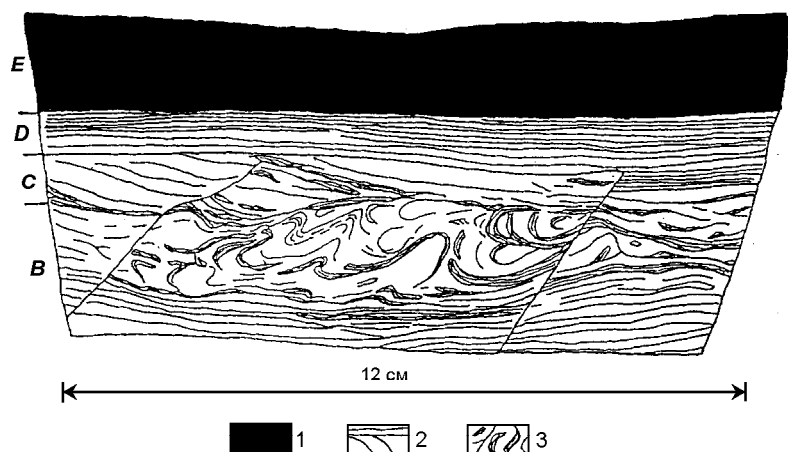


Рис. 9. Конволютная слоистость в элементе В последовательности А. Боума в альбских отложениях дивнинской свиты на левобережье р. Коппи выше устья руч. Гремучего.

1 – алевроаргиллиты массивные; 2 – алевролиты горизонтально- и косо-слоистые; 3 – алевролиты с конволютной слоистостью.

ны с олиостромой и указывают на синседиментационную природу этих дислокаций.

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ**

Породообразующие и аксессуарные минералы алевролитов, песчаников и грубообломочных пород изучались под микроскопом.

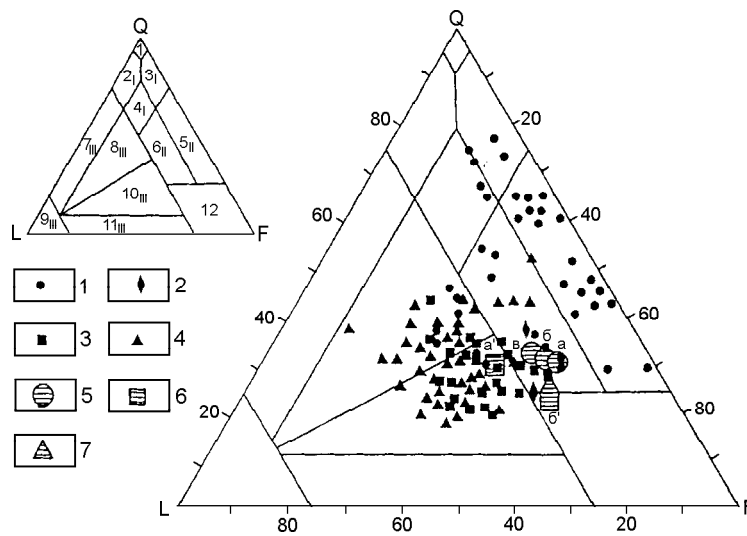
**Песчано-алевритовые породы**

Точки **породообразующих компонентов** песчано-алевролитовых пород готерив-альбских отложений междуречья Коппи – Аджалами на классификационной диаграмме В.Д. Шутова [19] компактно расположены в поле граувакк, меньше – аркозов. Берриас-валанжинские породы Кузнецовского перевала соответствуют аркозам и небольшая часть – кварцевым песчаникам и грауваккам [1] (рис. 10), причем аркозы и кварцевые песчаники преобладают в нижних частях разреза. Для сравнения, на даграмму вынесены фигуративные точки песчаников берриас-валанжинских, баррем-альбских, альбских и альб-сеноманских отложений бассейнов рек Пильда и Лимури. Они попадают в поле граувакковых аркозов и кварцево-полевошпатовых граувакк. Снизу вверх по разрезу среднее содержание кварца постепенно уменьшается.

**Кварц** большей частью монокристаллический, с точечными газово-жидкими включениями. Форма зерен преимущественно изометричная, редко слабо удлиненная. Средний коэффициент их удлиненности никогда не превышает 1.6. Встречается и поликристаллический кварц, состоящий из изометричных, редко слабо удлиненных зерен.

**Полевые шпаты** преимущественно калиевые. В берриасе – валанжине это ортоклаз, реже микроклин; в готериве – альбе – микроклин с пертитовыми структурами. Микроклин свежий или заметно каолинизирован. В алевролитах преобладают полисинтетически сдвойникованные плагиоклазы. В берриас-валанжинских песчаниках и алевролитах – это, обычно, альбит-олигоклаз, олигоклаз, редко плагиоклаз более основного состава. В готерив-альбских песчаниках – олигоклаз, редко андезин.

Изученные зерна монокристаллического кварца, микроклина, калишпата с пертитовой структурой, скорее всего, являются продуктами разрушения кислых интрузивных пород. Мелкие поликристаллические зерна кварца, кварцитов и микрокварцитов, часто со структурами дефектов, отнесены нами к метаморфическим образованиям.



**Рис. 10.** Соотношение породообразующих компонентов песчано-алевритовых пород Северного Сихотэ-Алиня на диаграмме В.Д. Шутова [19].

Q – кварц монокристаллический, F – полевые шпаты, L – обломки пород. Индексы на маленьком треугольнике: Кварцевая группа: 1 – мономиктовые кварцевые песчаники; 2<sub>I</sub> – кремнекласито-кварцевые песчаники; 3<sub>I</sub> – полевошпато-кварцевые песчаники; 4<sub>I</sub> – мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозовая группа: 5<sub>II</sub> – собственно аркозы; 6<sub>II</sub> – граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7<sub>III</sub> – кварцевые граувакки; 8<sub>III</sub> -полевошпато-кварцевые граувакки; 9<sub>III</sub> – собственно граувакки; 10<sub>III</sub> – кварцево-полевошпатовые граувакки; 11<sub>III</sub> – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфовые накопления.

Стратиграфическое положение и места отбора проб песчаников. 1–4 – междуречье Коппи – Аджалами и Кузнецовский перевал: 1 – берриас-валанжинская комсомольская серия Кузнецовского перевала [1]; 2 – готерив-барремская приманкинская свита бассейна руч. Бапу; 3 – аптская каталевская свита междуречья Иоли – Аджалами; 4 – альбские дивнинская и светловоднинская свиты междуречья Коппи – Иоли; 5–7 – средний состав пород бассейна рек Лимури и Пильда (М.К. Дьячков и др., 1989 г.): 5 – берриас-валанжинская комсомольская серия: горинская (а), пионерская (б), пиванская (в) свиты; 6 – баррем-альбская песчаниковая толща (а<sup>1</sup> – нижняя, б<sup>1</sup> – верхняя части); 7 – альб-сеноманская алевролитовая толща.

**Обломки пород** в берриас-валанжинских аркозах представлены, в основном, кварцитами, меньше риолитами и андезитами, аргиллитами и алевролитами, редко песчаниками, а также слюдяными, кварц-слюдяными сланцами и гнейсами. В полевошпатово-кварцевых граувакках, наряду с кислыми и средними эффузивами, преобладают аргиллиты и алевролиты, а в кварцево-полевошпатовых граувакках и в кварцевых песчаниках большую долю составляют кремнистые и кремнисто-глинистые породы, меньшую – эффузивы среднего и кислого составов, а также песчаники и алевролиты.

В готерив-альбских песчаниках резко преобладают обломки риолитов; немного содержится микрокварцитов, кварцитов, андезитов, кремней и других осадочных пород и гранитоидов, а кварцево-слюдяные сланцы и основные вулканиты редки.

Среди обломков осадочных пород резко преобладают фрагменты аргиллитов и алевроаргиллитов, эрозионных отторженцев подстилающих пород, не характеризующих область питания. Обломки гранитов, вместе с монокристаллическим кварцем и полевыми шпатами, показывают, что область сноса была сложена преимущественно гранитоидами.

**Обломочные чешуйки мусковита и биотита** встречаются в количествах от долей до первых процентов. Слюды обычно ориентированы по напластованию. Крупные их пластинки приспособляются к окружающим более жестким зернам. Источник слюд, вероятно, граниты.

Зрелость песчано-алевритовых пород оценивается по различным критериям [11], наиболее распространенный из которых – отношение химически и физически стойких минералов к нестойким. Наиболее стойким и достаточно распространенным породообразующим минералом рассматриваемых отложений является кварц. Он характерен, преимущественно, для кислых интрузивных пород и может давать крупные скопления. Поскольку в области сноса большая часть кварца ассоциировалась с полевыми шпатами, то зрелость песчаников может выражаться через дефицит полевого шпата, абсолютное содержание которого в песчаниках, а также отношение кварц /полевой шпат [11] выражают минералогическую зрелость этих пород.

Породообразующие минеральные компоненты нижнемеловых песчаников те же, что и у гранитов, но в песчаниках несколько больше кварца и меньше полевых шпатов, причем доля плагиоклаза уменьшена значительно сильнее, чем калишпата. Отсюда, с учетом присутствия в песчаниках обломков гранитов, следует, что песчаники незрелые.

Можно предположить, что турбидиты с высоким содержанием полевых шпатов образовались при очень быстрой эрозии сильно расчлененной питаю-

щей провинции, в результате чего полевые шпаты и даже обломки гранитов поступали в бассейн седиментации, не успев разрушиться. Совместное нахождение свежих и выветрелых зерен калишпата в одном осадке может свидетельствовать о расчлененном рельефе. Врезанные распадки и речные долины служили источником свежего невыветрелого калишпата, а выравненные водоразделы, обладающие развитостью кор выветривания, поставляли уже выветрелый калишпат [11].

Среди **аксессуарных минералов** в песчано-алевролитовых породах преобладают сиалические минералы – циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин и рутил, производные кислых магматических и метаморфических пород. Ведущую роль в этой ассоциации, особенно в бассейнах рек Пильда и Лимури, играет циркон (М.К. Дьячков и др., 1989 г.). Среди фемических минералов песчаников берриас-валанжинской комсомольской серии значительное место занимают магнетит, ильменит, пироксен, роговая обманка и эпидот [1]. Однако в берриас-валанжинских песчаниках бассейнов рек Пильда и Лимури пироксена нет (М.К. Дьячков и др., 1989 г.). Кроме этого, в комсомольской серии установлены диопсид, пьомонтит, корунд и флюорит.

### **Грубообломочные породы**

**Грубообломочные породы** занимают ничтожно малую долю разреза нижнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня. Они представлены седиментационными брекчиями, конгломератами и гравелитами. Все они с песчаным, песчано-алевритовым и алевритовым матриксом. Петрографический состав гравия, галек и матрикса отложений примерно одинаков и не отличается от состава зерен описанных песчано-алевролитовых пород, что возможно при единой питающей провинции. Обломки неустойчивых к выветриванию гранитов свидетельствуют о том, что в питающей области их было много. На это указывают также гравий и гальки кварца и калишпата, происходящих из тех же гранитов. Остальными компонентами грубообломочных пород являются риолиты, кремни, микрокварциты и андезиты. Угловатые и совершенно неокатанные фрагменты наименее устойчивых к выветриванию аргиллитов, алевролитов и песчаников, обнаруженные, в основном, в апт-альбских брекчиях, так же, как и в песчаниках, являются фрагментами подстилающих осадков.

### **Питающая провинция**

В песчаниках преобладают неокатанные зерна кварца и полевого шпата, хотя встречаются и хорошо окатанные. Полевые шпаты представлены, главным образом, ортоклазом, микроклином, меньше альбитом, альбит-олигоклазом, олигоклазом и очень редко плагиоклазами более основного состава.

ва. Большинство зерен свежие, хотя есть и выветрелые. Обломки пород сложены микрокварцитами и кварцитами, риолитами, андезитами, кремнями и кремнисто-глинистыми породами, реже основными вулканитами, гранитоидами, кварц-слюдистыми сланцами и гнейсами.

Главной материнской породой были гранитоиды, а второстепенными – вулканиты, осадочные (кремнисто-глинистые и кремни), метаморфические (кварциты и микрокварциты, кварц-слюдяные сланцы и гнейсы), а также интрузивные породы среднего состава.

Основным источником питания раннемелового бассейна Северного Сихотэ-Алиня были сиалические гранитно-метаморфические комплексы. Согласно ориентировке косоугольной слоистости мелкой ряби мутьевых потоков, как упоминалось выше, питающая провинция располагалась юго-восточнее бассейна.

На рис. 11 фигуративные точки берриас-валанжинских песчано-алевритовых пород расположены, преимущественно, в поле континентальных блоков, а готерив-альбских – в поле вулканических дуг, главным образом глубокоэродированных, где эрозия вскрывала гранитоидные интрузии (корневых частей этих дуг). Лишь незначительная часть точек песчаников этого возраста помещается в поле переходных дуг.

Таким образом, согласно методике [21], питающей провинцией берриас-валанжинских турбидитов служила зрелая континентальная кора, а в готе-

рив-альбское время – глубокоэродированная магматическая дуга (типа Японской), заложившаяся на континентальном фундаменте.

### ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Как известно, турбидиты накапливаются, обычно, в глубоководных условиях (1000–1500 м) широкого спектра обстановок, осаждаясь из разбавленных взвесей [11], причем более грубозернистые пески – из потоков с относительно большей скоростью.

В междуречье Аджалами – Иоли преобладают мелкозернистые песчаники, а на р. Коппи, выше устья р. Бяполи, – мелко-среднезернистые и среднезернистые. Здесь же в турбидитах часты эрозионные борозды на границе ритмов, фрагменты аргиллитов или алевролитов внизу ритмов. Элементу *В* иногда свойственна конволютная слоистость (рис. 9). Это свидетельствует, что на юго-востоке района турбидиты накопились при более высоких скоростях палеопотоков, и, вероятно, на более крутом палеосклоне, ближе к источнику питания, чем на северо-западе.

Однонаправленная мелкая косоугольная слоистость мелкой ряби течения характерна для больших глубин. Кроме этого, она показывает, что палеотечения были направлены в одну сторону и имели значительную скорость. Об этом свидетельствуют установленное в альбских отложениях р. Коппи унимодальное распределение мелкой косоугольной слоистости (рис. 2) и сигмоидная форма передовых слоев, плавно сливающихся с подошвенными слоями (рис. 7).

В обнажениях р. Коппи, выше устья руч. Гремучего, установлены мощный лопастевидный вынос с увеличивающимися кверху размерностью зерен, а также числом и мощностью песчаных слоев, а по руч. Бапу – проксимальные фации заполнения каналов с уменьшающейся вверх размерностью зерен. Эти отложения типичны для средней части конуса выноса подножья континентального склона [16]. Это доказывается и присутствием среднезернистых турбидитов большой мощности с хорошо развитыми последовательностями А. Боума [16, 20], а также соотношением песчаник – алевроаргиллит, косоугольной и конволютной слоистостью [16].

В северной части территории в готериве – барреме приманкинская свита (рис. 2), сложенная дистальными, существенно алевроаргиллитовыми турбидитами, накапливалась, вероятнее всего, во внешней части конуса выноса. В апте накопились более проксимальные фации – мощные песчаники каталевской свиты, в основании которой по руч. Бапу среди алевроаргиллитов приманкинской свиты развиты грубозернистые фации, заполнившие каналы средней части конуса. В альбе на каталевской свите в этой же части конуса накапливались осадки дивнин-

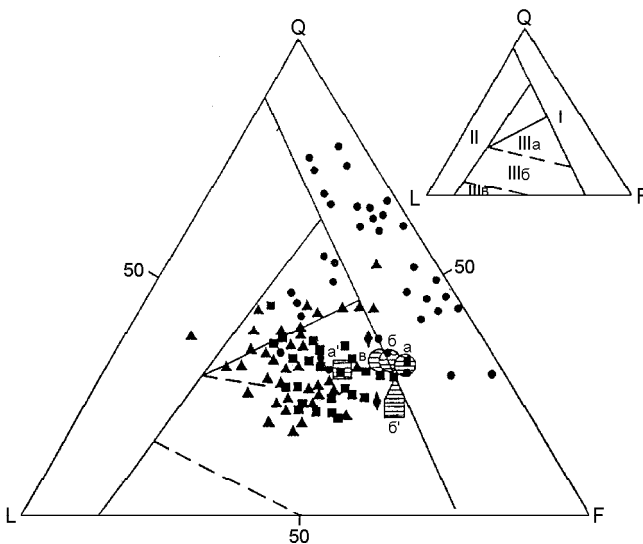


Рис. 11. Диаграмма типов источников питания, по В. Дикинсу и др., [21].

Маленький треугольник: I – континентальные блоки, II – орогенетические области, III – магматические дуги: IIIa – глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – слабо эродированные. Остальные условные обозначения на рис. 10.



она турбидиты накапливались при более высоких их скоростях и, вероятно, на более крутом палеосклоне, ближе к источнику питания, чем на северо-западе. Таким образом, установлено юго-восточное расположение питающей провинции.

Судя по вещественному составу изученных отложений, они незрелые и накапливались в условиях быстрой эрозии сильно расчлененной питающей провинции. Породный состав в области питающей провинции – преимущественно гранитоиды. Главными источниками сноса могли быть, подводные возвышенности Японского моря, а также Охотский свод и выходы акустического фундамента горст-антиклинорных поднятий в Охотском море (Шмидтовский и другие). Второстепенным источником сноса служили островные дуги.

Автор признателен рецензентам П.В.Маркевичу и Л.В.Эйришу за ценные критические замечания и советы, которые учтены в статье.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агеева Е.М. Вещественный состав и постседиментационные изменения пород комсомольской серии нижнего мела Северного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 81–107.
2. Бурдэ А. И., Высоцкий В. И. Новые данные об апт – сенноманских отложениях бассейна рек Кемы и прилегающей части р. Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Приморск. геол. упр. 1963. № 4.
3. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
4. Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 140 с.
5. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток, 1982. С. 3–31.
6. Кеннетт Дж. П. Морская геология. В 2 т. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; Т. 2. 384 с.
7. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 188 с.
8. Маркевич П.В. Основные черты фанерозойского геосинклинального терригенного осадконакопления на востоке Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 162–184.
9. Маркевич П. В., Зябрев С. В., Филиппов А. Н. и др. Восточный фланг Киселевско – Маноминского террейна : фрагмент островной дуги в аккреционной призме (северный Сихотэ – Алинь ) // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 70–98.
10. Маркевич П.В., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 80–91.
11. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
12. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
13. Решения IV межведомственного совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГПП, 1994. 131 с.
14. Романовский С. И., Тараканов А. С., Бергер В. И. Литодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций. Метод. рекомендации. Л., 1990. 116 с.
15. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М., 1981. 370 с.
16. Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 2. С. 141–231.
17. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток, 1985. 138 с.
18. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип Дальнего Востока России) // Тектоника Азии. Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 312 с.
19. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
20. Bouma A.H. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam, Elsevier Pub. Co. 1962. 169 p.
21. Dicinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Ibid. 1978. V. 63, N 12. P. 2164–2182.
22. Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures // J. Sedim. Petrol. 1965. V. 35, N 1.
23. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from an arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne, 1982. 55 p.

Поступила в редакцию 29 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

*A. V. Kudymov*

### **Early Cretaceous turbidites of the Northern Sikhote-Alin: structure, composition and sedimentation environments**

Turbidities from the northern part of the East Sikhote-Alin trough have been investigated. They are composed of thick sand, sandy-argillaceous flyshoid rocks with gradational bedding. Based on the clastics composition, oblique lamination and flysh rhythmicity, reconstruction of the Early Cretaceous flows and paleoslopes have been made. It appeared that turbidites have originated from mud flows directed from the southeast to the northwest; the feeding province of the turbidites was located to the southeast from the sedimentation area.



## ОБРАЗОВАНИЕ ДОЛОМИТА В ЯПОНСКОМ МОРЕ

*П.Я. Тищенко, А.И. Свининников, Г.Ю. Павлова, Т.И. Волкова,  
Е.М. Ильина*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток.*

Приводятся факты обнаружения низкотемпературных аутигенных доломитов в Японском море. Получено уравнение для расчета растворимости доломита в морской воде в зависимости от температуры, давления и солености. Проведены термодинамические расчеты степени насыщенности морской и поровой воды по отношению к арагониту, кальциту и доломиту. Из термодинамических расчетов и наблюдаемых гидрохимических изменений морской и поровой воды предложена гипотеза низкотемпературного образования доломита в Японском море. Согласно этой гипотезе, разные минералогические и текстурные формы карбоната кальция доломитизируются в осадках под воздействием высокой концентрации углекислоты, которая образуется в результате распада органического вещества.

**Ключевые слова:** доломит, аутигенное минералообразование, Японское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Проблеме образования доломитов посвящено много книг, обзоров и статей. Несмотря на усилия исследователей разного профиля их генезис остается во многом загадочным. Основной круг вопросов, связанных с образованием и распространением доломитов, рассмотрен в работе Фридмана и Сенедерса [9]. Обычно формирование доломитов связывают с эвапоритовыми бассейнами, высоким содержанием солей и высокой температурой, поскольку синтетические доломиты были получены при температурах выше 100 °С [21]. Однако рентгеновские исследования современных известняков низкотемпературного морского происхождения показали существование в них вкраплений доломита. До настоящего времени нет успешных экспериментов по лабораторному низкотемпературному синтезу доломитов для состава раствора, близкого к морской воде, что осложняет интерпретацию геологических наблюдений. В этой работе мы приводим факты обнаружения низкотемпературных доломитов в Японском море и приводим гипотезу образования доломитов, в которой процессу разложения органического вещества отводится главная роль.

### ДОЛОМИТ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Многочисленные находки известковистых песчаников, мергелей, обломков и глыб пелитоморфных известняков были обнаружены при драгировании подводных склонов Приморья и Сахалина в рей-

сах НИС “Каллисто”, “Первенец” и “Проф. Богоров” в 1974–1986 годах. Доломит присутствует в виде линз, конкреций и стяжений в вулканогенно-осадочной толще.

В 1974 г. в 1-м научном рейсе НИС “Каллисто” в районе подводного склона к северо-западу от о-ва Монерон произведено поинтервальное опробование драгированием по двум параллельным пересечениям склона в интервале глубин от 200 до 500 м ниже уровня моря [3]. Расстояние между профилями около 5 миль. Глубже 500 м крутизна склона уменьшается, и коренные породы перекрыты рыхлыми осадками. Оба пересечения выявили наличие на этом участке идентичных по составу и возрасту вулканических и вулканогенно-осадочных пород, составляющих единую формацию. Поднятые при драгировании породы представлены псаммитовыми и алевропелитовыми туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфодиаомитами, а также известковистыми конкрециями.

Биогенная составляющая описываемых вулканогенно-осадочных пород представлена остатками морских диатомовых водорослей и спикулами губок. Значительно реже встречаются фораминиферы. Часто наблюдается замещение выщелоченных створок диатомей и спикул губок карбонатным материалом. Есть остатки кремнистых скелетов организмов, которые замещены только частично или совершенно не замещены.

Цемент вулканогенно-осадочных пород базальный, глинисто-гидрослюдисто-карбонатный, сме-

шанный известково-доломитовый, в отдельных случаях кремнисто-глинистый, иногда с примесью пепла. В состав карбонатного цемента входят доломит и кальцит. Среди изученных образцов более распространен доломитовый и известково-доломитовый цемент, нежели доломитово-известковый. Для некоторых пород, по данным химического анализа, содержание MgO достигает 17,35% при количестве CaO 25,27%. Структура цемента пелитоморфная с раскристаллизацией в отдельных участках до микрозернистой. Карбонатный цемент обычно корродирует как пирокластический, так и терригенный материал. Кремнисто-глинистый пепловый цемент представлен мелкоизмельченным изотропным пирокластическим материалом, главным образом стеклом.

Аутигенные минералы представлены кальцитом, доломитом, глауконитом, хлоритом, кристобалитом и кварцем; в отдельных образцах в количестве 2–3% встречаются пирит и марказит. Кальцит пелитоморфный, реже микрозернистый и еще реже мелкозернистый. Мелкозернистым кальцитом выполнены органические остатки. В отдельных образцах встречен волокнистый друзовой кальцит, заполняющий пустоты. Доломит микрозернистый, форма его более правильная, приближается к ромбической. Наряду с описанными породами при драгировании были подняты многочисленные обломки и глыбы (размером до 0,5 м) пелитоморфных и мелкозернистых известняков и доломитов, которые находятся, вероятно, в виде линз, конкреций и стяжений в вулканогенно-осадочной толще. По минералогическому составу и структуре эти породы сходны с вышеописанным карбонатным цементом. Образование их, видимо, связано с полным замещением карбонатным веществом первичного обломочного и биогенного материалов. Замещение кремнисто-глинистого цемента происходит в первую очередь. Появляющиеся вначале по трещинам и вокруг крупных зерен тонкие каемки карбонатов постепенно замещают весь первичный цемент, кремнистые органические остатки (диатомовые водоросли и спикулы губок), частично стекло. При этом часто сохраняется органическая структура пород, которая исчезает уже при последующей раскристаллизации микрозернистого кальцита в мелкозернистый, при доломитизации. Для зерен полевого шпата, кварца, обломков пород характерны аналогичные изменения. Прослеживаются все стадии замещения, начиная от слабой коррозии зерен до появления кальцитовых псевдоморфоз с реликтами первичного материала. Вулканогенно-осадочные породы, изученные на подводном склоне о-ва Монерон, по составу и геологическому возрасту близки к распространенному на Южном Сахалине формационному комплексу позднего миоцена – плиоцена [5].

Округлые и уплощенные известковистые конкреции, присутствующие в составе толщи плиоценовых отложений материкового склона Приморья (полигоны 1, 1а и 22), имеют размеры от первых сантиметров до 0,5–0,6 м в поперечнике. Их формирование также связано с цементацией, полным и частичным замещением первичных кремнистых органических остатков, обломочного и вулканогенного материала осадка пелитоморфным карбонатом кальция. Доломит встретился в форме веретенообразного стяжения, сложенного округло-ромбовидными монокристаллами величиной до 0,5 мм. Стенки и камеры раковин сильно перекристаллизованных фораминифер, встречающихся в доломитовых стяжениях, выполнены кальцитом [4].

Бурением в скв. 799 вскрыто 1084 м нижнемиоцен-голоценовых осадков [15]. На основе анализа литологического состава, изменчивости структур осадков и диагенетических изменений осадочный разрез разделен на пять литологических комплексов. Комплекс 1 (0–170 м; четвертичный до позднего плиоцена) состоит из диатомовой глины и ила, диатомистых глинистых смешанных осадков, глины, глинистого алевролита, алевролитистой глины, алевролита и прослоев витрокластического туфа. Диатомеи, спикулы губок, силикофлагелляты и радиолярии образуют биогенную компоненту осадков комплекса. Богатые фораминиферами осадки слагают редкие тонкие пласты и слойки в верхних 90 м толщи. Вниз по разрезу сохранность известковых остатков нанофоссилий и фораминифер постепенно снижается и резко падает глубже 110 м. Доломит впервые встречается на глубине 12,7 м, но обычно аутигенные карбонаты наблюдаются ниже 100 м. Комплекс 1 включает интервалы как массивных, так и слоистых осадков. Светлые и темные ритмы встречаются в верхних 117 м, они не однородны по природе и не могут, по-видимому, отождествляться с палеоокеанографическими – палеоклиматическими циклами. Визуально хорошо выделяются дебрисные потоки. Биотурбация обычна в комплексе 1. Комплекс 2 (170–457 м; поздний плиоцен – до позднего миоцена) состоит из диатомового ила, глинистого диатомового ила, глинисто-диатомового миктита и диатомово-глинистого миктита. Нанофоссилиевые и богатые карбонатом осадки, а также осадки, обогащенные спикулами губок, встречаются как подчиненный литологический тип в комплексе 2. Осадки в комплексе 2 состоят, в основном, из биогенного кремнезема и, в меньшей мере, из терригенных обломков и витрокластических пепловых прослоев. Биогенные кремнистые осадки, сложенные диатомеями – наиболее обычный тип в комплексе 2. Доломитовые пласты и конкреции отмечены между 247 и 394,6 м, эти отложения обычно сохраняют первичную структуру осадков. Карбона-

ты встречаются также в виде слоев мела, сложенных фораминиферами или обогащенных нанофоссилиями. Комплекс 2 внешне однородный, для него типичны признаки биотурбации и отсутствие существенной деформации рыхлых осадков. Комплекс 3 (457–800 м; поздний миоцен до среднего миоцена) состоит из кремнистого аргиллита и порцелланита, с включениями тел, слоев и конкреций аутигенного карбоната, присутствующего в основном в виде доломита, и вулканокластических прослоев. Верх комплекса 3 по существу совпадает с наиболее резко выраженной зоной диагенетической трансформации опала-А в опал-СТ. Комплексы 4 и 5 практически не содержат доломит.

#### СТЕПЕНЬ НАСЫЩЕННОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ ПО ОТНОШЕНИЮ К КАЛЬЦИТУ, АРАГОНИТУ И ДОЛОМИТУ

Во время российско-американской экспедиции в Японское море (R/V “R. Revelle”, 20 июня–17 июля, 1999 г. и НИС “Проф.Хромов”, 22 июля–13 августа, 1999 г.) были проведены гидролого-гидрохимические наблюдения. 203 океанографические станции сравнительно равномерно распределены на акватории, ограниченной на юге Корейским проливом, а на севере – параллелью 48° с. ш. Наблюдениями охвачен слой вод от поверхности до дна (максимальное удаление зонда от дна на станциях не превышало 4–10 метров). STD (Conductivity, Temperature, Depth) зондирование выполнялось с помощью зонда NBIS МКШВ. Отбор воды осуществлялся 10-тилитровыми полихлорвиниловыми батометрами Niskin, укрепленными в раме (rosette). На борту судна выполнялись измерения pH и щелочности. На девяти станциях были отобраны пробы на кальций для анализа в береговой лаборатории.

*Щелочность* анализировали сразу после отбора проб прямым титрованием в открытой ячейке по методу Бруевича [2]. Детальное описание методики дано в работе [7]. Титр HCl устанавливали ежедневно по стандартному раствору соды, приготовленному весовым способом с учетом вакуумной поправки, и по стандарту Диксона (Dickson’s CRM). Титрование осуществляли бюреткой Brinkman/Dosimat-665. Воспроизводимость анализа составила  $\pm 0.0027$  мг-экв/л. Для устранения эффектов разбавления или концентрирования, обусловленных дождями или испарением, была рассчитана нормализованная щелочность, т.е. приведенная к солёности 35‰ ( $NTA = TA \cdot 35/S$ ). Распределение нормализованной щелочности по глубине показано на рис. 1.

Определение pH выполняли сразу же после отбора проб при 25°C методом прямой потенциометрии в закрытой проточной ячейке безжидкостного соединения с использованием стеклянных электро-

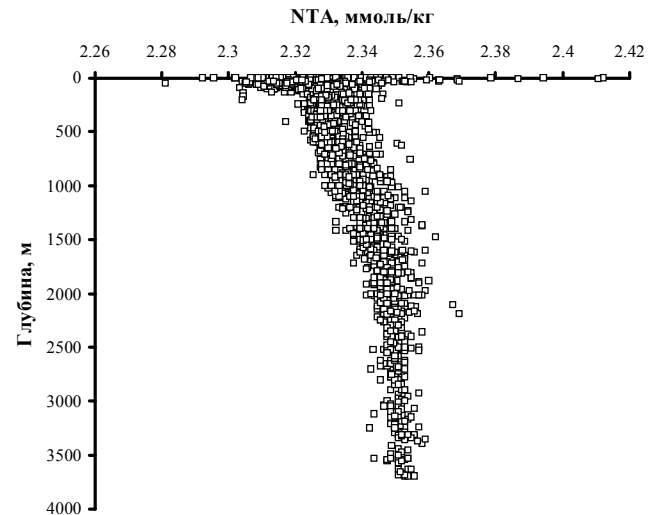


Рис. 1. Вертикальное распределение нормализованной щелочности в Японском море.

дов, обратимых к иону водорода (pH-электрод фирмы Orion Ross™) и к иону Na<sup>+</sup> (стеклянный натровый электрод, ЭСЛ-051-Г). В качестве низкоомного электрода использовался хлорсеребряный электрод с двойным жидкостным соединением (внешнее соединение по типу “шлифа”, модель 900200, фирмы Orion). ЭДС регистрировали цифровым pH-метром (модель EA-940 фирмы Orion) с чувствительностью 0.1 мВ. Электродную пару стандартизировали в концентрационной шкале, используя TRIS-буфер в качестве стандарта [12]. Методика стандартизации ячейки безжидкостного соединения дана в работе [23]. Нами оценена ошибка измерений pH по этой методике, равная  $\pm 0.0044$  ед. pH.

*Кальций* анализировали комплексометрическим титрованием EGTA по методике [24]. Стандартный раствор готовился из навески предварительно прокаленной при 950°C окиси кальция, которую растворяли в соляной кислоте. Коррекционный фактор, учитывающий присутствие стронция, был равен 0.9946 [23]. Применение Brinkman/Dosimat-665 бюретки с ценой деления 0.001 мл обеспечивало точность анализа  $\pm 0.1\%$ . Профиль нормализованного кальция ( $N_{Ca} = Ca \cdot 35/S$ ) приведен на рис. 2.

*Растворимость* кальцита и арагонита в морской воде изучена достаточно хорошо. Мы использовали уравнения для произведения растворимости кальцита,  $K_{sp}$ , и арагонита,  $K_{sp}$ , при разных P, T, S – условиях, рекомендованные Миллеро [18]. Подобное уравнение для доломита нами было получено из имеющихся термодинамических данных [16].

$$\log K_{dol} = 193.1251 - 0.0216851 \cdot T - 9653.242/T - 70.0018 \cdot \log(T) + (-1.10768 + 0.0048793 \cdot T + 291.916/T) \cdot S^{0.5} - 0.15422 \cdot S + 0.0082498 \cdot S^{1.5} \quad (1)$$

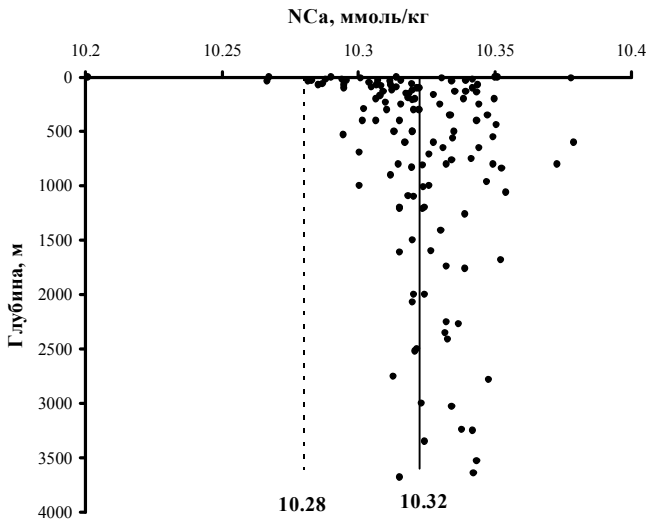


Рис. 2. Вертикальное распределение нормализованного кальция в Японском море.

В вышеприведенном уравнении член, содержащий соленость, был получен из соотношения

$$\log K_{\text{dol}} - \log K_{\text{dol}}^0 = 2 \cdot F(S)_{\text{Ca}} + \log(\gamma_{\text{Ca}} / \gamma_{\text{Mg}}) \quad (2)$$

где  $F(S)_{\text{Ca}}$  – соленостный член в уравнении для растворимости кальцита. Логарифмы отношений коэффициентов активности кальция и магния (уравнение (2)) нами рассчитывались по методу Питцера [6] и затем аппроксимировались как функция температуры и солености. Изменение растворимости доломита с давлением определяется

$$RT \cdot (\partial \ln K_{\text{dol}} / \partial P) = -\Delta V_{\text{dol}} \quad (3)$$

где

$$\Delta V_{\text{dol}} = 2 \cdot V_{\text{CO}_3} + V_{\text{Mg}} + V_{\text{Ca}} - V_{\text{dol}} \quad (4)$$

Здесь парциальные мольные объемы ионов были взяты из работы [17], а мольный объем доломита равен  $64.365 \text{ см}^3/\text{моль}$  [14]. Для  $25^\circ\text{C}$  мы нашли, что  $\Delta V_{\text{dol}} = -53.14 \text{ см}^3/\text{моль}$ . Это значение было использовано нами для учета влияния давления на растворимость доломита для всей области температур. Степень насыщенности морской воды по отношению к арагониту ( $L_a$ ), к кальциту ( $L_c$ ) и доломиту ( $L_{\text{dol}}$ ) определяется соотношениями

$$L_a = [\text{Ca}] \cdot [\text{CO}_3] / K_a \quad (5)$$

$$L_c = [\text{Ca}] \cdot [\text{CO}_3] / K_c \quad (6)$$

$$L_{\text{dol}} = [\text{Ca}] \cdot [\text{Mg}] \cdot [\text{CO}_3]^2 / K_{\text{dol}} \quad (7)$$

В этих уравнениях квадратные скобки указывают концентрации элементов, образующих минерал. Концентрацию карбонат иона мы рассчитывали по

общепринятой схеме из значений pH и щелочности [18], а магния – из  $\text{NMg} = 53.28 \text{ ммоль/кг}$  [11]. Для каждого горизонта кальций получали из нашего среднего значения  $\text{NCa} = 10.32 \text{ ммоль/кг}$  (рис. 2), которое немного отличается от рекомендуемого Миллером ( $\text{NCa} = 10.28 \text{ ммоль/кг}$  [18]). Константу растворимости для доломита мы рассчитывали с помощью уравнений (1)–(4). Рисунок 3 показывает, что морская вода Японского моря становится недосыщенной по отношению к арагониту и кальциту глубже 300 и 1600 м, соответственно, и всегда пересыщена по отношению к доломиту.

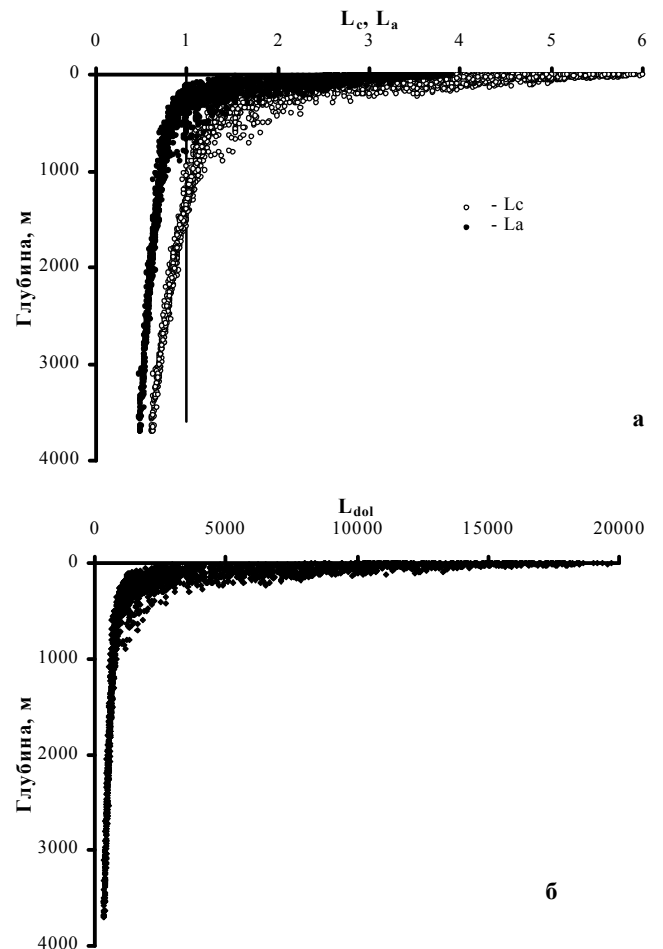


Рис. 3. Степень насыщенности морской воды Японского моря по отношению к кальциту, арагониту (а) и доломиту (б).

Для скважины 799 имеются необходимые гидрохимические параметры (рис. 4) для расчета степени насыщенности поровой воды, исключая данные по температуре [15]. Температурный профиль скважины мы вычислили из измерений теплового потока. Результаты расчета степени насыщенности показаны на рис. 5.

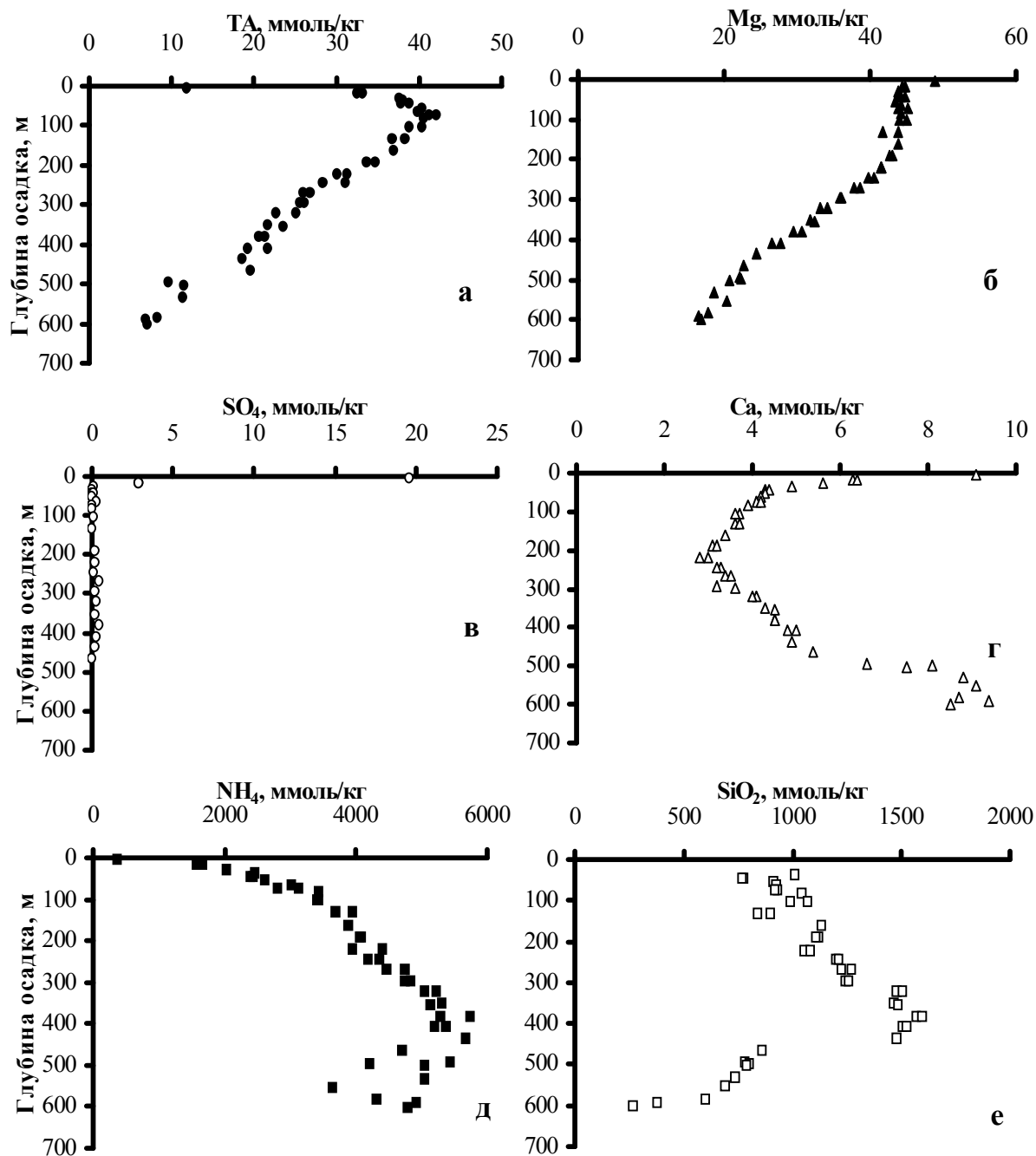


Рис. 4. Гидрохимические свойства поровой воды, скв.799 [15].

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенных расчетов следует, что состав морской воды является метастабильным по отношению к минералу доломиту. Пересыщение столь велико (рис. 3), что этот вывод можно распространить на любую океанскую и морскую воду. Однако до настоящего времени не обнаружены какие-либо заметные изменения магний/соленостных отношений морской воды, которые бы указывали на образование доломита. Мы полагаем, что ни карбонат кальция, ни доломит не образуются в Японс-

ком море хемогенным путем из морской воды. Образование доломита идет в поровой воде, причем оно тесным образом связано с карбонатообразованием. Для поровой воды характерны значительные изменения в химическом составе (рис. 4). Рисунок 4б показывает, что концентрация иона магния уменьшается на 25 ммоль/кг по глубине осадка. Возникает вопрос, откуда берется карбонат ион, поскольку современный состав морской воды может связать только 1 ммоль/кг иона магния? Мы полага-

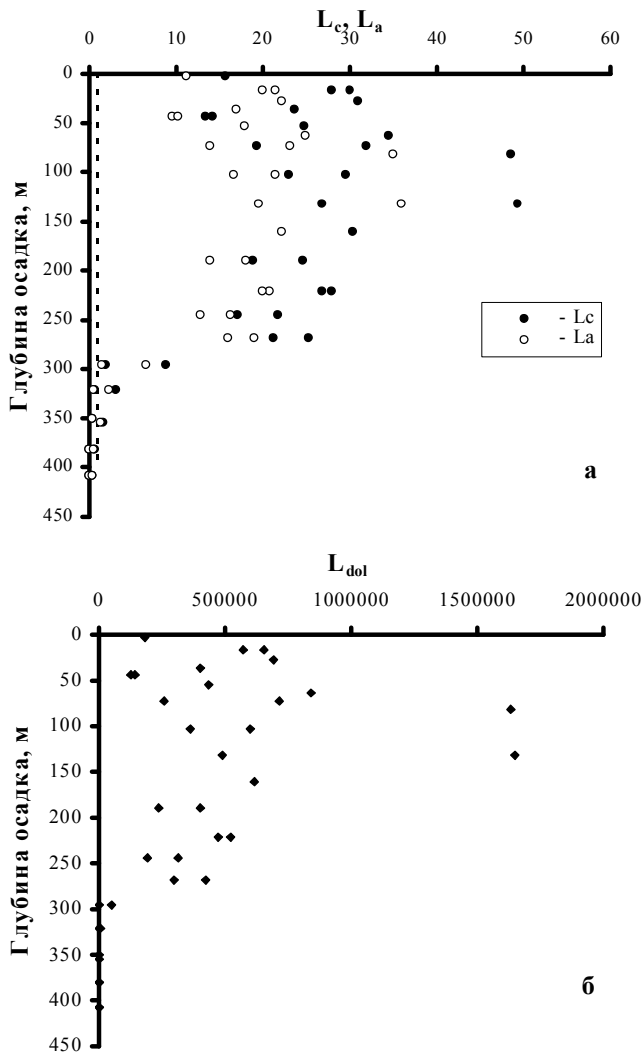


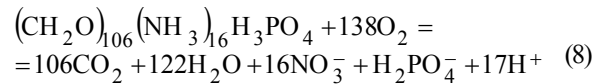
Рис. 5. Степень насыщенности поровой воды (скв.799) по отношению к кальциту, арагониту (а) и доломиту (б), рассчитанная из измеренных значений рН и щелочности.

ем, что отчасти он берется из карбоната кальция, имеющего биогенное происхождение, который осаждается из верхних горизонтов морской воды. Действительно, профиль распределения нормализованного кальция (рис. 2) таков, что для верхних горизонтов концентрация, как правило, меньше средней величины 10.32 ммоль/кг. Эта тенденция более заметным образом подтверждается профилем нормализованной щелочности (рис. 1). Т.е. в верхних горизонтах Японского моря происходит биологическое изъятие  $\text{CaCO}_3$ . Умершие организмы, осаждаясь, частично растворяются, а частично попадают в осадок, являясь материалом для доломитообразования. Однако ключевым процессом образования доломита является распад органического вещества. Благодаря органическому веществу происходят те

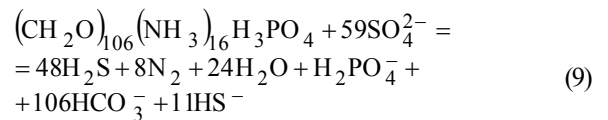
существенные изменения в составе поровой воды, которые в конечном итоге приводят к образованию доломита.

Распад органического вещества осуществляется с помощью жизнедеятельности бактерий и может идти по разному пути в зависимости от внешних условий.

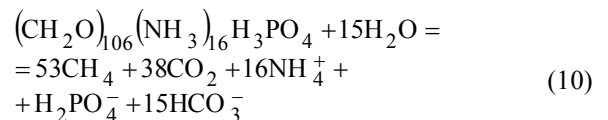
Аэробное окисление:



Анаэробное окисление (сульфатредукция):

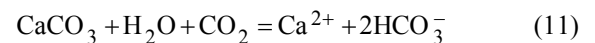


Метаногенное разложение органического вещества:



При записи этих уравнений в качестве “формулы” органического вещества была принята модель Редфилда.

Очевидно, что для первых сантиметров осадка идет аэробное окисление, которое приводит к большому выделению углекислоты (реакция 8). Выделившаяся углекислота будет способствовать растворению  $\text{CaCO}_3$  в соответствии с реакцией



Действительно, такой процесс наблюдался в некоторых исследованиях [10]. В более глубоких горизонтах, куда не проникает кислород морской воды, окисление органического вещества идет посредством сульфатредукции. В результате протекания реакции (9) сульфат ион практически исчезает из состава поровой воды (рис. 4в). При этом происходит то необходимое концентрирование по бикарбонат иону, которое через равновесие с карбонат ионом может связать 25 ммоль/кг растворенного магния. Вслед за сульфатредукцией происходит метаногенное разложение органического вещества, которое приводит к росту концентрации аммония (рис. 4д). Согласно реакции (10) продолжается концентрирование поровой воды ионом  $\text{HCO}_3^-$ , но не так интенсивно, как в случае сульфатредукции. Важной особенностью реакции (10) является то, что она приводит к насыщению поровой воды газами  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ . Такова общая схема деградации органического вещества в осадке.

Степень насыщенности поровой воды по отношению к кальциту, арагониту и доломиту (рис. 5) была рассчитана из результатов измерения щелочности и рН [15]. Мы не поверили результатам расчета, по-

сколькo измерения pH считаем ошибочными по двум причинам. Во-первых, при измерении pH применялась электрохимическая ячейка с жидкостным соединением. Даже для морской воды жидкостное соединение приводит к грубым ошибкам порядка 0.1–0.2 ед. pH [23]. В случае измерения pH в осадке на границе жидкостного соединения может возникнуть потенциал Донанного типа, который зависит от конструкции жидкостного соединения и ионообменных свойств осадка. Он будет вносить дополнительную ошибку в измерения. Однако главная проблема измерения pH состоит в насыщенности поровой воды газами. В соответствии со стехиометрией реакций (9) и (10) мы рассчитали концентрацию метана по уравнению

$$[\text{CH}_4] = \frac{53}{16} \cdot [\text{NH}_4] \quad (12)$$

Из данных по растворимости метана в морской воде [11] мы нашли, что парциальное давление метана в поровой воде изменяется от нескольких матм. до 25 атм. Это означает, что в осадке в условиях *in situ* метаногенез не дает пузырьков метана, поскольку внешнее давление более 200 атм. Однако при поднятии керна на поверхность он должен покрываться пузырьками метана. Согласно закону Генри, в эти пузырьки будет уходить углекислый газ, и, соответственно, будет повышаться pH поровой воды, что в конечном итоге приведет к неверным измеренным величинам. Поэтому мы использовали расчетный путь установления pH поровой воды, как это было предложено в работе [8].

В соответствии со стехиометрией реакций (9), (10), мы рассчитали общее содержание неорганического углерода ( $\text{TCO}_2$ ) в поровой воде по уравнению

$$[\text{TCO}_2] = \frac{\text{NTCO}_2}{35} \cdot S + \left( \frac{\text{NSO}_4}{35} \cdot S - [\text{SO}_4] \right) \cdot \frac{106}{59} + [\text{NH}_4] \cdot \frac{53}{16} \quad (13)$$

Здесь,  $\text{NSO}_4 = 28.24$  ммоль/кг – концентрация сульфат иона в морской воде для солености 35‰;  $\text{NTCO}_2$  – нормализованный общий неорганический углерод, для придонной воды Японского моря принятый равным 2.33 ммоль/кг. Из найденного таким образом общего неорганического углерода и измеренной щелочности мы рассчитали pH поровой воды и сравнили с результатами измерений (рис. 6). Уменьшение измеренных значений pH в области 400 м никакo образом не комментируется. Мы полагаем, что для этих горизонтов измерения проводились с наименьшей потерей углекислого газа. Поэтому результаты измерений и расчетов для этой области достаточно хорошо согласуются между собой.

Используя данные по щелочности и рассчитанные значения  $\text{TCO}_2$  (уравнение (13)), мы получили профили

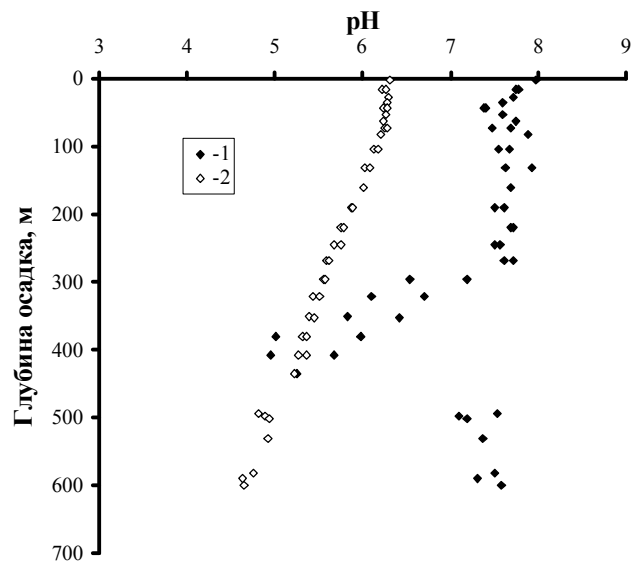


Рис. 6. Значение pH осадка (скв.799).

1-измеренные значения; 2 – рассчитанные из измеренной щелочности и модельного (уравнение (13)) общего неорганического углерода.

степени насыщенности поровой воды по отношению к кальциту, арагониту и доломиту (рис. 7). Из рисунка следует, что поровая вода недосыщена по отношению к первым двум карбонатам и пересыщена к доломиту. Для нижних горизонтов  $L_{\text{dol}} \approx 1$ .

Мы предлагаем следующий сценарий образования доломита в Японском море. Главным источником доломита является арагонит и кальцит, которые доломитизируются, а также растворенный в поровой воде магний и бикарбонат ион, образующийся в результате сульфатредукции и метаногенеза. Механизм образования хемогенного карбоната кальция предложен в работе [8]. Однако в ней ничего не говорится о кристаллической структуре. Здесь мы предполагаем, что первичным хемогенным образованием является арагонит. Это предположение обосновывается общеизвестным “Правилom Оствальда” [20], которое утверждает: “If a reaction can result in several products, it is not the stable state with the least amount of free energy that is initially obtained but the least stable one, lying nearest to the original state in free energy” [19]. Действительно, кристаллография синтетического карбоната кальция показывает, что это арагонит [1]. После того как образовался арагонит, он подвергается диагенезу, превращаясь в кальцит, затем в магниезальный кальцит и, наконец, в доломит. Примерно такая же последовательность уже была предложена ранее [13, 19]. Мы считаем, что переход одной кристаллографической формы в другую происходит только в том случае, когда первая становится неустойчивой по отношению к раствору, а вторая стабильна относи-

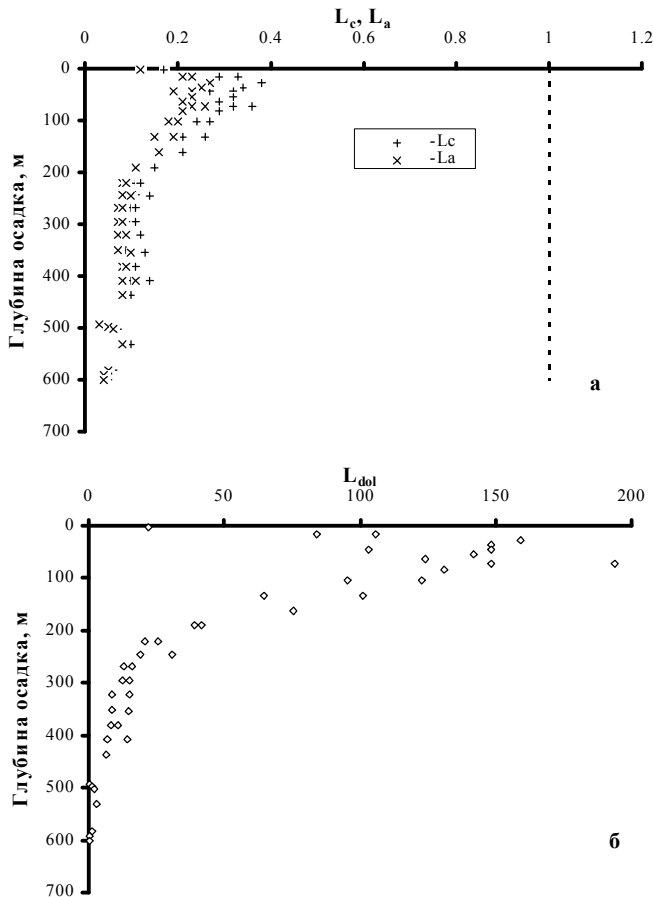


Рис. 7. Степень насыщенности поровой воды (скв.799) по отношению к кальциту, арагониту (а) и доломиту (б), рассчитанная из измеренной щелочности и модельного общего неорганического углерода (уравнение (13)).

тельно этого же раствора. Т.е. происходит растворение одной формы и в тот же момент осаждение другой формы. Именно такой механизм был установлен экспериментально в работе [22]. Исследования кинетики доломитизации показали, что она зависит от температуры, Mg/Ca отношения в растворе и концентрации углекислого газа (парциального давления  $\text{CO}_2$ ). Мы считаем, что для низкотемпературной доломитизации решающее значение имеет концентрация углекислого газа, которая, в свою очередь, зависит от концентрации и скорости деградации органического вещества. Очевидно, что локальная концентрация органического вещества в колонке, в непосредственной близости от карбоната кальция, обеспечивает многообразие диагенетических превращений арагонита. В том случае, если осадок сильно обогащен органическим веществом, возможно непосредственное превращение арагонита в доломит. Однако, как правило, доломитизация идет через превращения арагонита в кальцит и в магниезиальный кальцит.

В итоге мы пришли к выводу, что условием низкотемпературной доломитизации является высокая концентрация органического вещества в осадке. Распад органического вещества (реакции 9, 10) приводит к высокой концентрации углекислого газа в поровой воде, в результате чего арагонит и кальцит становятся неустойчивыми и превращаются в доломит. К сожалению, мы не располагаем гидрохимическими данными скв.799 для расчета степени насыщенности поровой воды доломитом для глубин более 600 м. Как уже упоминалось выше, для самых нижних горизонтов  $L_{dol}$  достигает единицы. Если предположить, что тенденция к уменьшению степени насыщенности с глубиной сохраняется, то на каком-то горизонте поровая вода становится недосыщенной уже по отношению к доломиту. Этим мы объясняем тот факт, что в комплексах 4 и 5 скв.799 не были обнаружены доломиты. Таким образом, высокая концентрация углекислоты в результате распада органического вещества не только способствует доломитизации карбоната кальция, но будет приводить к его растворению при парциальном давлении  $\text{CO}_2$  выше  $\sim 3$  атм.

Авторы признательны профессору Lynne Talley (Скриппсовский институт океанографии, США) за благожелательное отношение к данной работе и за всестороннюю помощь при получении гидрохимических данных по Японскому морю во время экспедиций на НИС "R.Revelle" и "Проф.Хромов" летом 1999 г.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. К вопросу о причинах пересыщения морской воды карбонатом кальция // Докл. АН СССР. 1968. Т.178, № 1. С. 191–194.
2. Бруевич С.В. Инструкция по производству химических исследований морской воды. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944. 83 с.
3. Евланов Ю.Б., Свининников А.И., Калишевич Т.Г. Неогеновые вулканогенно-осадочные отложения подводного склона шельфа острова Монерон (Японское море) // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 97–103.
4. Липкина М.И. Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов Южного Приморья // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 46–61.
5. Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Маргулис Е.А. Кайнозойские вулканогенные формации Южного Сахалина и их место в геологической истории региона // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973. С. 146–148.
6. Тищенко П.Я. Химическая модель морской воды рассчитанная по методу Питцера // Океанология. 1994. Т.34, вып. 1. С. 45–51.
7. Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Салюк А.Н., Бычков А.С. Карбонатная система и растворенный кислород Японского



- моря. Анализ биологического и температурного фактора // Океанология. 1998. Т.38, №5. С. 678–684.
8. Тищенко П.Я., Деркачев А.Н., Павлова Г.Ю., Зюсс Э., Вальман К., Борман Г., Грайнерт Й. Образование карбонатных конкреций в местах выделения метана // Тихоокеан. геология, в печати.
  9. Фридман Дж.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. С. 249–319.
  10. Archer D., Emerson S., Reimers C. Dissolution of calcite in deep-sea sediments: pH and O<sub>2</sub> microelectrode results // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V.53. P. 2831–2845.
  11. Cleg S.L., Whitfield M. Activity coefficients in natural waters // Activity coefficients in electrolyte solutions, Boca Raton, Ann Arbor, Boston, London: "CRC Press", 1991. P. 279–434.
  12. Dickson A.G., Goyet C. Handbook of Methods for the Analysis of the Various Parameters of the Carbon Dioxide System in Sea Water. Version 2, September, 1994, SOP-6. P. 1–8.
  13. Feary D., Hine A.C., Malone M.J., Baldauf J., Great Australian Bight: Cenozoic cool-water carbonates // ODP Leg 182, preliminary report, 1999.
  14. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // Amer.J.Sci. 1978. V.278-A. 229 p.
  15. Ingle J.C., Jr., Suyehiro, K., von Breyman, M.T., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 1990. V. 128.
  16. Kounigsberger E., Kounigsberger L.-C., Gamsjager H. Low-temperature thermodynamic model for the system Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>-CaCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N 19/20. P. 3105–3119.
  17. Millero F.J. Effects of pressure and temperature on activity coefficients // Activity coefficients in electrolytes/ Ed. R.M.Pytkowicz. Boca Raton, Ann Arbor, Boston, London, CRC Press, 1979. P. 63–151.
  18. Millero F.J. Thermodynamics of the carbon dioxide system in the ocean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, N 4. P. 661–677.
  19. Morse J.W., Casey W.H. Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments // Amer.J.Sci. 1988. V. 288, N 6. P. 637–560.
  20. Nordeng S.H., Sibley D.F. Dolomite stoichiometry and Ostwald's Step Rule // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V.58. P. 191–196.
  21. Silbey D.F., Bartlett T.R. Kinetics of dolomitization // Geology. 1987. V.15, N 12. P. 1112–1114.
  22. Sibley D.F. Unstable to stable transformation during dolomitization // J. Geol. 1990. V. 98. P. 739–748.
  23. Tishchenko P.Ya., Pavlova G.Yu. Standardization pH measurements of seawater by Pitzer's method // CO<sub>2</sub> in the Oceans. Tsukuba, 1999. P. 385–393.
  24. Tsunogai S., Nishimura M., Nakaya S. Complexometric titration of calcium in the presence of larger amounts of magnesium // Talanta. 1968. V. 15. P. 385–390.

Поступила в редакцию 21 июня 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

***P. Ya. Tishchenko, A.I. Svininnikov, G.Yu. Pavlova, T.I. Volkova, Ye.M. Il'ina***

### **Dolomite formation in the Sea of Japan**

Evidences for low temperature formations of dolomite in the Sea of Japan are presented in this paper. Equation of dolomite solubility as function temperature, salinity and pressure have been obtained for application to seawater. Thermodynamic calculations of saturation degrees of aragonite, calcite and dolomite were carried out. From thermodynamic calculations and hydrochemical observations of sea and pore water, a hypothesis of low temperature dolomite formation is suggested. According to this hypothesis, different mineralogical and textural forms of calcium carbonate are dolomitized in the sediments under high concentrations of carbon dioxide resulted from the degradation of organic matter in the sediments.

## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

### ЛАТЕРАЛЬНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*А.А. Степашко*

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск*

Предложен новый метод исследования латеральной гетерогенности верхней мантии, который основан на расшифровке региональных вариаций состава внутриплитных базальтов. С его помощью выделено три мантийных блока, для кайнозойских щелочных базальтов каждого из которых характерна своя вариационная структура, отражающая состав области генерации глубинных расплавов. Мантийная структура согласуется с главными особенностями региональной тектоники, что позволяет рассматривать блоки мантии в качестве тех плит, при мезозойском взаимодействии которых сформировалась структура литосферы юго-востока России. Предложена геодинамическая модель, учитывающая строение региона одновременно на коровом и мантийном уровнях. На первой (Т-Ј) стадии эволюции при закрытии Монголо-Охотского океана блоки литосферы выдавливались по сдвигам в СВ направлении. Реорганизация поля напряжений в раннем мелу вызвала общее сжатие (вторая стадия), в результате которого блок, занимающий центральное положение, был изогнут и наклонен в СЗ направлении. В его тыловой части образовался крупный залив, в пределах которого формировались турбидиты хабаровского комплекса.

**Ключевые слова:** щелочные базальты, петрохимический состав, латеральная гетерогенность мантии, мезозойская геодинамика, Дальний Восток России.

Проблема латеральной гетерогенности состава верхней мантии, ранее обсуждавшаяся исключительно петрологами [14, 35, 45, 46], в последнее время приобретает явный междисциплинарный характер и привлекает все больше внимания с точки зрения развития геотектоники и геофизики. Ярким свидетельством ее значения стало открытие сейсмической томографией килевидных выступов, или “корней” кратонов [48, 57], продолжающихся в мантию до глубины нескольких сот километров. Характерная для них высокая скорость сейсмических волн, по мнению С.Т. Тейлора [62], вероятнее всего, вызвана обогащенностью подкратонного субстрата магнием и истощенностью железом по сравнению с окружающей мантией. Назрела необходимость, по авторитетному мнению Ю.М. Пущаровского [33], создания нового направления – “геологии мантии”, для которого именно латеральная гетерогенность мантии имеет ключевое значение. Действительно, если существуют различающиеся по составу области верхней мантии, то это неизбежно должно, с одной стороны, оказывать серьезное влияние на особенности геотектонического развития литосферы: заложение деструктивных границ плит, рифтогенных зон, региональных систем разломов. С другой стороны, круп-

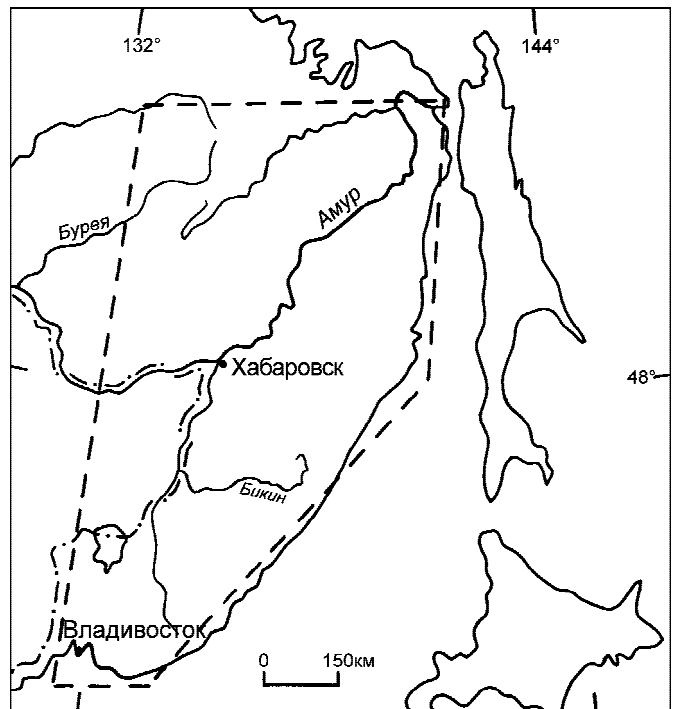
номасштабные перемещения литосферных плит не могли не приводить к реорганизации латеральной структуры мантии. Именно последний аспект проблемы взаимосвязи геотектонического развития и регионального строения мантии затрагивается в предлагаемой работе. Юго-восток России (рис. 1) в этом отношении имеет особое значение. Он включает как древние Ханкайский и Буреинский массивы, так и Сихотэ-Алинскую складчатую область, становление которой в результате взаимодействия плит произошло лишь в конце мезозоя. Характер мантийного строения здесь, безусловно, должен нести важную информацию о геотектоническом развитии литосферы. Регион также исключительно интересен тем, что является одним из немногих, где реальное существование мантийной гетерогенности уже обнаружено при изучении состава перидотитовых ксенолитов верхней мантии [32, 38]. В этом смысле он может служить полигоном для создания и отработки методов исследования мантийной гетерогенности.

Хотя прямую информацию о составе верхней мантии несут перидотитовые ксенолиты и ультраосновные блоки преимущественно офиолитовых комплексов, в данной работе основным объектом исследования являются кайнозойские внутриплитные ба-

зальты. Они пользуются гораздо большим региональным распространением, что позволяет надеяться на решение ключевой задачи исследования гетерогенности – построение своего рода карты мантийной структуры, отражающей положение и границы главных литосферных плит на уровне верхней мантии.

С общей точки зрения путь решения задачи выглядит просто. Если базальты некоторой провинции образовались при плавлении гетерогенной по латерали мантии, состоящей, например, из двух однородных блоков, то допустимо предположить существование некоторого дискриминационного параметра состава, позволяющего строго разделить расплавы разных мантийных блоков. Опыт последних десятилетий, однако, показывает, что межрегиональные различия состава базальтов одного типа намного меньше изменчивости содержаний компонентов в породах самих регионов. Показательным в этом отношении является проведенное В.С.Гладких [8] сопоставление составов кайнозойских щелочных базальтов из шести районов юга Сибири, от Западного Прибайкалья до Токинского Становика, заведомо отличающихся по строению и эволюции литосферы. Гетерогенность мантии региона в данном случае более чем вероятна, но каких-либо существенных различий базальтов по содержаниям петрогенных компонентов в исследовании обнаружено не было. Причиной является то, что содержания компонентов в первичных расплавах отражают прежде всего условия плавления мантии [15, 51, 54], а не состав субстратов. Именно поэтому даже в тех же случаях, когда статистические различия составов базальтов сравниваемых регионов не вызывают сомнений, поля их на компонентных диаграммах значительно перекрываются. Главная цель изучения латеральной гетерогенности – оконтуривание однородных мантийных блоков – при этом оказывается не достижимой.

Выход заключается в том, чтобы значительно модифицировать принципы петрохимического анализа и перейти от прямого сопоставления содержаний компонентов в породах разных районов к изучению региональных структур вариаций состава базальтов. Иными словами, нас должны интересовать такие закономерности вариаций, которые объединяют в общую систему составы базальтов из разных пунктов региона. Предполагается при этом, что расплавы, образовавшиеся в пределах однородного субстрата, отвечают одной структуре вариаций, а латеральная гетерогенность мантии проявляется в смене региональных вариационных структур. В данной работе предлагаемый подход, его удобно назвать “вариационным”, используется для определения главных особенностей мантийной гетерогенности Дальнего Востока (рис. 1). Щелочные базальты, которым ниже уделяется основное внимание, пользуются в



**Рис. 1.** Географическое положение района исследования. Пунктир – область распространения изученных кайнозойских базальтов.

этом регионе широким распространением и предположительно связаны с кайнозойским рассеянным рифтогенезом Тихоокеанской окраины Азии. Их геологические и петрологические особенности неоднократно рассматривались в литературе [1, 9, 31, 44], в данной работе использованы лишь те характеристики состава базальтов, которые отражают, по нашему мнению, гетерогенность верхней мантии.

#### РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

**Южный Сихотэ-Алинь.** Впервые региональная вариационная структура была обнаружена при изучении кайнозойских щелочных базальтов с ксенолитами южной части Сихотэ-Алиня [38]. В работе по данным из [9, 44] сравнивались составы базальтов 19 известных вулканов: Дальнего, Вострцовского, Кировского, Сальского, Свягинского, Боевского и других [38], расположенных как в площади Ханкайского древнего массива, так и в пределах его складчатого обрамления, географически – от юга Приморья до широты р.Бикин на севере. Совокупность анализов каждого вулкана предварительно проверялась на однородность, и, в случаях существования нескольких химически отличающихся групп, средние составы для каждой из них определялись отдельно. В ис-

ходную выборку вошли средние составы петрохимически однородных групп пород. Ее отдельную подвыборку образовали базальты с резко повышенными содержаниями суммарного FeO >13.5 %, которые проявлены лишь в ограниченном числе вулканов, локализованных вдоль восточной границы Ханкайского массива [38]. По сравнению с преобладающим типом базальтов в них также выше содержания магния, но заметно меньше – кремния и алюминия (табл.). Расплавы высокожелезистых базальтов, видимо, формировались в особо глубинных условиях, и ниже нами не рассматриваются. Остальные базальты по составу (табл.) относятся к числу типичных, широко распространенных в других регионах мира, например в Забайкалье [8]. Хотя из рассмотрения были исключены высокожелезистые составы, характерной особенностью базальтов остается сильная изменчивость содержаний петрогенных компонентов, при этом на диаграммах точки составов не образуют компактных полей и ясные корреляционные тренды также отсутствуют. Обнаружить вариационные закономерности удалось лишь тогда, когда было установлено, что на диаграмме CaO-MgO (рис. 2а) составы группируются в три параллельные полосы, ориентированные в соответствии с ростом содержаний компонентов. Правомочность разделения подтверждается тем, что при проецировании составов на прямую, перпендикулярную линиям (уравнение проекций  $P_1 = 0.447 \text{ MgO} - 0.8944 \text{ CaO, \%}$ ) обнаруживается три явных пика, разделенных разрывами в распределении составов (рис.2б). Решающим аргументом в пользу не случайного характера обнаруженной вариационной структуры, называемой нами “спектральной”, стало то, что поведение других петрогенных компонентов оказалось закономерно связано с ее существованием. Полный графический анализ вариаций приведен в работе [38], здесь отметим лишь

главное. В базальтах каждой линии спектра с ростом содержаний MgO, CaO возрастают содержания FeO, TiO<sub>2</sub>, но падают – SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Поведение K<sub>2</sub>O также закономерно, но различно для каждой линии. Более того, при таком подходе обнаружилось, что состав расплавов в регионе изменяется закономерно. Базальты “нижней” (рис.2а) линии с минимальными содержаниями кальция занимают крайнее восточное положение, “верхней”, с максимальными содержаниями CaO — локализованы в самой западной части, вдоль границы Ханкайского древнего массива, третьей линии – занимают географически промежуточное положение. Обнаруженную зональность, видимо, следует связывать с ростом температуры плавления мантии в направлении от пассивного Ханкайского массива к Япономорской котловине.

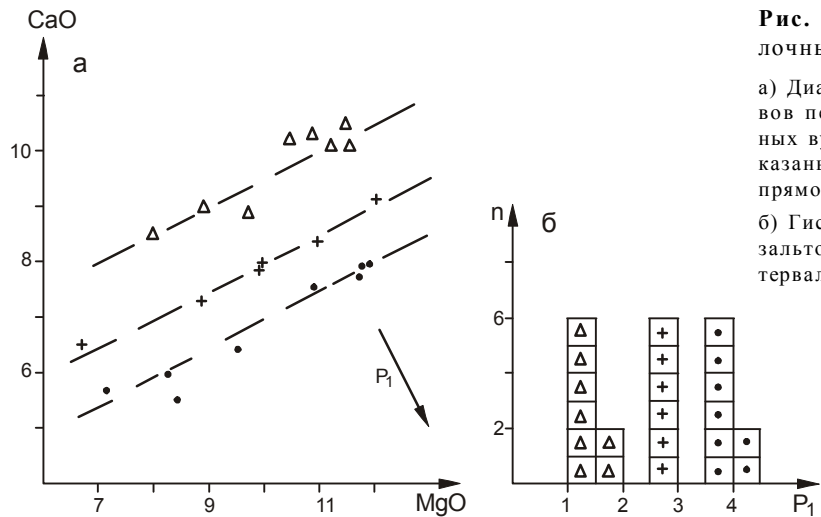
**Северный Сихотэ-Алинь.** Кайнозойские щелочные ксенолитсодержащие базальты (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>) также широко распространены в пределах Сихотэ-Алиня к северу от р.Бикин. Состав их ниже охарактеризован для построек Святогорской и Сарапупьской по данным Э.Д.Голубевой [11], вулканов Болонь, Дурмин, Улитка, Иннокентьевка, Заур, Мухен и Коппи по опубликованным и неопубликованным данным В.С.Приходько. Предварительная проверка показала химическую однородность базальтов каждого из вулканов, и в рассматриваемую совокупность включены их средние составы. В целом щелочные базальты Северного и Южного Сихотэ-Алиня близки между собой по всем компонентам (табл.), отличаясь максимально по кремнию и магнию, но не больше, чем на 1.5 %.

На основной диаграмме CaO-MgO (рис.3а), на которую вынесены частные анализы пород всех базальтовых построек, какой-либо закономерной картины не наблюдается. Если же при построении графика использовать средние составы базальтов вул-

Таблица. Химический состав кайнозойских базальтов юго-востока России, вес. %

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>Σ</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	n
Щелочные базальты												
1	42.02	2.06	13.12	14.15	0.24	10.84	10.77	3.77	1.70	0.95	99.62	32
2	46.13	2.15	14.69	10.94	0.20	10.02	8.15	4.12	2.34	0.91	99.65	136
3	47.50	2.15	14.82	11.55	0.15	8.52	8.08	3.63	2.19	0.66	99.25	35
4	48.72	1.92	14.83	10.84	0.15	9.86	7.96	2.81	2.04	0.49	99.62	31
Толейтовые базальты												
5	50.07	1.14	17.76	9.15	0.15	7.92	8.88	3.14	1.10	0.35	99.66	41
6	52.40	1.47	15.84	10.02	0.16	7.12	8.13	3.25	0.79	0.32	99.50	-

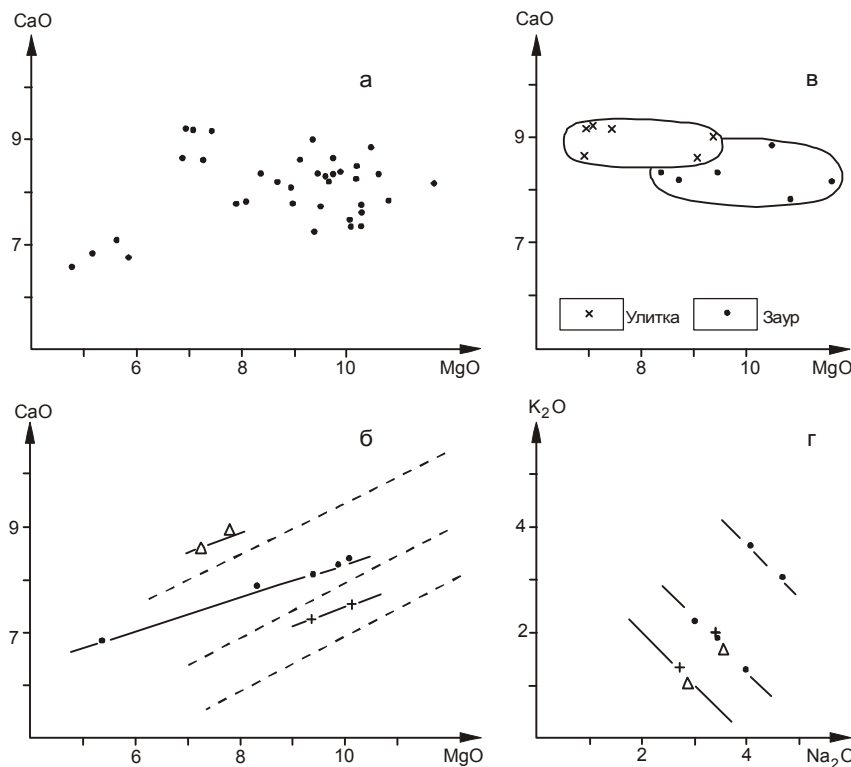
Примечание. 1–2 Южный Сихотэ-Алинь: 1 – железистый тип базальтов, 2 – нормальный тип. 3 – Северный Сихотэ-Алинь. 4 – Восточное Приамурье. 5 – магнезиальные базальты северной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. 6 – платобазальты южной части Сихотэ-Алиня.



**Рис. 2.** Спектральная структура вариаций щелочных базальтов южной части Сихотэ-Алиня.

а) Диаграмма CaO-MgO распределения средних составов петрохимически однородных групп пород разных вулканов; пунктир – линии спектра, знаками показаны составы разных линий, стрелка – положение прямой  $P_1$ , перпендикулярной спектру.

б) Гистограмма распределения проекций составов базальтов вдоль прямой  $P_1$ ,  $n$  – число проекций в интервале, знаки соответствуют рис. 2а.



**Рис. 3.** Структура вариаций составов щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня.

а) Диаграмма CaO-MgO для частных анализов пород всех построек.

б) Спектральное распределение средних составов базальтов, знаками показаны составы разных линий, пунктир – линии спектра щелочных базальтов южной части Сихотэ-Алиня (см. рис. 2).

в) Вариации состава пород в постройках Улитка и Заур.

г) Диаграмма щелочности для средних базальтов северного Сихотэ-Алиня, знаки отвечают рис.3б.

канов (рис. 3б), то фигуративные точки располагаются вдоль трех параллельных линий, образующих спектральную структуру. Это обстоятельство подчеркнем особо. Локальная изменчивость содержаний компонентов в базальтах лишь маскирует существование спектра. Для построек Заур и Улитка, например, (рис. 3в) колебания MgO в породах составляют 3–4 % и по размаху сопоставимы, или даже превышают расстояние между линиями. Именно поэтому региональные вариационные структуры не проявляются в тех случаях, когда, как это общепринято, производят сравнение частных анализов пород.

На графике CaO-MgO (рис. 3б) также показаны линии спектра (пунктир) для щелочных базаль-

тов южной части Сихотэ-Алиня. Ясно, что составы базальтов северной части региона совершенно не соответствуют положению последних. Две вариационные структуры отличаются также наклоном спектральных линий на диаграмме. Таким образом, хотя по средним содержаниям компонентов щелочные базальты северного и южного Сихотэ-Алиня очень близки и совокупности их составов в значительной степени перекрываются, различия их вариационных структур не вызывает сомнений.

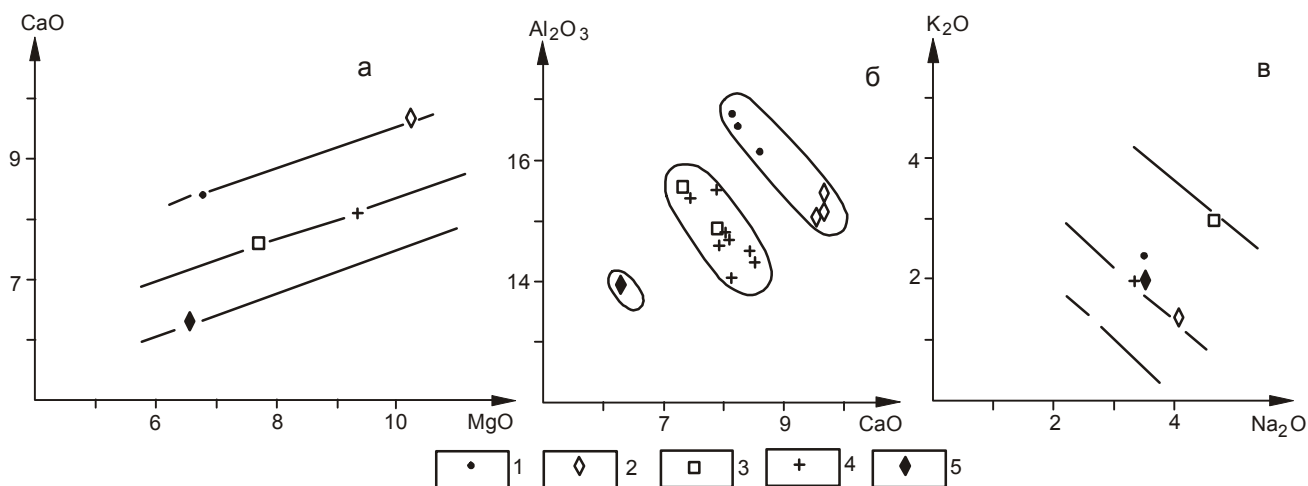
Иной характер в северной части Сихотэ-Алиня имеют вариации других петрогенных компонентов, помимо кальция и магния. На юге, как выше отмечалось, содержания кремния, железа, алюминия,

титана, натрия и калия прямо зависят от положения составов базальтов вдоль линий спектра CaO-MgO [38]. В северной части региона вариации этих компонентов не коррелируются как с вариациями магния и кальция, так и между собой. Исключением, и очень важным, является поведение щелочных компонентов. Составы базальтов на диаграмме Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (рис. 3г) также группируются вдоль трех параллельных линий. При этом составы, относящиеся к одной линии известково-магнезиального спектра, принадлежат разным линиям щелочного спектра и наоборот. Такая независимость распределений позволяет предполагать, что состав расплавов формировался при действии двух самостоятельных вариационных факторов, каждый из которых отвечает за появление одного из двух наблюдаемых спектров. Видимо, каждый из факторов влиял на содержания других петрогенных компонентов: кремния, алюминия, железа и титана. Незакономерная изменчивость содержания последних может быть тогда обусловлена случайным сочетанием двух факторов, независимо действовавших при образовании расплавов каждого из вулканов северной части Сихотэ-Алиня. Напротив, согласованное поведение всех петрогенных компонентов в базальтах южной области региона, в такой интерпретации, вызвано тем, что оба вариационных фактора были закономерно связаны, или же фактор, отвечающий за появление щелочного спектра, просто отсутствовал.

Ключевой особенностью показанной вариационной структуры является то, что она является

проверяемой и реальность ее существования может быть подтверждена независимыми данными. Здесь мы воспользовались результатами исследования С.В. Есина, А.В. Травина [17], в котором было проведено петрологическое изучение многочисленных тел ксенолитсодержащих щелочных базальтов, сосредоточенных на небольшой площади в верховьях р.Ануй. Авторами подчеркивается очень значительный размах вариаций петрогенных компонентов и отсутствие корреляционных трендов между ними. По совокупности признаков породы разделены ими на пять групп: 1) низкокалиевые базаниты, 2) высококалиевые базаниты, 3) щелочные базальты, 4) нефелин- и гиперстен-нормативные гавайиты, 5) железистые гавайиты. Не вызывает сомнений, что средние составы этих групп полностью согласуются с обнаруженным спектром MgO-CaO (рис. 4а) и располагаются вдоль его трех линий. Составы четырех групп вполне отвечают и щелочному спектру региональных вариаций (рис. 4в). Исключением является только средний состав щелочных базальтов, но его смещенность вполне может отражать вторичную измененность пород, или носить статистический характер.

В работе С.В. Есина и А.В. Травина [17] не приводится строгих критериев разделения изученных базальтоидов на группы. Объективные основания для разграничения, тем не менее, легко обнаружить, так как составы пород на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO (рис. 4б) распадаются, но не на пять, а только на три однородные подсовкупности. В общие поля



**Рис. 4.** Структура вариаций составов щелочных базальтов участка верховьев р.Ануй, по данным С.В. Есина и А.В. Травина [17].

а) Положение средних составов групп пород на спектре CaO/MgO; прямые отвечают графику рис.3б;

б) Три однородные по составу группы базальтов участка, знаки обозначают частные анализы пород.

в) Средние составы групп базальтов на диаграмме щелочности, линии проведены в соответствии с рис. 3г.

Типы пород: 1 – щелочные базальты, 2 – низкокалиевые базаниты, 3 – высококалиевые базаниты, 4 – нефелин-гиперстен-нормативные гавайиты, 5 – железистые гавайиты.

при этом объединяются, подчеркнем, составы именно тех групп, которые отвечают одним линиям спектра. Вдоль линий, таким образом, составы базальтов изменяются непрерывно, а разрывы между линиями определяют реально существующую дискретность совокупности.

Важной особенностью спектральной структуры вариаций является то, что она объединяет составы, резко различные по щелочности (рис. 3г), от содержащих свыше 7 % суммы щелочей до менее 4 %. Нижние значения уже вполне отвечают субщелочным базальтам и близки полю континентальных толеитов. В северной части Сихотэ-Алиня такие по составу породы пользуются широким распространением, но в достаточной степени изучены пока лишь в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Здесь обследование магнезиальных базальтов олигоцен-миоценового кизинского комплекса было проведено вдоль побережья к северу от Советской Гавани С.В. Есиным, В.А. Куголиным и А.А. Прусевич [16]. Ниже использованы средние составы пяти отдельных потоков оливиновых базальтов этого профиля (рис. 5а, точки). Аналогичные базальты также широко распространены в составе пояса и севернее, вплоть до низовьев р.Амур. Представительная выборка их анализов, предоставленная для нашего исследования Н.С. Кравченко, содержится в региональном банке геохимических данных (Дальгеохимбанке), созданном под руководством Б.И. Бурде. Из общего массива нами были отобраны анализы базальтов с содержаниями MgO больше 6 % из района, ограниченного широтами 51 и 54°, долготой 140° на западе и побережьем на востоке. С целью устранения локальной изменчивости составы пород усреднялись по двум схе-

мам. По первой – средние (прямые кресты на рис. 5а) рассчитывались по трем долготным интервалам 50–51°, 51–52°, 52–53°. По второй схеме те же базальты по содержанию магния были разделены на группы: 6–7 %, 7–8 %, 8–9 % MgO. Средние составы этих групп показаны на графике (рис.5а) косыми крестами. Как очевидно, составы оливиновых базальтов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса от Совгавани до устья р.Амур концентрируются вдоль одной линии известково-магнезиального спектра, установленного для северного Сихотэ-Алиня. Их поле при этом явно смещено в сторону более высоких содержаний кальция относительно ближайшей линии вариационного спектра щелочных базальтов южной части региона.

Рассмотренные оливиновые базальты по щелочности образуют компактную группу с содержаниями  $\text{Na}_2\text{O} \approx 3\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} \approx 1\%$ , что вполне отвечает нижней линии щелочного спектра для Северного Сихотэ-Алиня (рис.3г). Аналогичные содержания этих компонентов имеют и кайнозойские платобазальты (табл), широко распространенные в южной части региона. Наиболее детальное опробование их было проведено С.А. Щекой в пределах Шкотовского плато [44]. Опубликованные средние составы толеитов, объединенные при изучении в шесть циклов излияния, на диаграмме CaO-MgO (рис. 5б) показаны точками. Поле шкотовских базальтов определенно ориентировано вдоль линии спектра щелочных базальтов Южного Сихотэ-Алиня. Этой же линии, несомненно, принадлежат средние составы (рис. 5б, кресты) пород Шуфановского плато, Чернятинского вулкана, толеитов мыса Поворотного и бухты Краковка [44], а также Нельминского плато – самого северного для этой части региона [23]. Сплошной чертой на

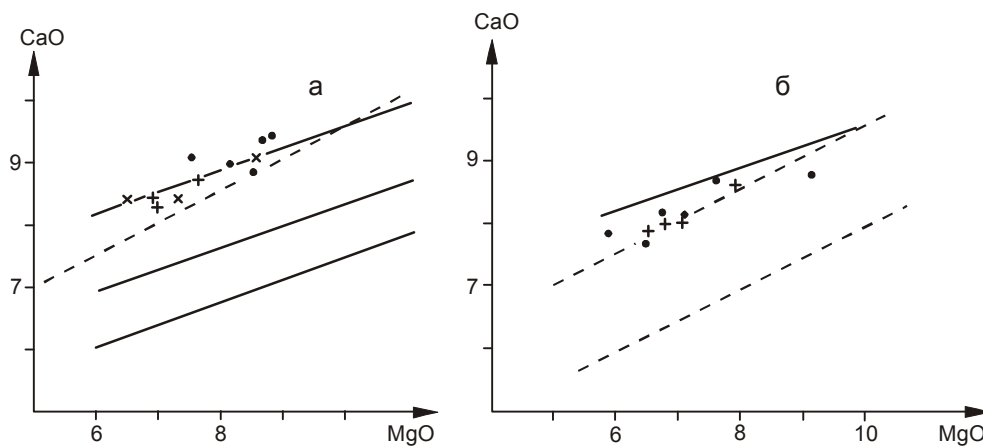


Рис. 5. Положение кайнозойских низкощелочных базальтов на CaO-MgO спектрах.

а) Соответствие средних составов базальтов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса спектру щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня; пунктир – линия спектра щелочных базальтов южного Сихотэ-Алиня; обозначение средних в тексте.

б) Соответствие средних составов платобазальтов южного Сихотэ-Алиня спектру базальтов южного Сихотэ-Алиня; точки – средние составы базальтов циклов Шкотовского плато, по [44]; сплошная прямая – линия вариаций базальтов предыдущего графика.

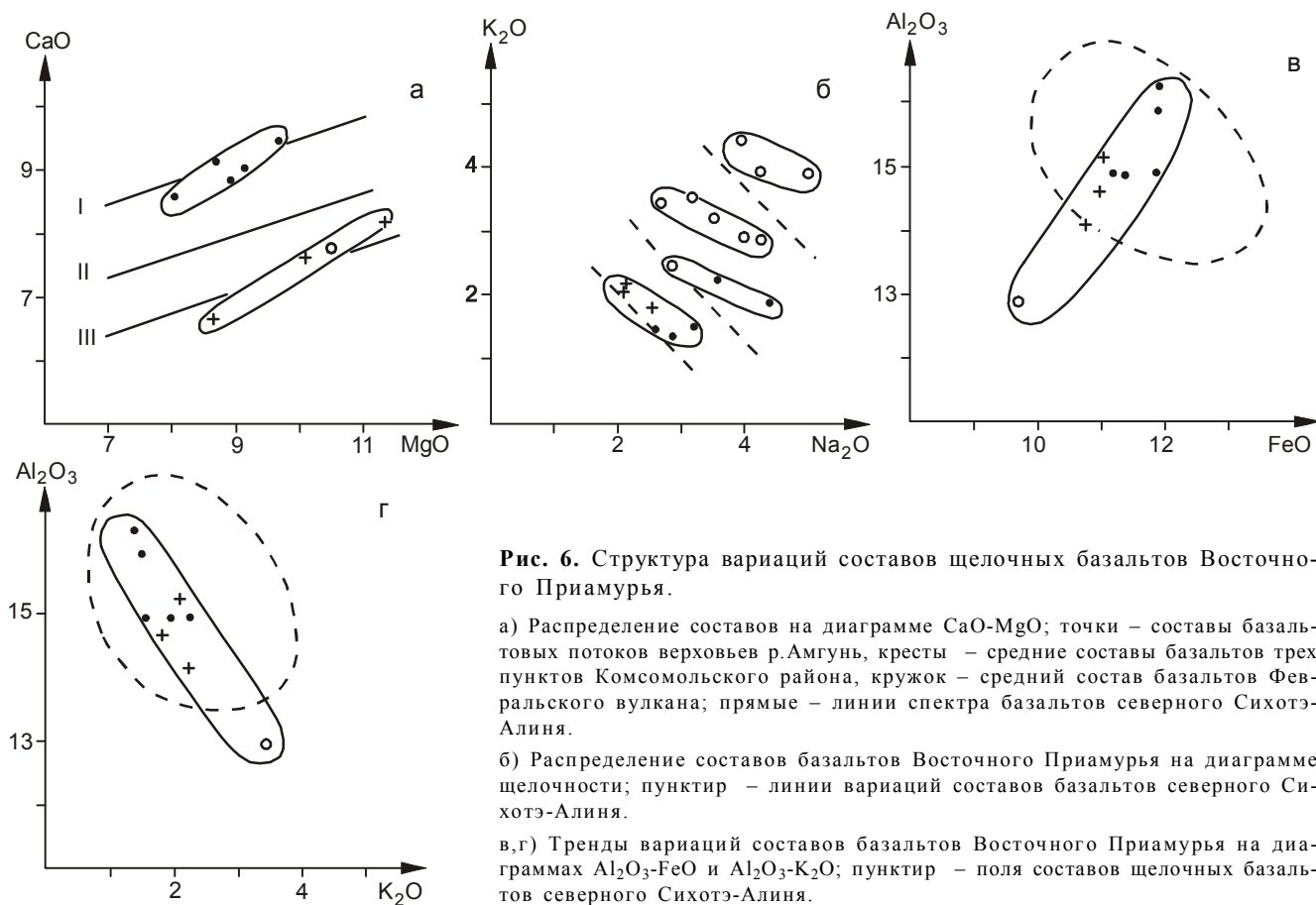
графике (рис. 5б) для сравнения показана линия спектра Северного Сихотэ-Алиня, вдоль которой группируются оливиновые базальты на рис. 5а. Смещенность поля платобазальтов относительно ее положения не вызывает сомнений.

Проведенный анализ подтвердил существование двух регионально проявленных вариационных структур, которым отвечают составы базальтов широкого возрастного диапазона, от эоцена до четвертичного времени, формировавшиеся в заведомо разных условиях и обстановках. Отметим особо инвариантность известково-магнезиальных спектров для базальтов, крайне различающихся по щелочности, что принципиально для понимания природы обнаруженных вариационных структур.

**Восточное Приамурье.** К этому району отнесена территория, расположенная севернее р. Амур и включающая бассейны рек Амгуни, Буреи, вплоть до р. Зеи на западе (рис. 1). Кайнозойские базальты здесь распространены существенно меньше, чем в пределах Сихотэ-Алиня, и систематическое изучение их состава только начинается. Наиболее полная характеристика щелочных базальтов этой территории приведена А.И. Ромашкиным и другими для Февральского палеовулкана [34]. Близкие по возрасту и геологической позиции мелкие щелочнобазальтовые потоки компактно расположены также южнее слия-

ния рр. Амгуни и Сулука, краткие характеристики их состава были получены Е.В. Быковской, В.А. Кузьмичевым, Д.В. Фоминым и В.В. Онихимовским при геолого-съёмочных работах. Покровы плиоцен-четвертичных щелочных базальтов распространены в районе г. Комсомольска [1], использованные ниже средние составы характеризуют породы двух пунктов, по данным З.П. Потапова, А.Д. Колчиной и В.П. Михневича. В одном из них совокупность составов неоднородна и распадается, прежде всего по содержаниям  $MgO$ , на две группы, для каждой из которых средний состав определялся отдельно. По среднему составу базальты Восточного Приамурья (табл.) близки щелочным базальтам Северного Сихотэ-Алиня.

На основной диаграмме  $CaO-MgO$  (рис. 6а) составы базальтов региона распадаются на две серии, удлинённые поля которых параллельны. Серию с высокими содержаниями кальция образуют только базальты Амгуньской группы тел. Средние составы обеих серий по положению близки спектральным линиям Северного Сихотэ-Алиня, которые показаны на графике, но явно отличаются от них по наклону. Более отчетливо несоответствие вариационных структур базальтов Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня проявляется на диаграмме щелочности (рис. 6б). Группы, на которые распадается



**Рис. 6.** Структура вариаций составов щелочных базальтов Восточного Приамурья.

а) Распределение составов на диаграмме  $CaO-MgO$ ; точки – составы базальтовых потоков верховьев р. Амгуни, кресты – средние составы базальтов трех пунктов Комсомольского района, кружок – средний состав базальтов Февральского вулкана; прямые – линии спектра базальтов северного Сихотэ-Алиня.

б) Распределение составов базальтов Восточного Приамурья на диаграмме щелочности; пунктир – линии вариаций составов базальтов северного Сихотэ-Алиня.

в, г) Тренды вариаций составов базальтов Восточного Приамурья на диаграммах  $Al_2O_3-FeO$  и  $Al_2O_3-K_2O$ ; пунктир – поля составов щелочных базальтов северного Сихотэ-Алиня.



составы базальтов Приамурья, очевидно, не согласуются с линиями щелочного спектра Сихотэ-Алиня ни по положению, ни по наклону. Третье и решающее отличие заключается в том, что для базальтов Восточного Приамурья обнаруживается необычная корреляция содержаний железа, алюминия и калия (рис. бв, г). На графиках также приведены поля щелочных базальтов Северного Сихотэ-Алиня и отсутствие для них подобного вариационного мотива не вызывает сомнений. Подобные корреляции также обнаруживаются и для щелочных базальтов Южного Сихотэ-Алиня.

В целом приведенные результаты, и это главное, вполне определенно показывают, что щелочные базальты Восточного Приамурья не соответствуют структуре вариаций базальтов Северного Сихотэ-Алиня. Для них следует выделять самостоятельную региональную вариационную структуру, для которой, по всей видимости, также характерны спектральные распределения состава базальтов как в координатах магния и кальция, так и координатах щелочности.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ ВАРИАЦИОННЫХ СТРУКТУР

Впервые спектральные распределения химического состава были обнаружены К.Ф. Шейдеггером с соавторами (1978) для толеитов океанского склона Перу-Чилийского желоба [58]. На компонентных диаграммах выявились три субпараллельных тренда, появление которых было объяснено частичным плавлением мантии с последующим фракционированием каждой из первичных магм. Аналогичное спектральное распределение трех групп пород было установлено В. Брайаном и Х. Диком [47] при изучении вариаций петрогенных компонентов в стеклах толеитов Срединно-Атлантического хребта. Появление линий спектра они также связали с фракционированием отдельных первичных магм, причем в работе на основе экспериментальных результатов была показана невозможность образования исходных расплавов в результате фракционирования. В недавнем исследовании А.В. Соболева, И.К. Никогосяна [36] на основе комплексного анализа геохимических данных и изучения расплавных включений был проведен расчет состава первичных магм и условий плавления мантии для базальтовых серий Гавай и о. Реюньон. Результаты работы предполагают, что исходные высокомагнезиальные расплавы серий формировались из перидотитовой мантии на одной и той же глубине (30–40 кбар), но при последовательном уменьшении температуры плавления от 1650 до 1465 градусов. В координатах кальция и магния расчетные первичные составы образуют четкий тренд роста содержаний кальция и уменьшения магния, мар-

кирующий снижение температуры плавления мантии при постоянном давлении. Принципиально то, что этот тренд занимает ортогональное положение к спектрам, которые нами выше анализировались для базальтов Дальнего Востока. Подчеркивая главную роль кальция и магния среди других компонентов, образующих спектральный “каркас” вариационной структуры, обратим также внимание на исследование вариаций состава и температуры лавовых озер Гавайских островов, проведенное Р.Т. Хеллс, Н.Г. Банксом, С.А. Хеликером и другими [49]. При кристаллизации из всех петрогенных компонентов, как оказалось, именно содержания MgO и CaO, и только их, прямо связаны с температурой расплава функциональной зависимостью. По всей видимости, эти компоненты играют особую роль в качестве индикаторов термодинамической эволюции базальтовых магм.

В принципе не отвергая гипотезу фракционирования для объяснения вариационных спектров, отметим, что ее справедливость именно для базальтов Дальневосточного региона вызывает серьезные сомнения. В океанических толеитах щелочность изменяется слабо, в нашем же случае ситуация принципиально другая: одной линии спектров базальтов Дальнего Востока отвечают крайне разные по содержанию щелочей вулканы от толеитов до высокощелочных базальтов. С современных позиций, условия плавления мантии при появлении столь разных по составу расплавов систематически различаются, следовательно одинаковый состав их первичных магм вызывает серьезные сомнения. Не менее проблематично допускать и совпадение траекторий фракционирования для расплавов столь разной щелочности. Наиболее сомнительной гипотеза фракционирования для объяснения образования расплавов одной линии кажется применительно к базальтам Северного Сихотэ-Алиня. В них, напомним, изменение содержаний CaO, MgO вдоль спектральных линий не коррелируется с вариациями других петрогенных компонентов, как будто фракционировавшие минеральные фазы не содержали других компонентов, кроме кальция и магния.

Рассматривая генезис спектральных структур, важно учитывать, что, если в 70–80 годах гипотеза фракционирования играла в петрологии господствующую роль, то в последнее время происходит существенное изменение подходов к объяснению природы базальтов. Гораздо более убедительным выглядит вывод, полученный прежде всего при изучении именно океанических базальтов [51, 54], о том, что изменчивость химического состава является следствием вариаций параметров плавления лерцолитовой мантии. Плодотворность такого подхода подтверждается успехом в разработке динамических мо-

делей адиабатического частичного плавления, которые стали основой активно развиваемой в последние годы плюмовой концепции [64]. По нашему мнению, этот путь для объяснения генезиса спектральных структур наиболее перспективен, и именно частичное плавление мантии определяет появление CaO/MgO спектра. Линии его, предположительно, отвечают отдельным температурам процесса, а давление при плавлении мантии определяет положение расплавов вдоль линий. Самыми низкотемпературными являются базальты линии, расположенной в области максимальных содержаний кальция, что согласуется с упомянутыми выше результатами А.В. Соболева и И.К. Никогосяна по базальтам Гавайских островов. Естественно, что для базальтов одной линии рост глубины формирования определяет рост содержаний магния. При такой интерпретации сохраняется ключевое различие условий образования толеитовых и щелочных базальтов. Первые, судя по их положению на спектрах, как Северного, так и Южного Сихотэ-Алиня, по сравнению с расплавами щелочных базальтов формировались на минимальных глубинах и при минимальных температурах.

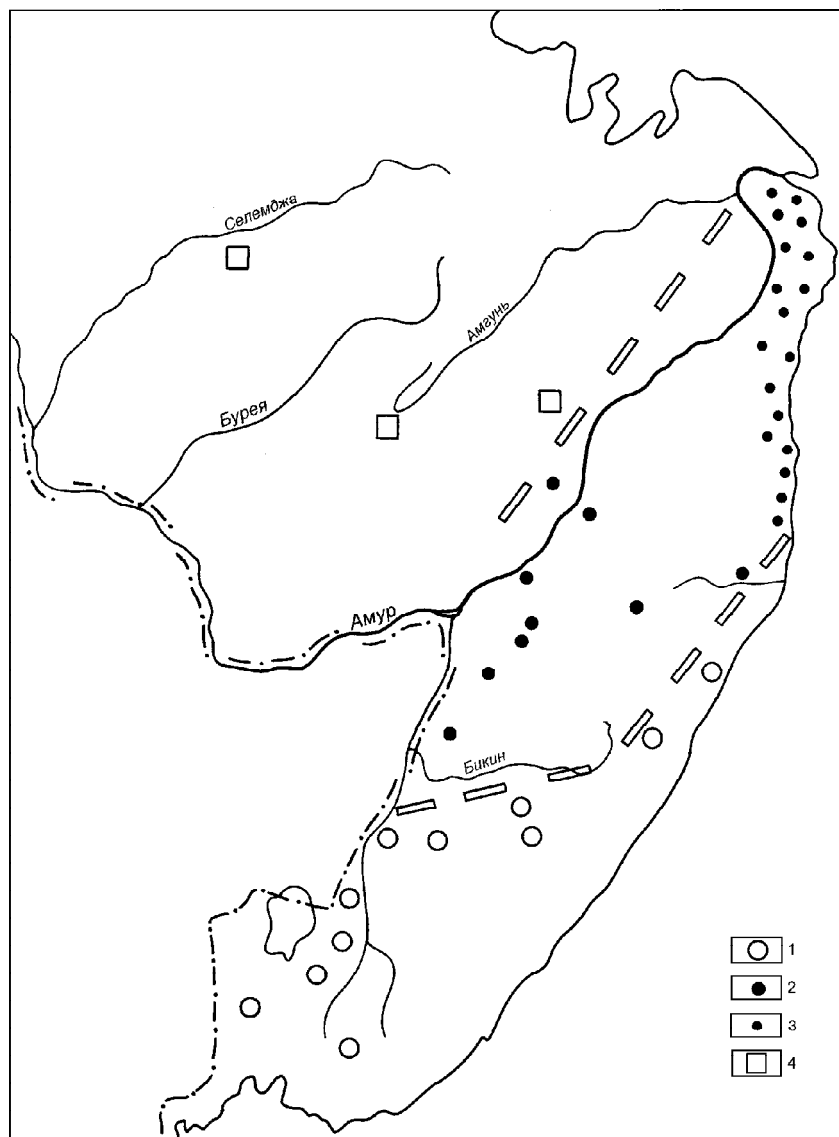
Предполагая, что вариации магния и кальция в базальтах отражают P-T условия плавления мантии, изменение содержаний щелочных компонентов естественно связывать со степенью плавления, которая максимальна для платобазальтов. Спектры щелочности, обнаруженные для базальтов Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня, показывают, что процесс истощения мантии также, вероятно, имеет дискретный характер. Понятно, что степень плавления является самостоятельным вариационным фактором, относительно независимым от температуры и давления, так как она может изменяться несогласовано, или оставаться постоянной при вариациях P-T условий.

Изучение дальневосточных базальтов показывает, что региональные вариационные структуры спектрального типа должны пользоваться широким распространением. До сих пор они не привлекали внимания, так как обычно плохо, если вообще, проявлены на компонентных диаграммах. Последнее не означает, как показывают наши оценки вариаций состава базальтов многих других регионов, например Сахалина [40], Центрального массива Франции и Восточного Китая [39], что спектральные вариационные структуры отсутствуют. Просто исторически сложившиеся петрохимические методы не позволяют их обнаружить. Во многих исследованиях предварительным этапом является выделение пород (породных групп) по минералогическим, геохимическим и иным признакам, или их комплексу. Критерии разделения на группы при этом зачастую строго не формулируются, в лучшем случае используются общие

классификационные диаграммы, границы на которых для многих конкретных ассоциаций оказываются искусственными. Реальность выделенных таким образом “пород” в химическом смысле обычно не проверяется, и средние содержания компонентов в них, как правило, плохо отражают объективно существующую дискретность химического состава. В тех же исследованиях, где предварительное разделение на породы не производится, традиционный подход ориентирован на поиск закономерностей вариаций в совокупностях, подчеркнем, частных химических анализов. Это совершенно оправдано при изучении изменчивости состава базальтов в конкретных вулканических постройках и покровах, однако при поиске региональных вариационных структур привычное использование частных анализов состава оказывается неудачным. При этом локальные вариации состава внутри вулканических тел, весьма значительные, как было выше показано на примере построек Заур и Улитка, маскируют, порою полностью “затушевывают” на графиках региональные закономерности, характеризующие изменения состава между вулканическими телами. Последним при конкретной работе отвечают петрохимически однородные группы анализов, и именно средние составы этих групп позволяют уверенно обнаруживать спектральные структуры.

Оставляя окончательное решение вопроса о происхождении спектральных структур на будущее, подчеркнем главное. При любой из двух интерпретаций вариационные спектры являются отражением состава мантии. В модели фракционирования состав субстрата задает закономерный набор первичных магм, составы которых затем определяют пути эволюции расплавов. Модель частичного плавления предполагает, что сами особенности спектра – положение и наклон линий спектра – прямо определяются составом мантийного источника. Предположение об однозначной связи спектральных структур с составом мантии справедливо лишь в том случае, если каждому вариационному спектру отвечают базальты отдельной географической области. Именно эта картина наблюдается для базальтов Дальнего Востока (рис. 7), и ее интерпретация, учитывая вышесказанное, совершенно определена. Мантия региона является гетерогенной по латерали и состоит из трех крупных самостоятельных блоков.

Прямым подтверждением показанной выше мантийной структуры являются региональные особенности состава мантийных фрагментов – шпинелевых лерцолитов, вынесенных к поверхности кайнозойскими щелочнобазальтовыми расплавами [32, 38]. В южной части региона по содержаниям петрогенных компонентов они относятся к нормальному типу лерцолитовой верхней мантии, широко распро-



**Рис. 7.** Схема латеральной гетерогенности верхней мантии региона.

Двойные пунктирные линии – границы мантийных блоков, разделяющие области распространения базальтов, относящихся к разным вариационным структурам.

1, 2 – постройки щелочных базальтов Южного (1) и Северного (2) Сихотэ-Алиня, 3 – базальты Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, 4 – щелочные базальты Восточного Приамурья.

страненному в других регионах мира [14, 37]. К северу от р. Бикин химический состав мантийных нодулей существенно изменяется. Наиболее ярко лерцолиты северного Сихотэ-Алиня отличаются аномально высокими суммарными концентрациями железа, средние содержания которого в ксенолитах разных вулканических построек здесь изменяются от 8.5 до 9.7 %, в то время как диапазон вариаций суммарного FeO в постройках южной части региона составляет 7.6–8.7 %. Это отличие составов двух блоков мантии не является единственным, не менее важно, что они имеют существенно разные особенности вариаций петрогенных компонентов [37], предполагающие значительные различия в условиях формирования мантийного субстрата. Ксенолиты в щелочных базальтах Восточного Приамурья крайне редки и до сих пор не изучались. Среди древних комплексов Буреинского массива известны немногочисленные мелкие тела ультрабазитов солокаченского комплекса,

по геологическим данным относимые к нижнему протерозою [21]. Систематическое изучение их также не проводилось, но предполагая принадлежность этих ультрабазитов к фрагментам буреинской мантии, следует обратить внимание на то, что все немногочисленные анализы их химического состава показывают низкие содержания, порядка 8%, суммарного FeO. Совершенно определено, они не могут быть отнесены по составу к мантийному веществу Северного Сихотэ-Алиня.

Приведенные данные по ультрабазитам независимо подтверждают блоковое строение верхней мантии, установленное по региональным структурам вариаций состава кайнозойских базальтов Дальнего Востока. Мантия Южного Сихотэ-Алиня и, по-видимому, Восточного Приамурья по составу относится к обычному типу лерцолитовой мантии. Мантийный блок Северного Сихотэ-Алиня, расположенный между ними, явно отличается. Сходные

блоки высокожелезистой мантии обнаруживаются по составу ксенолитов далеко к западу под плато Дариганга и Хангай. Все они локализованы в осевой зоне Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяющего Северо-Китайский и Сибирский кратоны, что позволяет рассматривать их в качестве реликтов железистой мантии Палеоазиатского океана.

Независимое подтверждение обнаруженная латеральная структура мантии находит в результатах геофизических исследований региона. Подробное рассмотрение этого вопроса предполагается сделать в отдельной работе, здесь лишь отметим, что положение мантийных блоков лучше всего отражается в современной сейсмичности региона и в характере теплового потока на Дальнем Востоке. Первые сейсмотомографические модели [63,66] также показывают, что железистой мантии северного Сихотэ-Алиня отвечает низкоскоростная аномалия, прослеживающаяся через всю верхнюю мантию до переходной зоны на глубине 410 км.

#### ЛАТЕРАЛЬНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНА

В тектоническом смысле обнаруженная гетерогенность мантии прямо отражает положение фрагментов главных литосферных плит, взаимодействие которых в конце мезозоя определило региональное строение. Модель латеральной структуры мантии, следовательно, дает возможность в необычном ракурсе – “снизу” – подойти к анализу литосферной эволюции, позволяя проверить и уточнить существующие тектонические представления. Современные взгляды на строение региона сформировались в результате работ 70–80-х годов, среди которых этапным стало исследование Л.М.Парфенова [29]. В последнем получила систематическое развитие господствующая в настоящее время идея о формировании региона в результате мезозойской субдукции плит Тихого океана под Азиатский континент.

В последнее десятилетие попытки построения детальных геодинамических моделей на основе субдукционной гипотезы [10, 18, 25, 59 и др.] предпринимались неоднократно. Хотя все предложенные варианты концептуально основаны на тектонике плит, при построении их преимущественно используется террейновый анализ, в котором вопросы количества взаимодействовавших плит и положения границ последних, обычно, просто не ставятся. Исключением являются две модели, соответствие которых мантийному строению рассматривается ниже.

#### Модель Зоненшайна-Кузьмина-Натапова

Законченное развитие тектонические представления Л.М. Парфенова получили в модели Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.П. Натапова

[18]. В соответствии с ней только древние Ханкайский и Хингано-Буреинский массивы относятся к континентальным структурам, и никаких ныне существующих комплексов к востоку от них в позднем палеозое и раннем мезозое здесь не было. К концу палеозоя древние массивы вошли в состав единого континента Амурии, восточная окраина которого в раннем мезозое (Г-Ј) являлась пассивной и занимала меридиональное положение. Отложения аккреционного комплекса Центрального Сихотэ-Алиня формировались в пределах островной дуги, отстоявшей в поздней юре (150 млн лет) от Амурии более чем на 1000 км. В начале позднего мела (95 млн лет) вдоль континентального края произошло заложение меридиональной зоны субдукции, Сихотэ-Алинский островной массив начал сближение с Амурией, и к середине позднего мела (85 млн лет) произошло их столкновение.

Рассмотренная модель определенно предполагает, что главный раздел литосферных плит находится непосредственно к востоку от Ханкайского и Хингано-Буреинского древних массивов. Именно здесь состав мантии должен изменяться, а мантийные границы в любом случае не должны продолжаться восточнее меридиональной окраины Амурии. Латеральная структура мантии (рис. 7) совершенно не согласуется с тем рисунком мантийной гетерогенности, который предполагает модель Зоненшайна-Кузьмина-Натапова. Не существует меридионально расположенного блока мантии, который можно было бы сопоставить с Сихотэ-Алинским островным массивом, как не существует вообще мантийных границ меридионального направления. Границы блоков в действительности имеют северо-восточное и субширотное простирания, а мантии Буреинского и Ханкайского массивов продолжают далеко к востоку, причем ханкайская – вплоть до Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Подчеркнутые несоответствия следует рассматривать как явное опровержение этой геодинамической модели.

#### Модель Натальина

Первые плейттектонические построения преимущественно опирались на результаты интерпретации тектоники Южного и Центрального Сихотэ-Алиня. Специальное структурное и литолого-фациальное изучение аккреционных комплексов Северного Сихотэ-Алиня, проведенное позднее в основном Б.А. Натальиным с соавторами [24, 25, 26], позволило предложить существенно новую модель мезозойской эволюции региона. Ключевым элементом ее является раннемеловая Хингано-Охотская активная континентальная окраина северо-восточного простирания, аккреционный клин которой составляют хабаровский и амурский комплексы, распространен-

ные широкой полосой вдоль Амура. Они четко маркируют положение и ориентировку зоны столкновения плит, которая полностью отвечает границе Восточно-Приамурского и Северо-Сихотэ-Алинского блоков мантии (рис. 8).

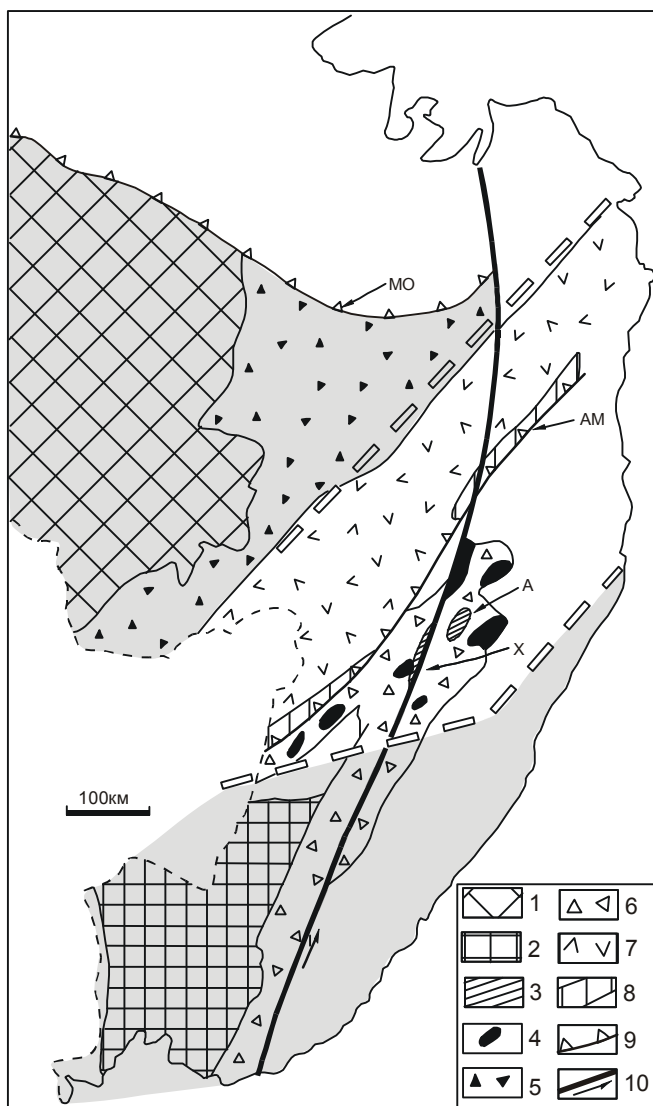
Мантийная структура подчеркивает главную особенность раннемеловой геодинамики, заключающуюся в том, что обе плиты имели кратонный характер. Ядром северо-западной плиты является Буреинский древний массив, а мантия Северного Сихотэ-Алиня несомненно связана с Анюйским микроконтинентом, древний метаморфический фундамент которого обнажается в пределах Хорского и Анюйского выступов (рис. 8). Впервые в качестве региональной структуры микроконтинент был предположительно выделен Л.М. Парфеновым [29], обратившим внимание на то, что выступы метаморфических пород располагаются в поле развития раннемеловой хунгарийской серии высокоглиноземистых гранитов. Последние же содержат ксенолиты аналогичных метаморфических пород, что позволило предположить существование сиалического фундамента под всей областью распространения гранитов, занимающих площадь порядка 25 тыс. км<sup>2</sup>. Сравнительное исследование геохимии, изотопного состава стронция и неодима, проведенное Е.В.Максимовой, В.К. Нельсоном и В.С. Приходько [55], подтвердило эту гипотезу, показав очень высокую близость метаморфических пород Анюйского блока и гранитоидов хунгарийской серии, что предполагает образование последних за счет анатексиса континентальной коры, соответствующей породам Анюйского выступа. Для Хингано-Охотской активной континентальной окраины Анюйский микроконтинент также играет ключевую роль [27], так как именно его столкновение с континентом, прекратило раннемеловую субдукцию.

Третья плита, по представлениям Б.А. Натальина, принимавшая участие в формировании региональной структуры, несомненно связана с Ханкайским микроконтинентом. Ее коллизионная граница с Анюйской плитой маркируется верхнемеловым вулканогенно-осадочным комплексом Бикинской зоны [25]. В мантийной структуре (рис. 8) Ханкайскому массиву соответствует самостоятельный блок, и положение его северной границы совпадает именно с Бикинской зоной, субширотное простираение которой резко отличается от ориентировки главных тектонических структур. На востоке эта зона обрезается Центрально-Сихотэ-Алинским сдвигом, и далее положение мантийного раздела прямо не отражается в поверхностном строении. Отметим, однако, что массивы хунгарийской серии расположены также к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 8), и именно мантийный раздел двух плит является южным пределом области их распространения.

На территории КНР границе блоков мантии отвечает Фушун-Мишанский сдвиг системы Тан-Лу, а по данным Ван Ченьюаня [5], здесь же располагается широтная граница, разделяющая аккреционные террейны Наданьхада и Хэйти-Баоцин, резко отличающиеся по геологической истории.

Таким образом, вполне согласующиеся особенности как поверхностной, так и мантийной структур показывают присутствие трех основных литосферных плит, раннемеловая коллизия которых определила современное региональное строение. Геодинамическая реконструкция А.М.Дж. Шенгера, Б.А. Натальина (рис. 9а) предполагает, что на рубеже юры и мела литосферные плиты, которые удобно именовать по соответствующим им древним массивам Буреинской, Анюйской и Ханкайской, находились на значительном расстоянии друг от друга [59]. Именно этот вариант реконструкции, впрочем, с нашей точки зрения, имеет серьезные изъяны. Совсем не ясна первоначальная позиция Анюйского микроконтинента в пределах Палеоокеана. Как отмечали А.М.Дж. Шенгер, Б.А. Натальин [59] при объяснении Охотоморской плиты, совершенно невероятно то, что в мезозое в пределах Тихого океана находились какие-либо континентальные блоки, позднее аккреировавшие к Азиатскому континенту. Этот вывод, с нашей точки зрения, целиком относится и к Анюйской плите. Предполагаемые реконструкцией направления перемещения Анюйской плиты, так же как траектория Ханкайской, явно противоречат результатам палеомагнитных исследований [52, 53]. Сопоставление палеомагнитных данных по блокам Северного и Южного Китая, Кореи, Японии определенно показывает, что к началу мела их широтное положение было близко современному и эти блоки уже являлись частями одного кратона. С этим выводом согласуются раннемеловые палеомагнитные значения, полученные С.Зангом и др. [61] для района Цзямусы (СВ Китай), географически наиболее близкого к рассматриваемому нами региону. Опираясь на палеомагнитные данные и учитывая очевидное продолжение структур Западного и Центрального Сахалина в северную Японию, следует предполагать, что непосредственно к юго-востоку от Сихотэ-Алинского региона уже к раннему мелу сформировался континентальный "барьер" и проникновение в область к северо-западу от него тихоокеанских плит было невозможно.

Латеральная структура мантии региона также ставит под сомнение обсуждаемую геодинамическую реконструкцию. Граница Анюйской и Ханкайской плит продолжается далеко к востоку (рис. 8), а, следовательно, Анюйская плита, перемещаясь в северо-западном направлении (рис. 9а), для того, чтобы занять современное положение, должна была пересечь



**Рис. 8.** Схема соответствия мантийной структуры региона и его тектонического строения.

Залиты Ханкайский и Буреинский мантийные блоки, мантийные границы показаны двойными пунктирными линиями.

Тектонические элементы: 1 – Буреинский и 2 – Ханкайский древние массивы, 3 – выходы метаморфических пород Анюйского микроконтинента: А – Анюйский купол, Х – Хорский клин, 4 – граниты хунгарийской серии; 5,6 – Баджалский (5) и Самаркинский (6) триасово-юрские аккреционные комплексы; 7 – хабаровский и амурский нижнемеловые аккреционные комплексы объединенно; 8 – Киселевско-Маноминский нижнемеловой террейн, 9 – сутуры: МО – Монголо-Охотская и АМ-Амурская; 10 – Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг. Тектоническая основа по Б.А.Наталину [25] с упрощениями, при построении схемы все границы к востоку от Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, исключая мантийные, смещены к югу.

систему сдвигов, вдоль которых двигалась Ханкайская плита. С кинематической точки зрения такая траектория перемещения представляется запрещенной, а следовательно, Анюйская плита, так же как остальные плиты региона, по всей видимости, относится к Азиатским образованиям. Явно континентальная природа всех трех плит Сихотэ-Алиня, ядрами которых являются древние массивы, отсутствие мантийных блоков, которые можно было бы соотнести с океаническими плитами, означают, что исходная геотектоническая идея, рассматривающая регион как область субдукционного взаимодействия тихоокеанских плит с Азиатской континентальной окраиной, требует корректировки. Более реалистичная палеорекострукция, учитывающая одновременно особенности тектонического строения, характер мантийной структуры и палеомагнитные данные, может быть построена, как нам представляется, если рассматривать мезозойскую эволюцию Сихотэ-Алинского региона в контексте общего развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

#### Экструзионно-коллизионная модель

Проведенные в последние годы комплексные исследования Центрально-Азиатского складчатого пояса (выделим особо работы по созданию его современной тектонической карты в рамках проекта МПГК 283 “Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана” [2, 3], а также палеомагнитные исследования [13, 30]) вполне определенно продемонстрировали, что характер фанерозойской эволюции определялся постепенным сближением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. В мезозое последние разделялись Монголо-Охотским океаном, закрытие которого, смещаясь с запада на восток, завершилось только к концу юры. Океан при этом являлся открытой на восток частью Палеоокеана, в сторону которой при субмеридиональном сжатии выдавливались литосферные блоки, располагавшиеся первоначально к северу от Северо-Китайского кратона. Такой стиль эволюции принято обозначать как эскейп-тектоника. Мы вслед за Г. Кимурой, М. Такахаси, М. Коно [50] предпочитаем термин экструзионная тектоника, аналогичный в смысловом отношении и более удобный при использовании с точки зрения норм русского языка.

**Экструзионная стадия (Т-Ж).** Мезозойские события на востоке Палеоазиатского океана рассмотрены А.М.Дж. Шенгером, Б.А. Наталиным [59], которые предложили выделить “маньчжуриды” – новый тектонический ансамбль, объединяющий фрагменты докембрийской континентальной коры, располагавшиеся в позднем палеозое вдоль северной границы Северо-Китайской платформы. Фрагментация маньчжурид началась в перми при конвергенции

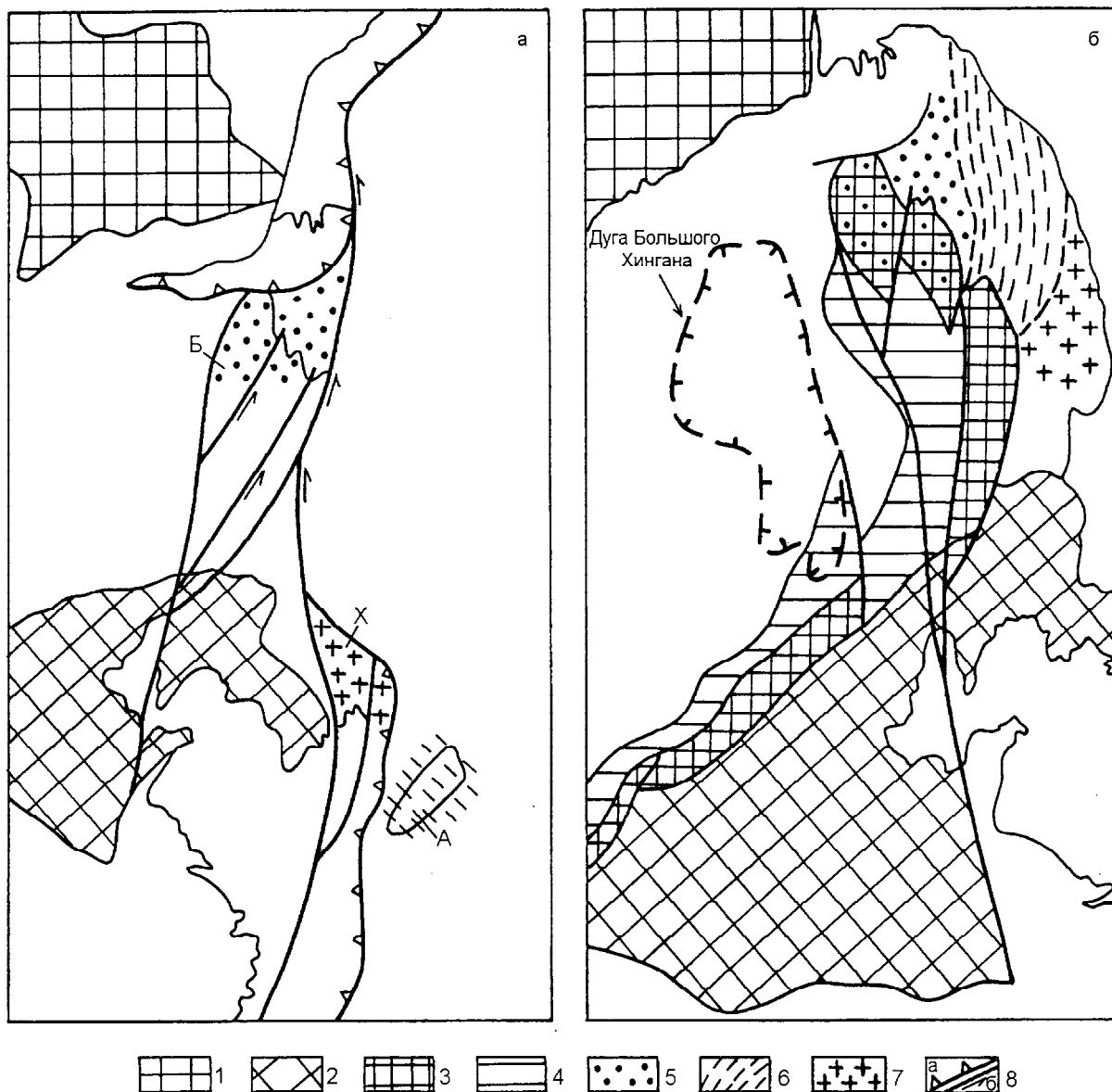


Рис. 9. Положение мантийных блоков в моделях мезозойской эволюции Восточной Азии [59].

а) Палинспастическая реконструкция nipпонид для границы юры и мела. б) Тектоническая схема маньчжурид.

1–2 – платформы: 1 – Сибирская, 2 – Северо-Китайская. Маньчжуриды: 3 – блоки с докембрийским фундаментом, 4 – палеозойские аккреционные комплексы. Типы мантий: 5 – Буреинская, 6 – Анюйская, 7 – Ханкайская. 8 – зоны разломов: а – сутуры, б – сдвиги.

Сибирского и Северо-Китайского кратонов, под действием которой литосферные блоки по системе сдвигов смещались сначала к востоку, затем поворачивали на северо-восток, формируя в конечном счете восточную окраину Азии. Буреинский блок мантии отвечает двум северо-восточным блокам маньчжурид на схеме А.М.Дж.Шенгера, Б.А.Натальина (рис. 9б), а Анюйский блок является прямым продолжением следующего континентального фрагмента маньчжурид. Анюйский микроконтинент в структурном отношении оказывается совершенно аналогичен Бу-

реинскому и был, по всей видимости, точно также выдавлен с северной границы Северо-Китайского кратона. По этой же системе трансрегиональных сдвигов двигался и Ханкайский блок, траектория перемещений которого, вполне возможно, была близка траекториям двух других мантийных блоков. Это предположение согласуется с результатами палеомагнитного изучения ниже-, среднепалеозойских пород Ханкайского массива, проведенного Ю.С. Бретштейном, Г.З. Гурарием и Д.М. Печерским [4]. Определенные ими позиции палеополюса

оказались близки к значениям, полученным для Северо-Китайской платформы. В палеозое Ханкайский блок располагался непосредственно к северу от платформы и его средняя палеоширота ( $10.3^{\circ} \pm 11.0^{\circ}$ ) хорошо согласуется с палеоширотой палеозойских объектов Северного Китая ( $11.4^{\circ} \pm 9.1^{\circ}$ ) [4].

Первый этап эволюции региона, таким образом, по всей видимости являлся экструзионным, и, как представляется, он вполне допускает образование триасово-юрских аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня без участия процессов субдукции. Существует достаточно свидетельств того, что они не формировались в условиях нормальной океанической коры. Среди аккреционных образований полностью отсутствуют даже фрагменты офиолитовых последовательностей, а мелкие тела ультрабазитов истощены слабо и не образуют поясов, столь характерных для районов офиолитового магматизма. Базальты в составе аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня распространены ограниченно, океанические толеиты среди них не найдены и, напротив, присутствуют типично платформенные образования – меймечиты [6, 44]. В последние годы в контурах Анюйского микроконтинента обнаружены явные признаки алмазности этих меймечитов (В.С. Приходько, устное сообщение), что почти однозначно предполагает существование здесь развитой континентальной литосферы мощностью порядка 150 км. Подчеркнутые особенности, по всей видимости, связаны с тем, что морские триасово-юрские отложения аккреционных комплексов формировались не на океанической мантии, но поверх глубоко опущенных частей континентальной литосферы. Образование чешуйчато-надвиговой структуры их связано в экструзионной модели с тем, что при движении континентальный склон блоков действовал, как своего рода “бульдозерный нож”, дробя на пластины и перемешивая отложения маломощной океанической коры, находящиеся перед его фронтом. Особенности деформаций в этом случае должны быть близки к тем, которые характерны для аккреционных призм активных окраин.

Прямым доказательством несубдукционного происхождения аккреционных комплексов являются результаты изучения тяжелых минералов в юрско-меловых осадочных породах Сихотэ-Алиня [28]. За исключением отложений Киселевско-Маноминского террейна, модель формирования которых ниже будет рассмотрена отдельно, в юрско-меловых породах Северного, Центрального и Южного Сихотэ-Алиня никаких признаков влияния дугового вулканизма на терригенное осадконакопление не обнаружено. Ассоциации тяжелых минералов [28], напротив, прямо указывают на формирование отложений в условиях зрелой континентальной окраины, пассивного или

трансформного типа. Это полностью согласуется и с выводом А.Н. Филиппова [41], полученным при детальном изучении осадочных комплексов Бикинской зоны и сравнении их с аналогичными образованиями Ванданской, Баджальской и других зон региона. Формирование западной части Сихотэ-Алиня в триасово-юрское время проходило в геодинамической обстановке скольжения плит по системе крупных сдвигов. Экструзионный сценарий, как очевидно, предполагает именно такой характер осадконакопления.

В рамках субдукционных моделей для объяснения отсутствия в регионе магматических дуг, комплементарных аккреционным комплексам Сихотэ-Алиня, приходилось допускать, что последние формировались в зоне субдукции островодужных систем Юго-Восточного Китая [10, 25, 59]. Выше была показана слабость этой гипотезы с точки зрения строения мантии и возможных траекторий перемещения мантийных блоков. Она не подтверждается, как мы видим, и результатами изучения характера раннемезозойского осадконакопления [28, 41]. В модели же экструзионного развития отсутствие магматических дуг является закономерным, и зоны субдукции, если и существовали, то находились, судя по строению мантии, намного восточнее.

По всей вероятности, скорость движения блоков при экструзии была неравномерной и в целом заметно выше, чем скорость самого Северо-Китайского кратона. Как следствие, в тыловой части смещавшихся блоков должны были возникать области регионального растяжения литосферы. В связи с этим обращает на себя внимание обширное поле поздне триасовых-раннеюрских вулканитов и гранитов Большого Хингана, относимых А.М.Дж. Шенгером и Б.А. Натальным [59] к островодужным образованиям. Учитывая, однако, отсутствие вблизи предполагаемой дуги комплементарных ей субдукционных комплексов, расположение магматических образований Большого Хингана в тылу смещенных блоков, изометричность и размеры вулканического поля (рис. 9б), наконец, синхронность формирования с движением блоков, естественней и проще связывать магматизм Большого Хингана с декомпрессионным плавлением литосферы при экструзии.

Явно не согласуются с экструзионной моделью представления о глубоководных условиях накопления кремнистых отложений, формирование которых, как обычно принимается, возможно лишь в океанических котловинах, наиболее удаленных от континентов. Широкое распространение их в аккреционных комплексах региона является главным доводом в пользу субдукционных моделей его мезозойской эволюции. Однако, по данным исследования А.Н. Филиппова [41], планктоногенно-кремне-

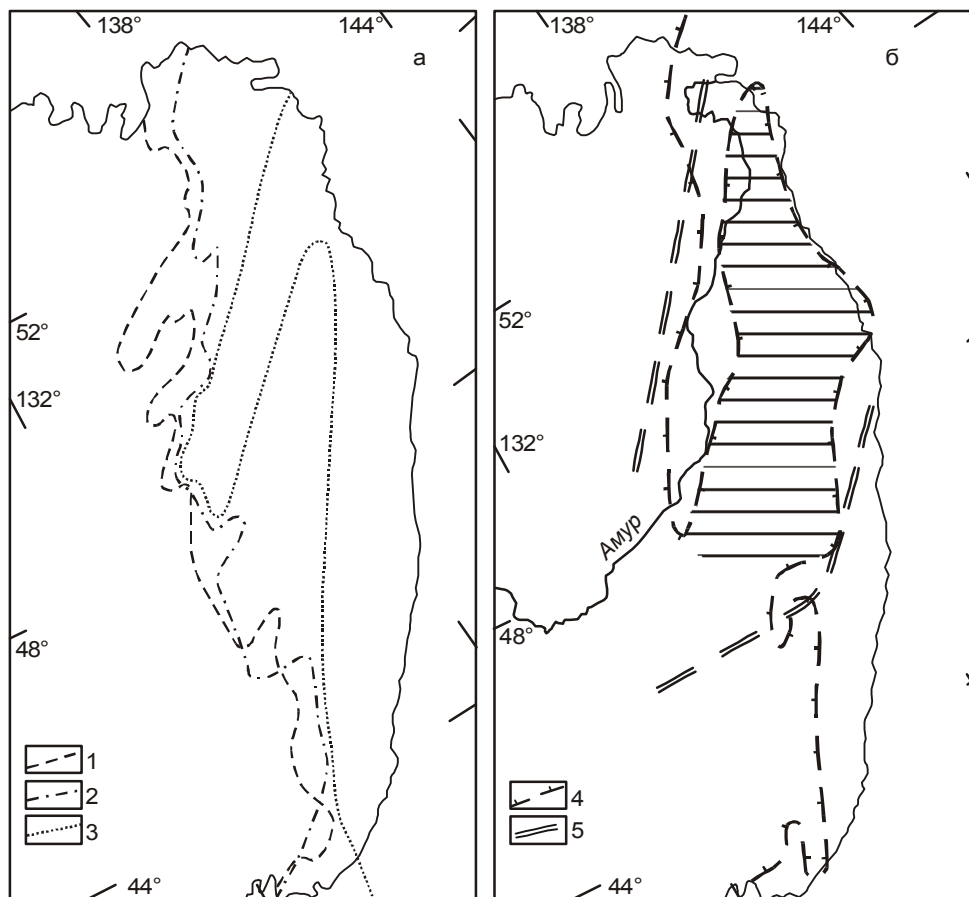


вая пелагическая формация Бикинской зоны (Т- $J_3$ ) образовалась хотя и в открытом, относительно глубоководном бассейне, но расположенном вблизи континента. Исключительно важным является обнаружение в полосчатых кремнях из верхнетриасовых-нижнеюрских отложений Самаркинского аккреционного комплекса циркона, турмалина и сфена, прямо указывающих на обстановку континентальной окраины [56]. Комплексное изучение состава кремней из офиолитов пояса Миянь-Люэ, провинции Шаньси, проведенное Д. Шенгом с соавторами [60], заставило и в этом случае предполагать, что они формировались в обстановке континентальной окраины. В целом вопрос о генезисе кремнистых отложений едва ли можно рассматривать как однозначно и окончательно решенный. В свое время И.В. Хворова [42], проведя специальное сопоставление распространенности и особенностей разных типов отложений палеозойских и современных океанов, предупреждала об опасности прямого отождествления условий и обстановок осадконакопления. Успехи палеоклиматологии последних лет подтверждают обоснованность такой позиции, все более определенно показывая резкое, если не принципиальное, отличие современной холодной биосферы от мезозойской, значительно более теплой [43]. Их нельзя отождествлять не только по температуре, но и по уровню мирового океана, темпу эрозии и осадконакопления, составу и характеру циркуляции гидросферы и атмосферы. К примеру, давление  $CO_2$  в атмосфере триаса и ранней юры, по-видимому, превышало современные значения в 3–9 раз [65], что должно было сопровождаться резким повышением уровня карбонатной компенсации. Для Сихотэ-Алинского региона гипотеза мелководного образования триасово-юрских кремнистых отложений детально обоснована в работе Ю.Г. Волохина [7]. Проведенный недавно В.И. Гречиным анализ строения разрезов и фациальных особенностей верхнемеловых-кайнозойских формаций Камчатки, Сахалина, Курильских островов также показал [12], что кремнистые осадки могли формироваться в относительно мелководных условиях, в том числе на шельфе, на глубинах не более 500–600 м. Все вышеупомянутое ставит под сомнение прямое использование в данном случае принципа актуализма и позволяет не рассматривать широкое распространение кремнистых отложений на Сихотэ-Алине в качестве решающего доказательства субдукционной природы мезозойских аккреционных комплексов. Условия мезозойского кремненакопления в пределах Монголо-Охотского океана и Палеоокеана в целом могли значительно отличаться от современных.

К концу юры произошло закрытие Монголо-Охотского океана, Буреинский и Анюйский блоки

заняли современное положение, и в раннем мелу произошла реорганизация регионального поля напряжений. По результатам В.П. Нечаева, М. Мусашиито, Донг У Ли [28], близ границы валанжина и готерива произошла резкая тектоническая перестройка, в результате которой на территории Сихотэ-Алиня и Японии прекратилось формирование меланжей и олистостром, на смену которым пришло интенсивное, но спокойное накопление турбидитов. Изменение условий осадконакопления сопровождается региональным перерывом и резкой сменой ассоциаций тяжелых минералов в осадочных породах [28]. По всей видимости, отмеченная тектоническая перестройка и зафиксировала прекращение движения на восток литосферных блоков и завершение на рубеже валанжина и готерива экструзионного этапа эволюции. Это предположение согласуется с особенностями смещения границы континента и океана в меловой период, реконструированными для разных возрастных интервалов Г.Л. Кирилловой [19]. В конце юры (срез на 150 млн л.) и в самом начале мела (берриас – валанжин, 140 млн л.), на заключительном этапе экструзионной стадии, континентальная граница относительно медленно смещалась в восточном направлении, простираясь ее и характер изрезанности при этом оставались неизменными (рис. 10а). Совершенно иной вид континентальная окраина приобретает для среза готерив – баррем (130 млн л.), который сохраняется до середины альба (рис. 10б). Граница резко смещена на восток, и на схеме обнаруживается крупный залив северо-восточного направления. Тектоническая перестройка на рубеже валанжина и готерива, таким образом, привела к принципиальному изменению конфигурации континентальной окраины. Главные особенности последней на готерив-альбской завершающей стадии формирования региона, как очевидно (рис. 10б), прямо отражают строение мантии. Континентальный блок, заштрихованный на схеме, совпадает с Анюйским блоком мантии, и характерный океанический “залив” (рис. 10а, б) явно наследует положение мантийной границы. Подчеркнутые выше особенности преобразования континентальной окраины предполагают, что на рубеже валанжина и готерива началась принципиально новая стадия эволюции, связанная с кардинальным изменением характера перемещения и взаимодействия литосферных блоков.

**Коллизионная стадия ( $K_1$ ).** Близость траекторий перемещения Анюйского и Буреинского блоков заставляет отказаться от модели раннемеловой Хинганско-Охотской активной континентальной окраины. Объясняемые ею особенности тектонического строения, исходя из региональной структуры мантии, легко интерпретировать с иных позиций. Главным при этом является то, что разновозрастные хабаровский и



**Рис. 10.** Изменение положения и конфигурации континентальной границы в меловой период, по Г.Л.Кирилловой [19].

а) Положение границы для разных возрастных срезов: 1 – позднеюрского (150 млн лет), 2 – берриаса – валанжина (140 млн лет), 3 – готерива – баррема (130 млн лет).

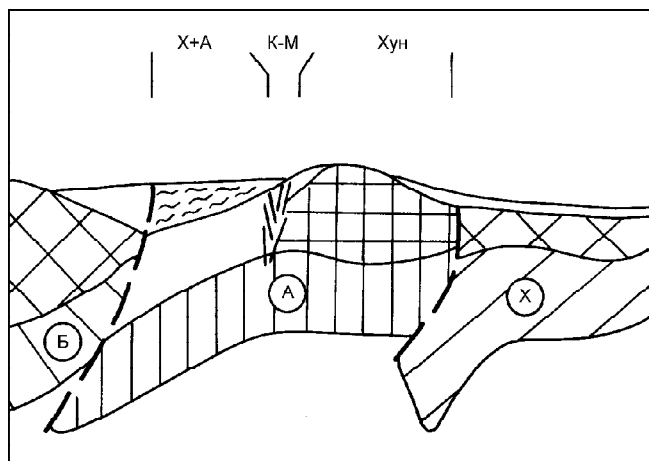
б) Соотношение структуры мантии и конфигурации континентальной окраины. 4 – положение границы континента для середины альба (100 млн лет), 5 – границы мантийных блоков.

амурский комплексы, комплексы Киселевско-Маноминского террейна и хунгарийская гранитоидная серия, последовательно сменяя друг друга в юго-восточном направлении, выступают в пространственно-временном отношении элементами единого тектонического ансамбля (рис. 8). Вместе они полностью покрывают территорию Анюйского литосферного блока, занимая область между юго-восточной границей Буреинского блока и северо-западной границей Ханкайского. Образование отмеченного ансамбля, учитывая мантийную структуру, по всей видимости, связано с раннемеловой коллизией литосферных блоков.

В результате экструзионного этапа сформировалась своеобразная клавишная структура литосферы, в которой Анюйский блок, обладающий более плотной мантией, оставался глубоко опущенным. В его наиболее удаленной юго-восточной части, как показали исследования Киселевско-Маноминского террейна [22], формирование осадков океанической коры продолжалось вплоть до конца готерива, времени столкновения Ханкайского литосферного блока с юго-восточной окраиной Анюйского блока.

Последующие основные события в рамках коллизийной модели могут быть описаны следующим образом. Анюйский блок к середине раннего

мела оказался “зажат” между Буреинским и Ханкайским литосферными блоками и был не только деформирован, но и наклонен в северо-западном направлении (рис. 11). В результате вдоль его границы с Буреинским блоком образовался асимметричный прогиб, в котором формировались турбидиты амурского и хабаровского комплексов. Осадконакопление протекало на фоне постоянного давления со стороны Ханкайского блока, которое привело к образованию чешуйчато-надвиговой структуры. В юго-восточной, приподнятой части Анюйского блока в обстановке максимального сжатия синхронно происходило формирование коллизионных хунгарийских гранитов с возрастом 105–130 млн лет. Именно в этой части отмечаются наибольшая для региона мощность коры и максимальная высота рельефа Сихотэ-Алинского хребта, отражающие скупивание. Сходная картина развития складчатых поясов при коллизии была рассмотрена В.А.Коротеевым, А.Ю.Кисиним и В.Н.Сазоновым в модели горизонтального сжатия с изгибом [20]. Согласно ей, в случае любого изгиба происходит формирование парных зон сжатия и растяжения. В зоне положительного изгиба переход энергии сжатия в тепловую приводит к разогреву и плавлению нижней части деформируемого слоя с образованием куполовидных структур, глубоким метамор-



**Рис. 11.** Принципиальная схема раннемеловой коллизии.

Мантийные блоки: Б – Буреинский, А – Анюйский, Х – Ханкайский, отвечающие им блоки фундамента выделены клеткой. Над рисунком указаны зоны формирования: Х+А – Хабаровского и Амурского комплексов, К-М – отложений Киселевско-Маноминского террейна, Хун – гранитов хунгарийской серии.

физмом и формированием гранитов. Все это очень напоминает раннемеловые события, происходившие в юго-восточной зоне Анюйского блока литосферы.

Принципиальной особенностью моделей горизонтального сжатия с изгибом является появление переходной зоны, разделяющей области отрицательного и положительного изгиба там, где меняются знаки напряжения [20]. В нашем случае в зоне, разделяющей приподнятую и опущенную части Анюйского блока, расположен Киселевско-Маноминский террейн (рис. 8). Его раннемеловые комплексы не имеют аналогов в регионе [22], что может быть связано, с нашей точки зрения, с особыми условиями эволюции в переходной зоне. В начальный этап коллизии она отвечала области максимального изгиба литосферы (рис. 11), и с заложением здесь разрывов локального, кратковременного растяжения может быть связано появление вулканитов готерив-аптской туфогенно-осадочной толщи террейна [22]. При нарастающем сжатии и подъеме юго-восточной части Анюйского блока на месте зоны сформировался континентальный склон, в обстановке которого накапливался альбский граувакковый комплекс. Преобладающую роль в поступающем терригенном материале играли отложения океанической коры, образовавшиеся поверх Анюйского блока на предыдущем экструзионном этапе. Как подчеркнуто П.В. Маркевичем с соавторами [22], для грауваккового комплекса особенно показательны высокие содержания хромита и клинопироксена, единственным источником кото-

рых могли быть, по нашему мнению, ультраосновные тела, обнаруженные лишь в южной части Анюйского блока. Формирование в начале позднего мела аркозового комплекса Киселевско-Маноминского террейна отразило кульминацию коллизии и подъем на уровень эрозии сиалического фундамента Анюйского блока. По всей видимости,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датировки в 110 млн лет, полученные для метаморфических пород Анюйского купола, отвечающие также возрасту покровообразования в его пределах [27], фиксируют возраст максимального сжатия при коллизии.

С окончанием периода раннемелового регионального сжатия связано формирование системы сдвигов северо-восточного простирания, главным из которых является Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Перемещения, с ними связанные, оказали значительное воздействие на верхнекоровое строение региона, в частности, оказалась перекрыта тектоническими покровами северная граница Ханкайского литосферного блока. Однако какого-либо воздействия даже Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига на региональную структуру мантии не обнаружено, по всей видимости, влияние этой системы дислокаций ограничено лишь коровой частью литосферы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последние два десятилетия региональные тектонические представления развивались в русле руководящей идеи о кардинальной роли в мезозойской эволюции процессов субдукции тихоокеанских плит под Азиатскую окраину. Строение мантии региона показывает ошибочность именно этой главной идеи, так как в мантии региона безусловно отсутствуют блоки, которые могли бы являться фрагментами субдуцированных тихоокеанских плит. По всей видимости, мезозойская граница Палеоокеана, как и современная, находилась восточнее рассматриваемого региона. Экструзионно-коллизивная модель мезозойской эволюции, намеченная выше, с нашей точки зрения, является единственной реконструкцией, позволяющей дать согласованное объяснение как поверхностного, так и мантийного строения Сихотэ-Алинского региона. Принципиально, что предполагаемые ею перемещения блоков находят независимое подтверждение в результатах палеомагнитных исследований, в том числе в первых палеомагнитных данных для объектов Ханкайского массива.

Отказываясь от ведущей роли субдукции, подчеркнем, что предлагаемая нами реконструкция, в то же время, вполне согласуется с развитием современных представлений об эволюции Азиатского континента. В палеозое ведущим геодинамическим процессом было сближение Гондваны и Сибирского кратона, в котором ведущую роль играли микроконтиненты – литосферные блоки, отрывавшиеся от окраин кратонов и смещавшиеся по системам сдвигов в сто-

рону открытых океанических пространств. По мере закрытия Центрально-Азиатского, а к концу мезозоя Монголо-Охотского океанов главную роль, естественно, стали приобретать процессы коллизии литосферных блоков. В центральной части континента они завершились к началу мезозоя, а на востоке достигли максимальной интенсивности, видимо, в раннемеловое время. Для Юго-Восточной Азии, например, коллизивная модель юрско-раннемеловых событий предложена Г. Кимурой, М. Такахаси, М. Коно [50]. Предполагаемые нами раннемеловые события в Сихотэ-Алинском регионе вполне согласуются с этим преобладающим в конце мезозоя геодинамическим стилем на Восточной окраине Азии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
- Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.А., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7–8. С. 29–41.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань., Чанг Э.З. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7–8. С. 8–28.
- Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 41–63.
- Ван Ченьюань. Предварительные замечания о террейне хребта Наданьхада // Глубинное строение тихоокеанского обрамления: Материалы международного симпозиума “Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления.” Благовещенск, 1988. Благовещенск, 1989. Ч. II. С. 40–43.
- Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканы в акреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т.1. С. 139–141.
- Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Гладких В.С. О латеральной геохимической зональности в вулканических породах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1996. № 3. С. 219–227.
- Говоров И.Н., Илупин И.П. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны Южного Сихотэ-Алиня – фрагменты раннемеловой Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 3–25.
- Голубева Э.Д. Основные черты петрогеохимии и минералогии кайнозойских базальтоидов и лерцолитовых ксенолитов Приморья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1975. 20 с.
- Гречин В.И. Особенности мел-кайнозойского кремне-накопления северо-западного сектора обрамления Тихого океана // Закономерности эволюции земной коры: Междунар. конф. Санкт-Петербург, 1996: Тез.докл. Спб., 1996. Т.1. С. 45.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–76.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Петрохимические типы перидотитов мантии // Геохимия. 1976. № 8. С. 1160–1166.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сущевская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации их состава // Геохимия. 1979. № 2. С. 163–178.
- Есин С.В., Куголин В.А., Прусевич А.А. Вулканизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Датта – мыс Сюркум) / Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск, 1990. 158 с.
- Есин С.В., Травин А.В. Ксенолитсодержащие щелочные базальтоиды Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 76–88.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 3–20.
- Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. Модель формирования складчатых поясов на коллизивном этапе (на основе горизонтального сжатия с изгибом) // Докл. РАН. 1998. Т.358, № 4. С. 508–510.
- Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М.: Наука, 1980. 188 с.
- Маркевич П.В., Филлипов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. № 2. С. 158–172.
- Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины реки Амур: Путеводитель геологических экскурсий / ДВО АН СССР. Хабаровск, 1989. 47 с.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизивная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
- Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
- Нечаев В.П., Мусашино М., Донг У Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины.

- ны Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 21–35.
29. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
  30. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
  31. Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Бердников Н.В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985. 149 с.
  32. Приходько В.С., Степашко А.А. Вещественная неоднородность литосферной мантии Сихотэ-Алинской складчатой области // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. С. 121–128.
  33. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океанов и проблема гетерогенности мантии (общий обзор) // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. 186 с.
  34. Ромашкин А.И., Кухтина Л.М., Лобов А.И. Щелочные базальтоиды с включениями шпинелевых лерцолитов на Буреинском массиве // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 33–39.
  35. Савельева Г.Н. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов // Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 19–27.
  36. Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-ва Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т.2, №2. С. 131–168.
  37. Степашко А.А. Особенности петрохимического состава ксенолитовых ассоциаций лерцолитов щелочных базальтов // Геология и геофизика. 1988. № 12. С.95–100.
  38. Степашко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов: Препр. Хабаровск : ИТиГ ДВО АН СССР, 1990. 52 с.
  39. Степашко А.А. Сериальная модель состава кайнозойских щелочных базальтов Восточного Китая. Петрологические и тектонические следствия: Препр. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1991. 68 с.
  40. Степашко А.А. О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 87–98.
  41. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
  42. Хворова И.В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах // Геология мирового океана. 27 МГК. М.: Наука, 1984. Т. 6, Ч. 1. С. 3–8.
  43. Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 3–14.
  44. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука. 1983. 166 с.
  45. Boudier E., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V.76, № 1/2. P. 84–92.
  46. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96. P.15–26.
  47. Bryan W.B., Dick H.J.B. Contrasted abyssal basalt liquidus trends: evidence for mantle major element heterogeneity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V.58, N 1. P.15–26.
  48. Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 138, N 1, 4. P. 1–13.
  49. Helz R.T., Banks N.G., Heliker C.A et.al. Comparative geothermometry of recent Hawaiian eruptions // J. of Geophys. Res. V.100, N B9. P. 17637–17657.
  50. Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // Tectonophysics. 1990. V.181. P. 15–23.
  51. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. of Geophys. Res. 1987. V.92. P. 8089–8115.
  52. Lee G., Besse J., Courtillot V. Eastern Asia in the cretaceous: new paleo-magnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data // J. of Geophys. Res. V. 92, N B5. P. 3580–3596.
  53. Ma X., Yang Z., Xing L. The lower cretaceous reference pole for North China, and its tectonic implications // Geophys. J. Int. 1993. N 115. P. 323–331.
  54. MacKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol. 1988. V.29. P. 625–679.
  55. Maximova Z.V., Nelson B.K., Prikhod'ko V.S. Petrology and isotopic systematics of Khungari granite as a key to the history of early cretaceous collision in the Sikhote-Alin fold belt, Far Eastern Russia // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. P. 220–224.
  56. Nechaev V.P., Philippov A.N. Panasenko E.S. et al. Heavy clastic minerals in upper Paleozoic-Lower Mesozoic bedded cherts of the Sikhote-Alin terranes, Russian Far East // Mem. geol. (Lausanne). 1997. N 30. P. 13–24.
  57. Polet J., Anderson D.L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies // Geology. 1995. V. 23, N 3. C. 205–208.
  58. Scheidegger K.F., Kulm L.D., Corliss J.B. et. al. Fractionation and mantle heterogeneity in basalts from the Pery-Chile trench // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V.37, N 3. P.409–420.
  59. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis // Tectonic Evolution of Asia / Ed.: A.Yin, M.T. Harrison. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1996. P. 486–640.
  60. Sheng J. et al. Обстановка отложения кремней в офиолитово-меланжевом поясе Миянь-Люэ, провинции Шаньси [Китай] // Diqui Kehue; Zhougguo dizhi daxue xuebao = Earth Sci. J. China Univ. Geosci. 1997. 22, N 6. P. 599–602.

61. Szang S. et al. Палеомагнетизм террейна Цзямусы (Северо-Восточный Китай в позднеюрское-раннемеловое время и его тектоническое значение // Changchun dizhi xueyuan xuebao. = J. Changchun Univ. Earth Sci. 1996. V. 26, N2. P. 206–210.
62. Taylor S. R. Evidence of the evolution of the earth's continental lithosphere from geochemical consideration // Abstracts of 30th Geological Congress. Beijing: 1996. V. 1. P. 489.
63. Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Spakman W. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. P. 264–302.
64. White R.S., MacKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // J. of Geophys. Res. 1995. V.100, N B9. P. 17543–17585.
65. Yapp C., Poths H. Carbon isotopes in continental weathering environments and variations in ancient atmospheric CO<sub>2</sub> pressure // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V.137, N 1–4. P. 71–82.
66. Zhu J.-S., Cao J.-M., Li X.-G., Zhou B. The reconstruction of preliminary three-dimensional Earth's model and its implications in China and adjacent regions // Acta Geophysica Sinica. 1997. V.40, N 5. P. 627–647.

Поступила в редакцию 28 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

### *A.A. Stepashko*

#### **Mantle lateral heterogeneity in South East Russia in the context of the Asian margin Mesozoic evolution**

A new method for studying the upper mantle lateral heterogeneity has been suggested based on deciphering intraplate basalt regional compositional variations. Three mantle blocks have been identified the Cenozoic alkali basalt of each of which is characterized by its own variational structure reflecting the composition of deep melt generation domain. Mantle structure is concordant with the main peculiarities of regional tectonics. It allows considering mantle blocks as the plates the Mesozoic interaction of which formed structure of lithosphere in South East Russia. A geodynamic model has been proposed which takes into account the structure of the region both at the crustal and mantle levels. At the first (T-J) stage of evolution at the Mongol-Okhotsk Ocean closure, blocks of lithosphere were extruded along the faults in the north-eastern direction. Early Cretaceous reorganization of the strain field caused general compression (second stage) as a result of which the block occupying the central position was curved and bent in the north-western direction. A big bay formed in its back part, and the Khabarovsk complex turbidite formed within it.

### **ДИСКУССИЯ**

#### **ЧТО МОЖЕТ СКАЗАТЬ КАЛЬЦИЙ-МАГНИЕВОЕ ОТНОШЕНИЕ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ О ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ МАНТИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ?**

### *Б. А. Натальин*

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск  
Стамбульский технический университет, г.Стамбул*

Редколлегия журнала любезно ознакомила меня со статьей А.А. Степашко, в которой в той или иной степени обсуждаются тектонические модели, разработанные мною или при моем участии. Мне удалось также прочитать рецензии на статью, в которых к моему удивлению критические замечания касались лишь проблем, имеющих второстепенное значение по отношению к сути вопросов, обсуждаемых А.А. Степашко. Все это побудило меня написать предлагаемые ниже заметки и попытаться ответить на вынесенный в заголовок вопрос, а также еще раз коснуться интерпретации тектонических единиц Сихотэ-Алиня. Полагаю, что нет необходимости даже кратко суммировать высказанные в обсуждаемой статье положения, поскольку, добравшись до моих заметок, читатель уже с ними знаком.

Я не считаю, что использование главных петрогенных компонентов базальтов для обнаружения гетерогенности мантии является простой задачей даже с общей точки зрения. Будучи структурным геологом и тектонистом, я конечно испытываю трудности, связанные с исчерпывающим обоснованием этого утверждения, но то, что мне известно о происхождении базальтов, и то, что можно встретить в общих петрологических работах [19], говорит о том, что контроль

за отношением главных окислов осуществляют магматические процессы, воздействующие на первичный расплав, возникший в ходе частичного плавления. Да и само частичное плавление может осуществляться по разным схемам. Одно дело, например, если расплав остается в зоне плавления, и совсем другое, если расплав из этой зоны непрерывно или прерывисто изымается. Составы возникающих первичных магм будут различаться. К этому следует добавить возможные вариации состава первичных магм в зависимости от давления, присутствия в мантии  $H_2O$  или  $CO_2$ . Следует иметь в виду, что все факторы, влияющие на частичное плавление, могут действовать одновременно и в меняющихся во времени пропорциях. Ч. Лангмюр с соавторами [12, стр. 188] отмечают, что теоретические и экспериментальные работы "указывают на широкие вариации составов расплавов, находящихся в равновесии с лерцолитом, обладающим определенным составом и находящимся при определенном давлении". Примечательно, что А.А. Степашко в целом приветствует сходный вывод, приведенный в более ранней работе Ч. Лангмюра и Клейна, но, тем не менее, суть его работы базируется на положении, что "вариационные спектры являются отражением состава мантии".

Даже если бы мы имели прямой доступ к первичным магмам, и в наших распоряжении был бы независимый способ, позволяющий определять давление при плавлении, единственное, что мы могли бы реконструировать, это некий набор минералов, который должен присутствовать в исходной мантии, но не общий состав мантии [19, стр. 459]. Это означает, что даже однородная с точки зрения составов первичных магм мантия в реальности может быть не однородной. Зная состояние изученности региона, я понимаю сложность исключения данной теоретической возможности, но иметь ее в виду следует, особенно при переходе от геологии мантии к геологии земной коры и созданию новой тектонической модели.

С учетом разделения Fe и Mg между остаточным оливином и расплавом, о дифференциации базальтовых магм обычно судят по магнизальному номеру ( $100Mg/Mg+Fe$ ). Для первичных магм магнизальный номер должен быть порядка 70 [22]. Уменьшение значения магнизального номера интерпретируется как показатель дифференциации. Магнизальные номера базальтов, приведенных в таблице А.А. Степашко, варьируют в диапазоне 56–60, что близко номеру 55, характерному для большинства платобазальтовых провинций мира [19]\*. Эти значения однозначно свидетельствуют о том, что первичные магмы кайнозойских базальтов Сихотэ-Алиния значительно эволюционировали на пути к поверхности. Эволюция магм, помимо фракционирования, включает и другие процессы, влияющие на конечный состав извергающихся лав. Наиболее значимыми из них являются: смешение магм, диффузия элементов в условиях температурного градиента, конвекция в магматических камерах [19]. Диффузия, например, влияет на распределение ряда элементов в магматической камере прямо противоположным образом, чем это делает фракционирование. В частности, с ее помощью можно получить положительную корреляцию между MgO и CaO, что широко представлено на графиках в обсуждаемой статье и что необычно, если принять во внимание обычно наблюдаемое при простом фракционировании снижение содержания CaO, происходящее с ростом магнизального номера. Конечно же в стационарных условиях температурный градиент исчезает быстрее, чем осуществляется диффузия элементов, но если принять гипотезу плюма для образования кайнозойских базальтов северо-восточного Китая и Сихотэ-Алиния [14, 25, 26] и многократное внедрение первичных расплавов из поднимающегося материала нижней мантии в магматическую камеру, расположенную близ границы кора-мантия\*\*, то температурный градиент может быть устойчив на протяжении длительного интервала времени.

Мы должны иметь в виду также то, что щелочные оливиновые базальты, зарождающиеся на глубинах более 60 км, и малоглубинные платобазальты эволюционируют по разным схемам\*\*\*. В первых оливин кристаллизуется до самых поздних стадий эволюции магмы, а бедный Са пироксен почти не образуется. Кроме того, щелочные базальты обычно содержат более высокие концентрации несовместимых элементов, что интерпретируется как следствие возникновения первичных магм из менее деплетированной подastenосферной мантии, поднимающейся в плюмах\*\*\*\*. В обсуждаемой статье щелочные базальты и платобазальты Сихотэ-Алиния, представленные в общем-то небольшим числом усредненных выборок, анализируются совместно, и мне не ясно, почему выявленная одинаковость CaO-MgO спектров интерпретируется не как результат, скажем, случайного совпадения, а как показатель однородности усредненного состава некоего источника, который, судя по тектонической части статьи, представляет собой только одну надastenосферную и довольно древнюю мантию.

\*Примечательно, что магма с данным магнизальным номером имеет наименьшую плотность. Учитывая то, что плотность магмы – это основной параметр, контролирующий способность магмы к извержению, магматические камеры, где базальтовые магмы эволюционируют, являются плотностным фильтром [19, 23, 24]. Магмы с магнизальным номером 60 имеют минимальную плотность, поэтому они так широко и распространены. Именно этим объясняется однородность составов базальтов между регионами и, грубо, внутри регионов. Высокожелезистые базальты, являющиеся продуктом более высокой степени фракционирования [22], а не "особо глубинных" условий формирования, имеют большую плотность; им, соответственно, труднее оказаться извергнутыми.

\*\*В основании земной коры северного Сихотэ-Алиния присутствует [13] высокоскоростной горизонт (до 7 км/сек), который может соответствовать остаткам подобной камеры.

\*\*\*В модели плюма первичные магмы щелочных базальтов могут появляться на меньших глубинах, чем магмы толеитов (на пример, [23]).

\*\*\*\*Плюм может значительно усложнить схему магомгенерации (см., например, [7]). Поднимающийся плюм кондуктивно разогревает вышележащую литосферу, а летучие плюма снижают температуру солидуса литосферной мантии. Это приводит к плавлению низов литосферной мантии. Два первичных расплава смешиваются, и после эволюции смешанная магма дает нечто отличное от теоретически рассчитанных родоначальных магм толеитов и щелочных базальтов.

Влияние магматических процессов на соотношения между породообразующими окислами должны изучаться на примере конкретных магматических аппаратов (отдельные вулканы, серия потоков и т. д.). Без этой базы совершенно не ясно, как интерпретировать усредненные однородные выборки, которых может быть несколько в пределах одного вулкана, или которые могут объединять породы нескольких вулканов. Что объединяет выборки единого спектра, если поведение других породообразующих окислов какого-либо избранного спектра в большинстве случаев не коррелируется? Не близок ли ответ на этот вопрос к ответу на вопрос – какое значение может иметь средняя температура больших многоцелевого госпиталя?

Исходя из изложенного выше, я полагаю, что кальций-магниевое отношение в кайнозойских базальтах не может быть использовано для определения гетерогенности даже кайнозойской мантии.

В качестве главного аргумента в пользу использования CaO-MgO отношения для определения гетерогенности мантии выдвигается выявленное соответствие CaO-MgO спектров определенным географическим областям. К сожалению, трудно проверить этот тезис, опираясь на приведенные в статье данные, поскольку точки, представляющие выборки на рисунках 2–6 не нанесены на соответствующей карте (рис. 7). Не ясно, что побудило автора обсуждаемой статьи избрать для выявления спектров именно те районы, которые показаны на рис. 7? Я попытался нанести точки, представляющие выборки разных районов, на единую диаграмму и обнаружил, что, например, наиболее высококальциевый спектр восточного Приамурья хорошо ложится в поле высококальциевых точек южного Сихотэ-Алиня. Можно привести и другие примеры подобного совпадения. Вопрос географического районирования отнюдь не праздный. Мне, например, импонирует идея схождения литосферной мантии Баджала и Ханкайского массива, поскольку в юре оба района характеризовались сдвиговыми смещениями, параллельными окраине Азиатского континента, а в середине и позднем мезозое располагались в зоне субдукционного магматизма [2-4, 21]. С другой стороны, трудно быть уверенным в том, что взаимное расположение гетерогенностей литосферной мантии и структур верхней части земной коры сохраняется в ходе орогения. В Северо-Американских Кордильерах попытки сбалансировать перемещения, параллельные простиранию орогена по продольным сдвигам и поперечные смещения по фронтальному надвиговому поясу привели к модели, согласно которой весь ансамбль структур некоторой части земной коры буквально плывет по поверхности деколемента, удаляясь от подстилающего мантийного субстрата на сотни километров [17]. Из упомянутых выше работ [2-4, 21] легко видеть, что орогенические процессы Северо-Американских Кордильер и юга Дальнего Востока довольно сходны.

Гетерогенность мантии, выявленная по CaO-MgO спектрам, коррелируется с гетерогенностью, выявленной по изучению ксенолитов шпинелевых лерцолитов. Жаль, что эти данные скупо представлены, и точки изученных ксенолитов не показаны на карте наряду с положением выборок, представленных на рисунках 2–6. Глубинные ксенолиты несут гораздо больше информации о литосферной мантии [18], с одним лишь "но" – щелочные базальты выносят мантию, располагающуюся выше магматических камер; иначе ксенолиты не сохранить. Утверждается, что гетерогенность по ксенолитам и CaO-MgO спектрам "прямо отражает положение фрагментов главных литосферных плит, взаимодействие которых в конце мезозоя определило региональное строение". Данный вывод имеет полное право на существование, но единственный ли он? Рассмотрим только ксенолиты. Большинство точек щелочных базальтов Северного Сихотэ-Алиня, несущих ксенолиты, располагается в районе, где меловой магматизм, связанный с субдукцией, проявлен значительно слабее, чем в других обсуждаемых районах. Природа субдукционного магматизма в достаточной мере ясна (например, [19]). Магмы возникают в мантийном клине нависающей плиты за счет его разогрева в ходе вызванной субдукцией конвекции и снижения температуры солидуса мантии водой, высвобождающейся из пород глаукофансланцевой фации океанической плиты при переходе к эклогитам. Плавление мантии означает ее деплетирование. Естественно, что железа – совместимого элемента – останется в мантии больше там, где плавления было меньше (Северный Сихотэ-Алинь, по А.А. Степашко).

Я намеренно не касаюсь Восточного Приамурья, поскольку мантийные ксенолиты здесь не изучены, а Солокаченский комплекс ультрабазитов Буреинского массива использовать вряд ли следует. Последний несет в себе информацию о мантии неизвестного океана или окраинного моря в случае, если ультрабазиты представляют собой включения в субдукционно-аккреционном меланже, либо о мантии Сибирского кратона [21] или восточной Гондваны (см. реконструкции в [5]) в случае, если ультрабазиты действительно имеют раннепротерозойский возраст и являются интрузиями.

Исходя из изложенного в трех последних параграфах, я вынужден заключить, что CaO-MgO отношение в кайнозойских базальтах, даже в совокупности с ксенолитами, мало что могут сказать о гетерогенности юрско-раннемеловой или более древней мантии Сихотэ-Алиня.

Тектоническая модель А.А. Степашко в значительной степени базируется на установленных различиях CaO-MgO спектров, что интерпретировано как отражение гетерогенности юрско-раннемеловой и более древней мантии. При построении модели переинтерпретированы возрастные соотношения и тектоническая природа некоторых важных комплексов Сихотэ-Алиня. Я не могу согласиться с многим из того, что представлено в этой части статьи, но в дискуссии к статье просто нет места обсуждать все разногласия. Поэтому остановлюсь на том, что считаю принципиально важным для последующих исследований.

1. При построении палеотектонических реконструкций достаточно редко обнаруживается идеальное совпадение палеомагнитных, палеогеографических и геологических данных. Всегда приходится искать компромисс. А.А. Степаш-

---

\*Необходимо уточнить, что взаимодействие плит завершилось к началу сенона – началу формирования Восточного Сихотэ-Алинского пояса.



ко утверждает, что новые палеомагнитные данные по Ханкайскому массиву и северному Китаю противоречат палеотектоническим реконструкциям А. М. Дж. Шенгёра и Б. А. Натальина [21]. Если взять приведенные А.А. Степашко цифры с указанной погрешностью измерения, то они означают, что изученный район на Ханкайском массиве ( $10.3^{\circ}\pm 11.0^{\circ}$ ) может быть на 22 км южнее изученной точки Северного Китая ( $11.4^{\circ}\pm 9.1^{\circ}$ ) или же быть удаленным от неё к северу на 2100 км (для сравнения – длина Сихотэ-Алиня порядка 1400 км). Это всего лишь возможное разобширение по широте, но с учетом простираения восточной окраины Северного Китая ( $65^{\circ}$ ) по отношению к пермскому полюсу [8] данное разобширение имело и долготную составляющую. Таким образом,  $2100 \text{ км}/\sin 25^{\circ} = 4964 \text{ км}$ . Кроме того, большая часть объектов в сдвиговой зоне увеличивает свои продольные размеры, и 150–200% – это не предел. Последнее мы можем также добавить к вышеназванным цифрам со знаком плюс, учитывая триасовые правосторонние смещения, установленные на юго-востоке Кореи и по обрамлению массива Хида. Это и будет степень “палеомагнитной” свободы для компромисса, и эта свобода больше той, что использовалась и специально оговорена в [21].

2. Нет никаких кинематических запретов на траекторию перемещения Анюйского микроконтинента совместно с надвинутым на него Самаркинским аккреционным комплексом. А. М. Дж. Шенгёр и Б. А. Натальин [21] полагают, что две эти тектонические единицы двигались к северу по отношению к Ханкайскому массиву быстрее, чем Ханкайский массив смещался в том же направлении по отношению к восточной окраине Азии. Сейчас я согласен с А.М.Дж. Шенгером и А. А. Степашко, что Анюйский микроконтинент имеет азиатское происхождение, такое же, как и Южно-Японский микроконтинент (см. [21]).

3. Хинганский массив в модели А.А. Степашко рассматривается как составная часть маньчжурид. Здесь я вижу два принципиальных противоречия. Во-первых, полярность позднелазейских магматических дуг маньчжурид северная и северо-западная [21], а Ханкайского массива – юго-восточная [6]. Если принять экструзионную модель А. А. Степашко, то Ханкайский массив должен развернуться в мезозое почти на  $180^{\circ}$ . Я не вижу никаких тому свидетельств. Во-вторых, если отнести Ханкайский массив к маньчжуродам, то остается без объяснения зона Южный Китами Японии и зона Циркум-Хида. Стратиграфическая летопись этих зон идентична летописи Ханкайского массива, что в модели [21] позволило объединить эти три тектонические единицы в единую пермскую магматическую дугу Хакихида\*. Эти тектонические единицы не имеют сходства ни с одной из известных мне зон востока Азии к югу от Сихотэ-Алиня.

4. Выделение Буреинского, Анюйского и Ханкайского блоков с гетерогенной мантией заставило А.А. Степашко пересмотреть тектоническую природу Самаркинского аккреционного комплекса [1,2] и представить его как объект, сформировавшийся на континентальном основании и в мелководных условиях. Оставив в стороне далеко не беспорочные требования избранных в обсуждаемой статье моделей глубинного строения и тектонической эволюции региона, замечу, что среди других критериев, положенных в основу новой интерпретации, использованы в основном те, что имеют второстепенное значение. Тяжелые фракции обломочных пород и составы песчаников дают информацию о составе преобладающего источника сноса и имеют лишь вспомогательное значение для определения тектонического режима [27]. Например, аккреционный комплекс Барбадос растет не за счет размыва Антильской магматической дуги, а за счет размыва Гвианского щита Южной Америки. Подобные примеры можно множить – Макран, Ява и т.д. Не это главное. Самаркинский комплекс как аккреционный реконструирован по признакам, имеющим первостепенное значение. Нет смысла их перечислять, они опубликованы [1, 2]. Отмечу лишь три момента.

Первое, присутствие базальтов MORB и родственных им ультрабазитов в аккреционных комплексах является скорее исключением, чем правилом. Граница между нависающей и пододвигающейся плитами в подавляющем большинстве случаев проходит между насыщенными водой и легко проницаемыми (важно для поддержки высокого порового давления флюида, облегчающего скольжение плит) турбидитами глубоководного желоба и плохо проницаемыми океаническими осадками (например, [11]). В случае, когда условия субдукции не способствуют формированию субдукционного меланжа (см. ниже), все, что ниже этой границы, большей частью бесследно исчезает. Подобный тип развития аккреционной призмы характерен для амурского комплекса, но в самаркинском комплексе океанические магматические породы и субдукционный меланж есть.

Второе, никто не спорит, что кремни могут быть мелководными. Проблема в том, что озеро или шельф надо отличить от океана. Восстановление стратиграфической последовательности аккреционных комплексов (для Японии: [15], для Сихотэ-Алиня: [1, 2]), базирующееся не только на фауне, но и на тщательном изучении в обнажениях структурных соотношений пород разных седиментационных обстановок, привело к поразительным результатам. Для литостратиграфических единиц мощностью 10–20 м удалось установить корреляцию (и не только по фауне!) для разных районов Сихотэ-Алиня, Хехцира, Японии, северо-восточного Китая (см. [21] и ссылки в этой работе). До этого даже соседние долины рек с трудом коррелировались. Мне не известна такая фашиальная устойчивость на мелководье, характеризуемом базальтовым вулканизмом, и даже на тектонически спокойных кратонах. Единственный аналог – это океаническая седиментация.

Третье, уникальным признаком аккреционных комплексов являются зоны субдукционного меланжа, которые, по-моему, до сих пор в большинстве случаев огульно описываются как олистостромы. Субдукционный меланж невозможно создать чешуйчатыми надвигами или ветвящимися сдвигами, поскольку, как бы не сложны были системы этих разломов, конечный результат представляет собой всего лишь трансляцию (часто с вращением) по системе субпарал-

\*Составлено из начальных слов названий: Ханка, Китаками, Хида.

лельных поверхностей. При определенном усердии первичные структурные соотношения подлежат реконструкции. В субдукционном меланже такая реконструкция невозможна. Если проводить аналогию с потоком жидкости, первый тип деформации можно сравнить с ламинарным течением, а второй – с турбулентным. Единственный механизм для образования данного типа меланжа – это возвратный поток насыщенного водой глинистого материала, который действует на региональном уровне только в зонах субдукции [10]. Субдукционный меланж является одним из важных структурных стилей самаркинского комплекса [2].

Здесь я вынужден прервать свои заметки, поскольку место для дискуссии ограничено, хотя от многого, высказанного в статье мимоходом, хотелось бы все-таки предостеречь. Нельзя, например, дробить и перемешивать океаническую кору, воздействуя на нее континентальной, поскольку первая много прочнее, и поэтому вся деформация будет сосредоточена во второй [11] (нож нельзя разрезать колбасой). Нельзя путем изгиба литосферы создать разлом, уходящий в зону плавления базальтов (образование киселевско-маноминского комплекса) [9, 20].

В моей дискуссии высказано слишком много критических замечаний. У читателя может возникнуть вопрос, оправдываю ли я публикацию данной статьи. Ответ “Да!” В этой статье есть то, с чем можно спорить, и то, что есть, является новым и оригинальным. А это главное требование научного произведения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кемкин И. В., Ханчук А. И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.31–42.
2. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока //Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
3. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–96.
4. Натальин Б. А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–24.
5. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
6. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
7. Baker J., Chazot G., Manzies M., Thirlwall M. Metasomatism of shallow mantle beneath Yemen by the Afar plume - implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism // Geology. 1998. V. 26. P. 431–434.
8. Bocharova N. Yu. Plate tectonic evolution of the CIS // Paleomap Project, Progress Report 57. 1993. 27 p.
9. Bott. M. H. P. The interior of the Earth: its structure, constitution and evolution. Edward Arnold, London, 1982. 403 p.
10. Cloos M. Flow melange: numerical modeling and geological constrains on their origination in Franciscan subduction complex // California, Geol. Soc. Am. Bull. 1982. V. 93. P. 330–345.
11. Kearey P., Vine F. J. Global tectonics. Blackwell Science, 1996. 333 p.
12. Langmuir C. H., Klein E. M., Plank T. Petrological systematics of mid-oceanic ridge basalts: Constrains on melt generation beneath oceanic ridges, Geophysical Monograph 71, American Geophysical Union. 1992. P. 183–280.
13. Malyshev Yu. F. Deep structure, geodynamics and seismicity in region of juncture of central Asian and Pacific mobile belts // Geol. of Pac.Ocean. 2000. V. 15. P. 233–248.
14. Miyashiro A. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // Tectonophysics. 1986. V. 122. P. 195–216.
15. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighboring East Asia, in Leitch, E.C. and Scheibner, E. (eds.), Terrane Accretion and Orogenic Belts. Am. Geophys. Union, Geodynamic Ser. 19, 1987. P. 263–273.
16. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–34.
17. Oldow J. S., Bally A. W., Ave Lallemand H. G. Traspersion, orogenic float, and lithospheric balance // Geology. 1990. V. 18. P. 991–994.
18. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples // Tectonophysics. 1996. V. 262. P. 3–18.
19. Philpotts A. R. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1990. 498 p.
20. Sengor A. M. C. in press, Continental elevation as indicator of mantle plume activity, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 352.
21. Sengor A. M. C., Natal'in B. A. Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in, The Tectonic Evolution of Asia Yin, A. and Harrison, M., (eds.), Rubey Colloquium, Cambridge University Press, Cambridge, 1996. P. 486–640.
22. Sinton J. M., Detrick R. S. Mid-ocean ridge magmachambers // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B1. P. 197–216.
23. Sparks S. J. Magma generation in the Earth, in, Brown G., Hawkesworth C., and Wilson C., (eds.), Understanding the Earth, Cambridge University Press, 1992. P. 91–114.
24. Stolper E., Walker D. Melt density and the average composition of basalt // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 7–12.
25. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V. S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Aline volcanism // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 1587–1590.
26. Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: Role of asthenospheric injection // Tectonophysics 1990. V. 181. P. 299–306.
27. Underwood M. B., Moore G. F. Trench and trench-slope basins. Busby, C. J. and Ingersoll, R. V. (eds.). // Tectonics and sedimentary basins. Blackwell Science, 1995. P. 179–219.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАДИОИЗОТОПНОМУ ДАТИРОВАНИЮ ВУЛКАНИТОВ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

*Е.П. Леликов\**, *Т.А. Емельянова\**, *В.Т. Съедин\**, *М.М. Аракелянц\*\**,  
*В.А. Лебедев\*\**

*\*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

*\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Получены новые радиоизотопные датировки (К-Аг метод) возраста мезозойско-кайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей, которые более надежно обосновывают время формирования ряда вулканических комплексов. Уточнен возраст базальтов Японской котловины Японского моря, который отвечает среднемиоцен – плиоценовому времени (13,1–4,5 млн лет), что достаточно хорошо согласуется с историей его геологического развития. Новые радиоизотопные данные по базальтам с материкового склона Южного Приморья (11,1 млн лет) подтвердили их разновозрастность с вулканитами неогеновых базальтовых плато Южного Приморья. Полученные определения для пород андезитовой толщи Северного Ямато (24,7; 21,5 млн лет) показали разновозрастность их с вулканитами трахиандезитового комплекса, что позволило объединить их в единый олигоцен-раннемиоценовый комплекс. Выполнены датировки по образцам вулканитов из Охотского моря трех возрастных комплексов: мелового, палеогенового и плиоцен-плейстоценового. Меловые магматические породы участвуют в формировании фундамента крупных возвышенностей Охотского моря, а проявление палеогенового и плиоцен-плейстоценового вулканизма отражает этап кайнозойской тектоно-магматической активизации этого региона.

**Ключевые слова:** К-Аг возраст, вулканиты, мезо-кайнозой, Японское, Охотское моря.

### ВВЕДЕНИЕ

В изучении магматических пород, наряду с данными об их вещественном составе и условиях образования, важное значение имеет определение времени проявления магматизма. Для магматических пород морского дна определяющую роль при этом играют методы радиоизотопного датирования, поскольку, в подавляющем большинстве случаев, при драгировании невозможно установить взаимоотношение магматических пород с вмещающими образованиями, а также определить последовательность излияния лавовых потоков. Поэтому, начиная с шестидесятых годов, при драгировании первых образцов вулканитов со дна Японского и Охотского морей проводилось их радиоизотопное датирование (К-Аг метод). Эти определения выполнялись в различных лабораториях по устаревшим методикам и нередко по измененным образцам, что приводило к значительному разбросу цифр значений возраста пород, даже отобранных из одних и тех же вулканических построек.

В 1999–2000 годах в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН были перепределён возраст ряда образцов, а также выполнено радиоизотопное датирование по новым образцам вулканитов северной части Японского моря и неко-

торых структур Охотского моря. Эти данные уточнили время формирования вулканитов и позволили более надежно обосновать возраст выделенных вулканических комплексов. Результаты этих исследований изложены в настоящей статье.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения изотопного возраста вулканических пород отбирались наиболее свежие образцы различного состава от базальтов до дацитов.

Содержания калия в образцах измерялось методом пламенной спектрометрии с использованием дифракционной решетки, фотоумножителя и высокочувствительного гальванометра. Точность определения составляла 1–5% относительных, в зависимости от концентрации калия. Содержание радиогенного аргона измерялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа  $^{38}\text{Ar}$ . Измерения проводились на специализированном масс-спектрометрическом комплексе в статическом режиме. Основные характеристики измерительного комплекса, созданного в ИГЕМ на базе прибора МИ 1201ИГ (чувствительность по аргону  $5 \times 10^{-3}$  А/торр и уровень холостого опыта –  $5 \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>), доведены до уровня лучшего зарубежного аналога –

масс-спектрометра VG 5400 («Micromass», Англия). Точность измерений контролировалась систематическими измерениями содержания  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  в стандартных образцах биотит «70А», мусковит «Р-207» и мусковит «Вегн –4М», а также измерением изотопного состава воздушного аргона. При расчете возраста использовались константы:  $\lambda_{\text{к}}=0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{б}}=4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}=0.1167$  (ат. %).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кайнозойские вулканогенные породы широко распространены в Японском и Охотском морях. Они участвуют в строении большинства их морфоструктур, слагая вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах и на подводных возвышенностях, реже формируя покровы на крупных возвышенностях.

**Японское море.** Процессы кайнозойского вулканизма в Японском море носили непрерывно-циклический характер. Данные радиоизотопного возраста, геологическое положение, а также особенности состава вулканитов позволили выделить ряд формационно-геохимических типов вулканитов, сформированных в несколько этапов вулканической активности [2, 8]. В настоящей статье ограничимся краткой характеристикой трех комплексов, по породам которых выполнены определения возраста: олигоцен-раннемиоценового, миоценового и среднемиоцен-плиоценового, который может быть частью раннее выделенного палеоцен-плиоценового комплекса.

Олигоцен-раннемиоценовые вулканогенные породы установлены в различных структурах Японского моря. По составу слагающих их пород они подразделяются на два комплекса или толщи: трахиандезитовую (свита Оки) и андезитовую [4].

Породы трахиандезитового комплекса распространены в южной части моря, залегая в виде покровов на гетерогенном фундаменте всех крупных возвышенностей с «субконтинентальным» типом земной коры, но наиболее полно изучены на хребте Оки, по названию которой названа и свита. Здесь она подразделяется на две толщи, нижняя из которых сложена псаммитовыми игнимбритами и спекшимися туфами риолит-трахитового и трахириолитового состава, а верхняя – псаммитовыми игнимбритами и спекшимися туфами трахиандезитового и трахидацитового состава, псаммитовыми туфами смешанного состава и пепловыми туфами. На других возвышенностях наряду с туфами встречаются трахириолиты, трахидациты и трахиандезиты. Породы комплекса относятся к субщелочной серии ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8,0\text{--}11,5 \%$ ) и по составу аналогичны образованиям кедровской и колчанской свит эоцен-олигоценного возраста Восточно-Сихоте-Алинско-

го вулканогенного пояса [5, 6, 7], отличаясь от последних более молодым возрастом.

Вулканиты свиты Оки залегают в виде покровов, сформировавшихся в субаэральных условиях на рубеже олигоцена – миоцена (24–23 млн лет). Для Японского моря этот возрастной интервал является важным этапом геологического развития его структур, когда крупные возвышенности (Ямато, Восточно-Корейская, Оки, Криштофовича и др.) находились выше уровня моря. С его окончанием завершается «континентальная» история их развития, и с конца раннего миоцена, особенно в среднем миоцене, здесь начинают формироваться толщи с морской фауной с базальными горизонтами прибрежно-морских валунно-галечниковых отложений. Современное нахождение этих отложений на глубине 1700–2200 м ниже уровня моря свидетельствует о значительном опускании этих структур в течение миоцен – голоценового времени [3].

К андезитовой толще отнесены вулканиты, развитые на возвышенности Северное Ямато. Они представлены непрерывным рядом от базальтов до дацитов, причем в ее составе преобладают андезиты ( $\text{SiO}_2 = 54\text{--}63\%$ ), тогда как базальты и дациты встречаются в ограниченных количествах.

Данные более ранних определений возраста пород андезитовой толщи варьировали в широком диапазоне от 46 до 23 млн лет [2]. Результаты наших радиоизотопных анализов из этих вулканитов Северного Ямато (таблица) уточнили их возраст, который оказался аналогичен возрасту пород трахиандезитовой толщи, что позволило объединить их в единый олигоцен-раннемиоценовый комплекс.

Миоценовый комплекс. Породы этого комплекса установлены только на материковом склоне Южного Приморья. Они представлены исключительно оливин-плагиоклазовыми базальтами, среди которых по химическому составу выделяются как низкощелочные ( $\text{K}_2\text{O} = 0,5\text{--}0,8\%$ ) и низкотитанистые ( $\text{TiO}_2$  – до 1,5%) разности, так и породы с более высоким уровнем щелочности и титанистости ( $\text{K}_2\text{O}$  – до 1,5%, и  $\text{TiO}_2$  – до 2,2%). По особенностям минерального и химического состава эти базальты аналогичны неогеновым (позднемиоценовым) платобазальтам Южного Приморья (Шуфанское, Шкотовское плато [6, 7]). Новые радиоизотопные данные (табл.) также подтверждают возможность их отнесения к неогеновым платобазальтам.

Среднемиоцен-плиоценовый комплекс. Вулканиты этого комплекса наиболее распространены в Японском море. Они слагают многочисленные вулканические постройки и хребты в глубоководных котловинах Японской (Центральной) и Ямато (Хонсю), а также наложенные вулканические постройки в краевой части подводных возвышенностей Ямато,

Таблица. Радиоизотопное определение возраста вулканитов.

№	№ пробы	Широта	Долгота	Глубина, м	K%±σ	<sup>40</sup> Ar <sub>рад</sub> (нг/г) ±σ	Возраст, млн лет ±1,6σ
1	1999-3	39° 53,6'	133° 19,3'	1350–1200	1,61± 0,025	2,8±0,08	24,7±1,0
2	2005	39° 50,4'	133° 17,4'	1600–1500	2,38± 0,03	3,6±01	21,5±1,0
3	1147-Г	41° 46,2'	132° 22,4'	1800–1580	1,01± 0,025	0,92± 0,03	13,1±0,7
4	1567	42° 07,9'	133° 44,2'	1800–1750	4,21±0,04	3,30±0,15	11,2±0,5
5	791-Б	42° 30,4'	132° 55,5'	1100–1000	0,47±0,02	0,36±0,015	11,1±0,8
6	7714-А	42° 36,1'	136° 17,4'	1600–1500	1,02± 0,025	0,76± 0,02	10,7±0,5
7	2055-4	42° 39,5'	136° 16,5'	3150–2900	2,55± 0,03	1,82± 0,08	10,2±0,5
8	2697-1-3	40° 32,5'	135° 23,2'	2100–1800	1,07± 0,025	0,61± 0,02	8,2±0,5
9	2519-2-1	38° 30,2'	129° 49,7'	1200–1050	0,93±0,02	0,51±0,015	7,9±0,5
10	2070-а	41° 26,1'	134° 59,0'	3400–3100	1,21±0,02	0,38±0,015	4,5±0,3
11	27-14-109	48° 29,3'	151° 02,1'	3050–2540	0,450± 0,015	3,8± 0,1	118±6
12	27-14-3	-	-	-	0,116±0,005	0,75± 0,02	91±6
13	3133-1	56° 12'	149° 15,5'	235	0,95± 0,02	3,15± 0,10	47±2,5
14	3111-1	52° 55,1'	148° 40,8'	1220–1160	1,82± 0,02	5,60± 0,15	44±2,5
15	3118-19	55° 00,5'	145° 09,6'	1000–800	1,38± 0,02	3,65± 0,15	39±2,5
16	27-19-10	49° 39,8'	152° 09,6'	1500–1300	0,79± 0,02	0,18±0,01	3,3±0,3
17	2357-8	47° 55,0'	148° 02,0'	2700–2900	1,50± 0,02	0,28±0,01	2,7±0,3
18	2357-5	-	-	-	1,09±0,02	0,19±0,01	2,6±0,3

Примечание: Обр. 1–10 – с подводных возвышенностей Японского моря: 1, 2 – Северное Ямато, 3 – Первенца, 4 – Тарасова, 5 – материкового склона Южного Приморья, 6, 7 – Богорова, 8 – вулкана Шевалдина, 9 – Восточно-Корейской, 10 – Беляевского; 1, 2 – андезиты, 3, 5, 6, 8, 9, 10 – базальты, 4, 7 – трахиты; 1- 2 – олигоцен-раннемиоценовый комплекс, 5 – миоценовый комплекс, 3, 4, 6–10 – среднемиоцен-плиоценовый комплекс. 11–18 – с подводных возвышенностей Охотского моря: 11, 12, 16, 17, 18 – Академии наук, 13 – Охотского свода, 14 – Института океанологии, 15 – Кашеварова; 11 – долериты, 12, 13, 15, 16, 17, 18 – базальты; 14 – трахидациты; 11-12 – меловой комплекс, 13–15 – палеогеновый комплекс, 16–18 – плиоцен-плейстоценовый комплекс.

Восточно-Корейской и Окусири. По содержанию кремнезема породы образуют ряд от базальтов до трахириолитов при резком преобладании базальтов. Последние представлены, в основном, порфиоровыми оливин-плагноклазовыми и плагноклазовыми разновидностями, реже встречаются оливин-пироксен-плагноклазовые базальты и ферробазальты. По геохимическим особенностям базальты обладают чертами сходства как с основными вулканитами известково-щелочной серии островных дуг (по высокому содержанию  $Al_2O_3 = 17-20\%$ ,  $K_2O+Na_2O = 3,5-4,5\%$ , Rb, Sr, низкому содержанию  $CaO = 8,5-10\%$ ), так и с океаническими толеитами (по высокому уровню Ni – 40–250, Cr – 150–500 г/т и особенностям состава минералов). Это специфические породы, которые были выделены в самостоятельный тип – окраинноморских толеитов и их дифференциатов позднепалеоцен-плиоценового комплекса [2, 8].

Данные более ранних определений возраста этих вулканитов варьировали в широком диапазоне значений (от 3,5 до 60 млн лет), и поэтому время формирования комплекса принималось в широком интервале от позднего палеоцена до плиоцена. При этом для Японской котловины выделялись три этапа магматической активности, а в котловине Ямато –

два [9]. Три образца базальтов из Японской котловины, для которых ранее были получены наиболее древние возрасты (2070-а – 58,5; 7714-А – 52,7; 2697-1-3 – 40,2 млн лет) были переопределены в лаборатории ИГЕМ и показали миоценовое (табл.) время их излияния. Эти радиоизотопные данные, наряду с результатами определений других образцов, позволили выделить среднемиоцен-плиоценовый комплекс, что значительно лучше согласуется с геологическими данными о развитии Японского моря, в частности, с проявлением активного рифтогенеза в Японской глубоководной котловине в позднеолигоцен-миоценовое время, на дне которой в это время формируется большая часть вулканических построек, сложенных базальтами этого типа. Наличие шаровой отдельности и стекловатых корок закаливания в базальтах вулканических построек указывает на их излияние в подводных, вероятно в близповерхностных (высокая пористость до 40%) условиях. Появление на вершинах ряда вулканических построек (Гэбасс, Тарасова) плиоценовых отложений может указывать на завершение этого процесса в плиоцене.

**Охотское море.** Основную площадь морского дна Охотского моря занимают мезозойско-кайнозойские отложения осадочного чехла, выполняющие

впадины, желоба и прогибы. Породы складчатого (акустического) фундамента выступают из-под чехла в центральной части моря на отдельных морфоструктурах: банках Кашеварова и Ионы, возвышенностях Института Океанологии и Академии Наук, в бортах впадины Дерюгина и Курильской котловины. Со склонов этих возвышенностей, наряду с метаморфическими, осадочными и интрузивными породами, были подняты многочисленные образцы вулканогенных пород мезозойско-кайнозойского возраста.

Мезозойские магматические породы представлены эффузивными и гранитоидными образованиями, которые формируют единые вулканоплутонические комплексы [11]. По радиоизотопным данным выделено два таких комплекса: позднеюрский (179,4–138 млн лет) и меловой (138–72 млн лет). Согласно имеющимся определениям возраста пик вулканизма приходится на меловое время, когда образовалось 80% всех вулканогенных пород, слагающих акустический фундамент Охотского моря. Кроме того, на ряде возвышенностей развиты кайнозойские вулканогенные породы, среди которых по радиоизотопному датированию можно выделить три группы или комплекса: палеогеновый (57,0 млн лет), миоценовый (11,9 млн лет) и плиоцен-плейстоценовый (3,3–0,92 млн лет).

Разновозрастные вулканические породы Охотского моря характеризуются многими общими петрогеохимическими особенностями, характерными для пород известково-щелочной серии островных дуг и континентальных окраин [11], поэтому для обоснования возрастных комплексов важны новые данные по радиоизотопному датированию пород.

Нами были получены возрастные датировки по образцам вулканитов трех возрастных комплексов: мелового, палеогенового и плиоцен-плейстоценового. Эти образцы были подняты при драгировании в 27 рейсе НИС «Академик Лаврентьев» в 1996 году (см. таблицу, образцы 11,12, 16), в 39 рейсе НИС «Первенец» в 1981 году (обр. 17,18) и в 31 рейсе НИС «Пегас» (обр. 13–15). Последние любезно переданы нам сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН О.С. Корневым, В.И. Нарыжным, Ю.Л. Неверовым.

Меловые вулканиты установлены в южной части возвышенности Академии Наук и представлены долеритами и базальтами. Долеритами мы называем измененные породы, состоящие из частично разрушенного плагиоклаза и полностью актинолитизированного клинопироксена, развитого в основной массе совместно с микролитами плагиоклаза, микрокрупленниками титаномагнетита и хлоритизированным стеклом. Базальты – миндалекаменные лейкократовые субафирные породы, состоящие из

плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита и вулканического стекла. Вторичные изменения выразились в развитии хлорита, халцедона и карбоната в миароловых пустотах и частично по вулканическому стеклу. Вторичные изменения пород комплекса могли повлиять на результаты их радиоизотопного датирования.

Палеогеновые вулканиты. Полученные определения возраста вулканитов по трем образцам, поднятым с различных структур северной и центральной частей Охотского моря, указывают на проявление здесь вулканической активности в палеогеновое время. На севере Охотского свода и юге банки Кашеварова изученные образцы представлены базальтами, а на возвышенности Института Океанологии – трахидацитами. Базальты – редкопористые клинопироксен-плагиоклазовые породы, которые на Охотском своде характеризуются наличием клинопироксена как во вкрапленниках, так и основной массе, а на банке Кашеварова – клинопироксен встречается только в фенокристаллах. Из вторичных изменений наблюдается слабая смектитизация стекла. Трахидациты характеризуются роговообманково-плагиоклазовым составом, субафирной и трахитоидной структурой, слабой пористостью и интенсивным замещением крупных участков анальцимом (30%).

Плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы установлены на южном и северном бортах Курильской котловины. На северном борту (южный склон возвышенности Академии Наук) они подняты на двух станциях драгирования (2357 и 27–19) и представлены базальтами, которые по минеральным и структурно-текстурным особенностям сходны с базальтами тыловой зоны Курильской островной дуги [1]. Это пористые, сериальнопорфировые клинопироксен-плагиоклазовые породы, в которых плагиоклаз резко преобладает над клинопироксеном, а основная масса сложена бурым вулканическим стеклом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые радиоизотопные данные уточнили время формирования вулканитов Японского и Охотского морей и позволили более надежно обосновать возраст ряда выделенных вулканических комплексов.

В частности, они уточнили возраст наиболее древних (палеогеновых) образцов с вулканических построек Японской котловины Японского моря. Полученные нами позднемиоцен-плиоценовые определения для этих пород более надежно согласуются с историей геологического развития Японского моря. Новые определения возраста базальта с материкового склона Южного Приморья (поздний миоцен) хорошо увязываются со временем формирования базальтовых плато юга Приморья. Полученные опре-

деления для пород андезитовой толщи Северного Ямато показали, что они аналогичны по времени формирования вулканитам трахиандезитового комплекса (олигоцен-ранний миоцен).

Для Охотского моря получены датировки возраста по образцам вулканитов трех возрастных комплексов: мелового, палеогенового и плиоцен-плейстоценового. Меловые магматические породы, скорее всего, участвуют в формировании фундамента крупных возвышенностей Охотского моря. Палеогеновый и плиоцен-плейстоценовый комплексы отражают этапы кайнозойской тектоно-магматической активизации этого региона. Процессы субдукции Тихоокеанской плиты под Курильскую дугу сопровождаются активными тектоническими процессами и проявлением рифтогенных разломных зон и вулканизма плиоцен-плейстоценового возраста не только в пределах самой дуги и Курильской котловины [10], но и в южной части Охотского моря, в том числе, в пределах возвышенности Академии Наук.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 140 с.
3. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 77–71.
4. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. Геология и геохронология кайнозойских вулканитов Японского моря // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 230–233.
5. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации нижнего Приамурья. Владивосток, 1983. 140 с.
6. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере северо-западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
7. Попов В. К. Петрология неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1986. 220 с.
8. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 2. С. 1441–1446.
9. Съедин В.Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 30–38.
10. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плиоценновый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. АН. 2000. Т. 371, № 3. С. 366–370.
11. Lelikov E.P., Emel'yanova T. A., Tararin I.A. Petrology and geochemistry of magmatic and metamorphic rocks (Sea of Okhotsk) // Third Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk-Kurile Island Arc System. M., 2000. P. 37–39.

Поступила в редакцию 3 января 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

***E.P. Lelikov, T.A. Emel'yanova, V.T. S'edin, M.M. Arakelyants, V.A. Lebedev***

#### **New radioisotopic dating for volcanites from the Sea of Japan and Sea of Okhotsk**

New radioisotopic datings (K-Ar method) of Meso-Cenozoic volcanites from the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk are obtained. They have enabled us to reason the age of the distinguished volcanic complexes. Basalts from the volcanic edifices of the Japan Sea Basin were determined the Middle Miocene – Pliocene (13.1–4.5 Ma) in age, which is well correlated with the geological evolution of the Sea of Japan. New datings for the basalts from the continental slope of Southern Primorye (11.1Ma) confirm their age being similar to the volcanites of the Neogene basalt plateaus of Southern Primorye, to which they are very similar in mineral and chemical composition. The obtained datings for the rocks from andesite series of the Northern Yamato (24.7, 21.5 Ma) show that they are concordant with the age of the volcanites of trachyandesite complex, that allows combining them into one Oligocene-Early Miocene complex. In the Sea of Okhotsk we obtained datings by the volcanite samples of three complexes: Cretaceous, Paleogene, and Pliocene-Pleistocene. Cretaceous magmatic rocks make part of the basement of large rises in the Sea of Okhotsk, and Paleogene and Pliocene - Pleistocene complexes illustrate the stages of the Cenozoic tectono-magmatic activation of the region.

**ПРИРОДА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ПО  
ДАНЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА  
КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА**

***Л. Ф. Мишин, Н. В. Бердников***

*Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Флюидные включения и изотопия кислорода и водорода были изучены во вторичных кварцитах месторождений Красивый, Белая Гора, Гряда Каменистая, Шелеховское, Маго и Бринеровское. Показано, что высокоглиноземистые вторичные кварциты, единая в генетическом отношении группа метасоматических пород, образуются в температурном интервале 190–470°C в приповерхностных условиях ( $P < 100$  бар) при воздействии на кислые горные породы гетерогенного флюида с преимущественно метеорным изотопным составом. Для их формирования необходима обстановка кислотного выщелачивания, которая создается в процессе кипения и диспропорционирования гидротермального флюида за счет эволюции соединений хлора и серы. При этом гидротермальная система испытывает кислотно-щелочное расслоение: выше зоны кипения флюида – кислотный «слой» (подэкранные горизонты, область образования вторичных кварцитов), ниже – щелочной «слой» (область рудоотложения).

Предложенная модель формирования вторичных кварцитов хорошо согласуется с геологическими данными о форме и расположении их тел в структуре вмещающих пород. Подтвержден сделанный ранее вывод о том, что вторичные кварциты сопровождают расположенное ниже оруденение, являясь, наряду с рудами, неотъемлемой составной частью полнопроявленной гидротермальной системы халькофильного профиля.

**Ключевые слова:** вторичные кварциты, гидротермальная система, термобарогеохимия, изотопия кислорода, водорода, оруденение, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

Под вторичными кварцитами понимаются метасоматические породы, содержащие в переменных количествах наряду с кварцем алунит, диккит (каолинит), диаспор, андалузит, пирофиллит, корунд и серицит. В них также встречаются джумортьерит, зуннит, турмалин, топаз, пирит, гематит и рутил. Парагенезис кварца с высокоглиноземистыми минералами позволяет отличать вторичные кварциты от различного рода окварцованных пород. Вторичные кварциты распространены в вулканических областях в ассоциации с вулканическими и плутоническими породами магнетитовой серии. Как исключение можно отметить их присутствие в Боливийских олово-серебряных месторождениях, связанных с породами ильменитовой серии [31]. Вторичные кварциты сопровождают эпitherмальные золото-серебряные, золото-полиметаллические и медно-молибден-порфиновые месторождения. В настоящее время известно большое количество массивов вторичных кварцитов, связь рудной минерализации с которыми пока не установлена. Поэтому выяснение их природы имеет большое прагматическое значение.

Относительно генезиса вторичных кварцитов существуют различные мнения. Большинство исследователей придерживаются взглядов Д. С. Коржинского [9] и Г. М. Власова [1], выделяющих среди них сольфатарный (приповерхностный) и контактовый (глубинный) типы. Вторичные кварциты эпitherмальных Au-Ag месторождений относят обычно к сольфатарному типу или выделяют их в качестве аргиллизитов [3, 18]. В англоязычной литературе подобные породы обычно описываются как “продвинутые аргиллизиты” (advanced argillic alteration). По данным [34], алунитовые и диккитовые кварциты образуют надрудную шляпу порфировой системы в целом.

Анализ петрографического состава, условий и форм залегания, связи вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями пород и интрузивным магматизмом, их места в зональной гамме гидротермально измененных пород рудных месторождений показал следующее [11]\*.

\*Развернутый вариант работы в печати.



1. Вторичные кварциты образуют пластообразные залежи с килеподобными, выклинивающимися на глубине зонами. Кровля залежей контролируется определенными гипсометрическими уровнями, обычно совпадающими со стратиграфическими границами и секущими контакты круто залегающих субвулканических тел.

2. Вторичные кварциты, независимо от их минералогического состава, образуют надрудную зону различных гидротермальных месторождений халькофильного профиля. Сами залежи кварцитов, как правило, безрудны. Оруденение иногда накладывается лишь на килевидные углубления и нижние уровни пластовой части кварцитовых залежей.

3. Между вторичными кварцитами и залегающими ниже рудоносными метасоматитами наблюдается резкий структурный и минералогический контраст. Последние сложены преимущественно калиевыми минералами (серицит, гидрослюды, адуляр, ортоклаз, биотит) и выполняют, как правило, крутозалегающие зоны с некоторым выполаживанием контактовых поверхностей в верхних уровнях гидротермально-рудной системы.

4. Между минералогическим составом вторичных кварцитов, типом рудной минерализации, фациальным составом площадных гидротермальных изменений и наличием плутонических пород существуют устойчивые связи.

В данной работе изложены результаты термобарогеохимических исследований и изотопного анализа (О, Н) минералов вторичных кварцитов из различных месторождений Востока России, максимально представляющих минералогическое и металлогеническое их разнообразие (рис.1), и сделана попытка определить место вторичных кварцитов в гидротермально-рудной системе халькофильного профиля.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

*Вторичные кварциты золото-серебряных месторождений* изучались на примере месторождений Красивый (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Белая Гора (левобережье нижнего течения р. Амур) (рис. 1, 2). Оба эти месторождения являются типичными представителями Au-Ag месторождений серицит-адулярового типа [12, 13]. Рудоносные метасоматиты в них представлены кварц-адуляровыми, кварц-адуляр-гидрослюдистыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, которые секутся кварцевыми прожилками с Au-Ag минерализацией. Рудоносная зона сверху бронируется полого залегающей пластовой залежью вторичных кварцитов. На месторождении Красивый последние представлены кварц-каолинитовыми ( $\pm$ диккит), кварц-диккит-алунитовыми и монокварцевыми разноста-

ми, на месторождении Белая Гора – каолинитовыми и монокварцевыми разностями. В прикровлевой зоне кварциты становятся более мелкозернистыми, обычно гематитизированы и нередко приобретают яшмовидный облик.

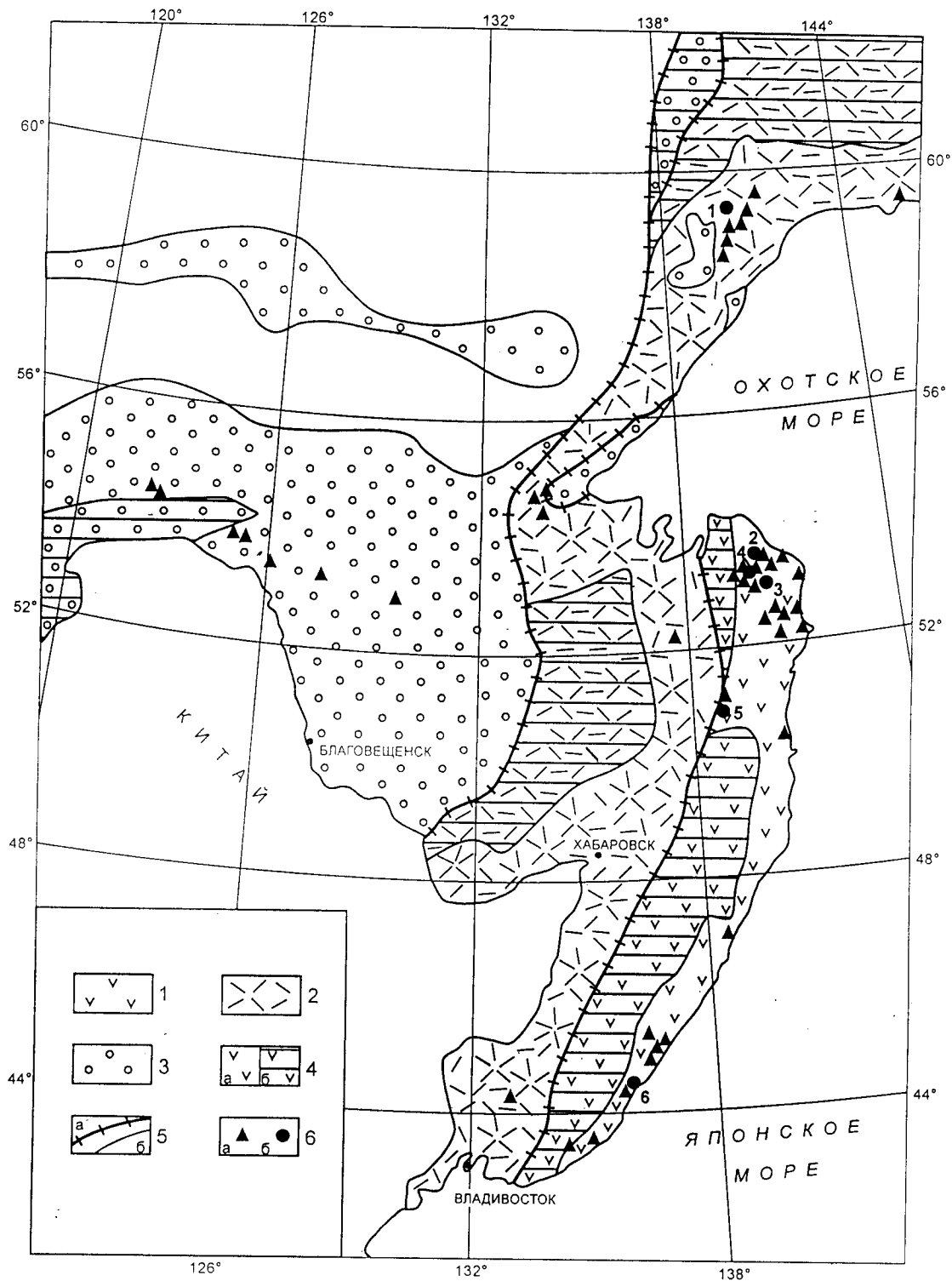
На обоих месторождениях гидротермальной проработке подвержены преимущественно субвулканические трахидациты и, отчасти, покровные лавы и туфы такого же состава. Там, где кварцитизации подвержены покровные образования, положение залежей кварцитов контролируется стратиграфическими границами, а в случае круто залегающих субвулканических тел кровля и подошва кварцитов пересекают их границы, сохраняя субгоризонтальное положение.

Породы экрана обычно осветлены за счет развития монтмориллонита и цеолитов.

*Алунитовое месторождение Шелеховское* расположено на правобережье р.Амур. Кварциты здесь слагают протяженную (10 км), мощностью до 150 м, межформационную залежь, полого наклоненную на запад (рис. 3). Кварцитизации подвержены вулканы кислого состава татаркинской свиты ( $K_2$ ). Подстиляется залежь интенсивно пропицитизированными базальтами и андезибазальтами.

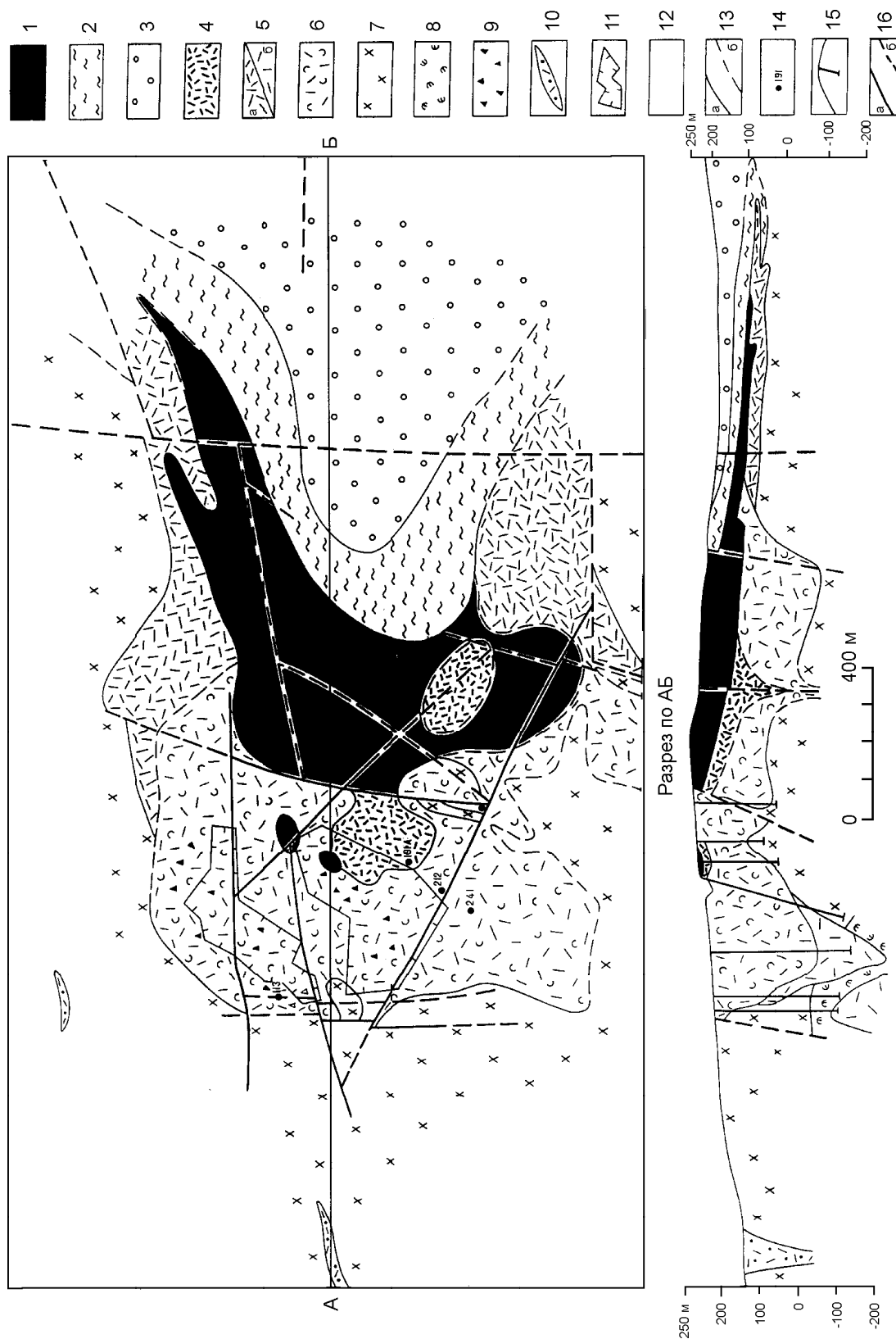
Пропицитизированные основные породы и, частично, подстилающие их алевролиты и песчаники пронизаны густой сетью зон серицит-кварцевого и серицит-хлоритового состава. В их пределах породы обычно сульфидизированы и содержат прожилки кварцевого и карбонатного состава. С этими метасоматитами связаны многочисленные, небольшие по размерам рудопроявления и точки минерализации полиметаллов с золотом и серебром.

*Алунитовое месторождение Гряда Каменистая* расположено на правом берегу р. Амур в 35 км от г.Николаевска-на-Амуре. Район месторождения сложен верхнемеловыми и палеогеновыми вулканическими породами. Вторичные кварциты здесь образуют пластообразную залежь площадью 12 км<sup>2</sup>, полого наклоненную на восток. Они представлены алунитовыми, алунит-диаспор-серицитовыми, диаспор-диккитовыми и серицитовыми разностями, а подстиляются монтмориллонит-гидрослюдистыми метасоматитами. В нижней части залежи, преимущественно в серицитовых кварцитах и в залегающих ниже аргиллизитах, отмечается вкрапленность галенита, сфалерита и, реже, халькопирита, которые развиваются по основной массе и в кварц-баритовых прожилках. На северо-запад по восстанию залежи и вниз по разрезу кварциты сменяются интенсивно измененными гранит-порфирами. Характер вторичных изменений (ортоклаз, серицит, мусковит, амфибол, биотит) и рудной минерализации (молибденит, халькопирит) соответствуют месторождениям медно-мо-



**Рис. 1.** Мезозойско-кайнозойские вулканические пояса континентальной части Юго-Востока России с размещением алунитовых месторождений и объектов исследования данной статьи.

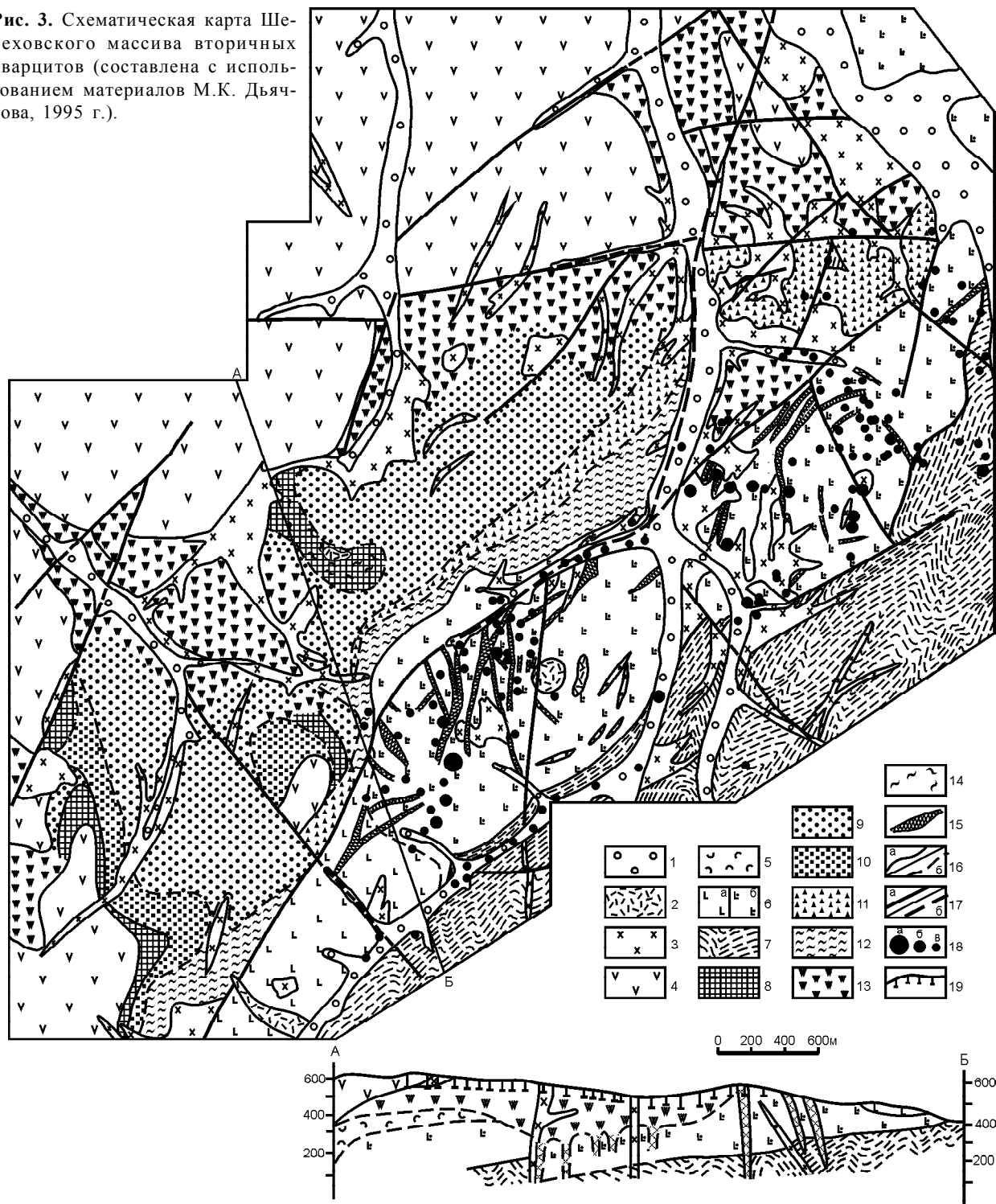
Вулканические пояса: 1 – Сихотэ-Алиньский (сеноман-палеоген); 2 – Восточно-Буреинский (альб-сеноман) и Охотско-Чукотский (альб-маастрихт); 3 – Удско-Больше-Хинганский (поздняя юра – ранний мел); 4 – зоны развития пород магнетитовой (а) и ильменитовой (б) серий; 5 – границы вулканических поясов (а) и зон (б); 6 – алунитовые месторождения (а) и объекты исследования (б). Au-Ag месторождения: Красивый (1) и Белая Гора (2); алунитовые месторождения: Гряда Каменистая (3), Маго (4), Шелеховское (5); Бринеровский массив вторичных кварцитов (6).



**Рис. 2.** Карта гидротермально измененных пород месторождения Белая Гора (Нижний Амур).

1 – вторичные кварциты; 2 – монтмориллонит-цеолитовые изменения; 3 – неизмененные надокранные трахидациты; 4 – адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты; 5 – метасоматиты кварц-гидрослюдистые с примесью глинистых минералов (а) и кварц-гидрослюдистые (б); 6 – гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты кварцитовидные, 7–8 – пропилиты хлорит-карбонатные (7) и хлорит-эпидотовые (8); 9 – кварцевые метабрекчи; 10 – метасоматиты гидрослюдистые с сульфидами и прожилками кварц-адулярового состава; 11 – контуры блоков с промышленными концентрациями Au; 12 – площади с нерасчлененными гидротермалитами; 13 – границы метасоматических фаций установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – опробованные скважины; 15 – проекции положения скважин на разрезе; 16 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Рис. 3. Схематическая карта Шелеховского массива вторичных кварцитов (составлена с использованием материалов М.К. Дьячкова, 1995 г.).



1 – современные аллювиальные отложения; 2-3 – субвулканические интрузии ( $P_1$ ) риолитов (2) и дацитов (3); 4 – толща андезитов и трахиандезитов ( $P_1$ ); 5 – татаркинская свита ( $K_2^2$ ): дациты, риолиты, андезидациты, их туфы и лавобрекчии, они же, превращенные во вторичные кварциты и кварц-гидрослюдистые метасоматиты, см. п.п. 8–13; 6 – больбинская свита ( $K_2^1$ ): базальты, андезибазальты, их туфы и лавобрекчии, пропилитизированные (хлорит-карбонатная (а) и эпидотовая (б) фации); 7 – удоминская свита ( $K_1$ ): песчаники и алевролиты; 8–14 – фации вторичных кварцитов: диккитовая (8), алуни-товая (9), пирофиллитовая (10), андалузит-диаспоровая (11), серицитовая (12), нерасчлененные кварциты (13); 14 – гематитизация; 15 – зоны кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сульфидизированных метасоматитов; 16 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – рудопроявление Гурское (а), рудопроявления (б) и точки минерализации полиметаллов, Ag и Au (в); 19 – картировочные скважины.

либден-порфирирового типа. В целом залежь вторичных кварцитов Гряда Каменная можно рассматривать как надрудную зону гидротермальной системы медно-молибден-порфирирового типа, переходного к барит-полиметаллическому типу.

*Вторичные кварциты месторождения Маго* (Нижний Амур) пространственно сопряжены с Гырминской интрузией гранитов. Кварцитизации здесь подвергнут пестрый набор пород, включающий вулканические, интрузивные и осадочные образования. Структура массива не расшифрована. В береговых обрывах на расстоянии 3 км обнажены серицитовые, алунитовые, диаспоровые и каолиновые кварциты. Со вторичными кварцитами в наложенных зонах дробления и сульфидизации известна молибден-полиметаллическая с золотом минерализация.

*Бринеровский массив вторичных кварцитов* расположен на побережье Японского моря к югу от Рудной Пристани. Поле вторичных кварцитов здесь вытянуто вдоль побережья на 2,5 км при ширине выходов до 800 м (рис. 4). Кварцитизации подвергнуты гранодиориты позднемелового прибрежного комплекса [17]. Вторичные кварциты образуют пологую залежь мощностью до 200 м. Наиболее распространены серицитовые и серицит-турмалиновые разновидности. В осевой части залежи, где отмечается максимальное погружение ее подошвы, верхнюю часть разреза слагают диаспоровые кварциты. К последним приурочено рудопроявление серы, а также вкрапленность реальгара, аурипигмента и антимонита. В подошве залежи гранодиориты слабо серицитизированы на глубину до 50 м и содержат обильную вкрапленность пирита.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Термобарогеохимические исследования проводились в лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН с использованием стандартных методик термометрического и криометрического анализа [29]. Всего изучено 26 образцов вторичных кварцитов с месторождений Красивый, Белая Гора, Маго, Шелеховское и Бринеровское. Изученные породы, как правило, представляют собой перекристаллизованные эффузивы, субинтрузивные и интрузивные породы кислого состава. Обычно порфириобласты кварца перекристаллизованы нацело, не содержат участков с различными оптическими характеристиками и не имеют зонального строения. В слабо измененных образцах включения наложенных генераций трассируют залеченные микротрещины в порфириобластах кварца, в то время как в их неперекристаллизованных частях сохраняются реликтовые флюидные и раскристаллизованные включения, относящиеся к магматической стадии формирования породы. Поэтому флюидные включения, соответствующие процессу формирова-

ния вторичных кварцитов, диагностируются здесь достаточно уверенно. В нацело перекристаллизованных (окварцованных) образцах кварц как в виде порфириобластов, так и основной массы содержит одинаковый набор включений с одинаковыми параметрами, хотя в порфириобластах они, как правило, крупнее.

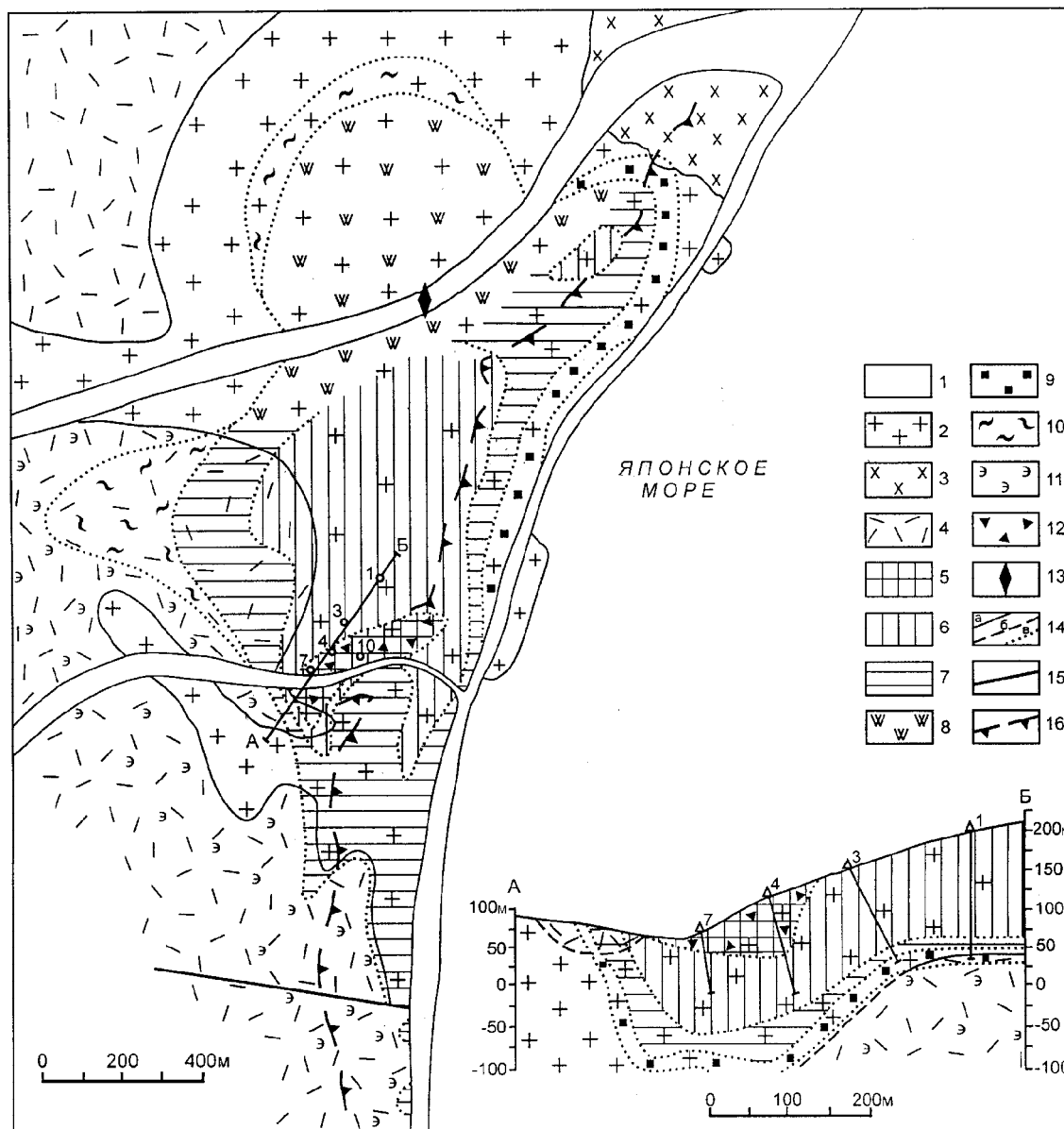
Результаты термобарогеохимических исследований представлены в табл.1, из которой следует, что для изученного материала характерны флюидные включения трех типов: существенно газовые, кристаллофлюидные и газовой-жидкие.

*Газовые включения* (рис. 5а) особенно обильны в кварце изученных объектов, кроме вторичных кварцитов месторождений Красивый и Белая Гора. Обычно они крупные (до 10–20 мкм в поперечнике), сферические, часто огранены в виде негативного кристалла кварца. Располагаются как по всему объему зерна минерала-хозяина (первичные), так и по хорошо залеченным микротрещинам (первично-вторичные). Газовые включения содержат низкоплотный газ (водяной пар), следы водного раствора (пленка воды по стенкам и в углах включений), иногда – небольшие кристаллики твердых фаз. При охлаждении таких включений редко (месторождение Маго) происходит конденсация газовой фазы с температурой плавления  $-59^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о ее преимущественно углекислотном составе с примесью газов типа  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ .

Газовые включения в изученном материале не могли образоваться в результате разгерметизации газовой-жидких, поскольку трещин разрыва и гало микровключений вокруг них не обнаружено. Отсутствуют также минералогические и петрографические признаки повторного прогрева пород. Кроме того, как показывает опыт изучения включений, термическая разгерметизация никогда не проходит одинаково во всех включениях. После нее обычно остаются сообщества включений с разной, невыдержанной степенью заполнения. В нашем же случае все газовые включения ровно “пустые”, а присутствие в них пленочной воды носит закономерный характер от образца к образцу (либо есть во всех включениях, либо нет). Маловероятна также диффузионная утечка воды из таких включений, так как температуры, при которых находились рассматриваемые включения после своего образования (менее  $470^{\circ}\text{C}$ ), слишком малы для заметного развития этого процесса [24].

Таким образом, газовые включения, вероятнее всего, образовались из малоплотной газовой фазы, которая отделялась от вскипающих гидротермальных растворов.

*Кристаллофлюидные включения* по своему образованию близодновременны или сингенетичны газовым (рис.5, б). Их присутствие характерно для вы-



**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта Бринеровского массива вторичных кварцитов, составлена с использованием материалов [17].

1 – современные рыхлые отложения; 2 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 3 – мелкозернистые диориты и кварцевые диориты; 4 – туфы риолитов; 5–8 – фации вторичных кварцитов: диаспоровая (5), турмалиновая (6), серицитовая (7), нерасчлененные кварциты (8); 9 – зона пиритизированных и слабо пропититизированных пород; 10 – серицитизация; 11 – эпидотовые пропититы по риолитам; 12 – серная минерализация; 13 – выходы зунитовых кварцитов; 14 – геологические границы установленные (а), предполагаемые (б) и фаций гидротермально измененных пород (в); 15 – разломы; 16 – верхняя кромка берегового скального обрыва.

сокотемпературных разностей вторичных кварцитов (Маго, Бринеровское поле). Кристаллофлюидные включения более мелкие (до 5 мкм), сопутствуют газовым в объеме минерала-хозяина (первичные) и совместно с ними слагают залеченные микротрещины (первично-вторичные). Они неплохо огранены, однако их формы часто уплощенные, иногда определя-

ются крупными твердыми фазами. Кристаллофлюидные включения обычно содержат пузырек газа (водяной пар без низкокипящих газов), водно-солевой раствор и несколько твердых фаз. Высокая концентрация водно-солевого раствора препятствует его кристаллизации при охлаждении. Закристаллизовать его удалось лишь в одном случае.

Таблица 1. Термобарогеохимическая характеристика вторичных кварцитов.

Тэ, °С	Тгом, °С	Состав растворов	Концентрация	Тип включений
1	2	3	4	5
Месторождения Красивый и Белая Гора				
-	90–120	-	Низкие	Очень мелкие газопо-жидкие и жидкие однофазовые
Месторождение Шелеховское				
-4, -6, -7	90, 210, 180–250	MgSO <sub>4</sub> , KHCO <sub>3</sub> , KCl (?)	3–8% NaCl экв.	Газопо-жидкие, жидкие однофазовые, газопо-вые. P<100 бар (3 определения)
Месторождение Маго				
0, -4, -29, -52÷-55	190, 210, 280–315, 350, 370	CaCl <sub>2</sub> , MgCl <sub>2</sub> , NaCl, CO <sub>2</sub> +(CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> ) – в газопо-вых	0–22% CaCl <sub>2</sub> экв. и более	Газопо-жидкие, жидкие однофазовые, газопо-вые, кристаллофлюидные. P<100 бар (4 определения)
Бринеровский массив				
-7, -8, -21, -22, -24, -32, -33, -34, -37÷-40, -43, -44, -48, -56÷-58	355–380, 460–470	KCl, NaCl, CaCl <sub>2</sub> , MgCl <sub>2</sub>	1,5–30% CaCl <sub>2</sub> экв. и более	Газопо-жидкие, газопо-вые, кристаллофлюидные. P<100 бар (1 определение)

Примечания: Тэ – температура эвтектики, Тгом – температура гомогенизации.

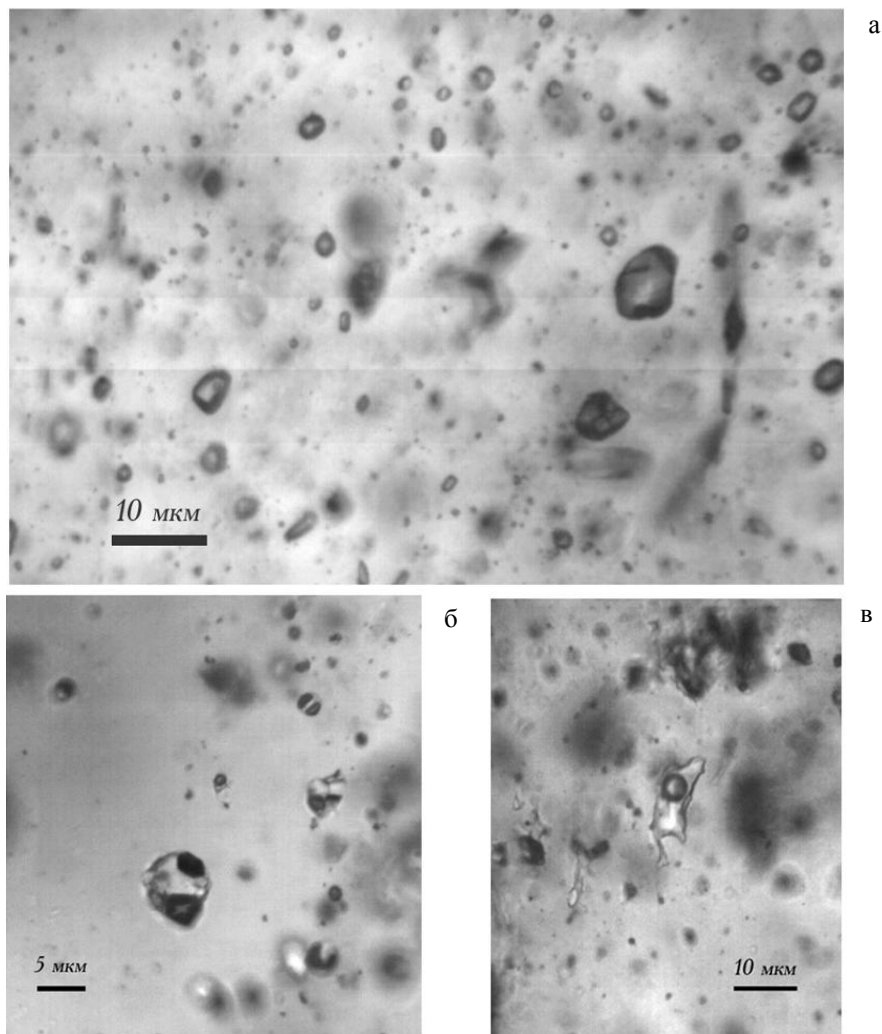


Рис. 5. Флюидные включения в кварце вторичных кварцитов: а – газопо-вые, б – кристаллофлюидные, в – газопо-жидкие.

При этом оттаивание эвтектики произошло при  $-56\div-57^\circ\text{C}$  (система  $\text{CaCl}_2+\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ ), а плавление фазы льда – при  $-52^\circ\text{C}$ , что соответствует концентрации порядка 30%  $\text{CaCl}_2$ . Как правило, в кристаллофлюидных включениях присутствуют 3 твердые фазы: мелкая округлая, крупная кубическая со сглаженными вершинами и ребрами и уплощенная субгексагональная с острыми углами. Часто их дополняют буровато-красные мелкие твердые фазы (рудные железистые?). При нагревании таких включений обычно первым исчезает пузырек газа ( $270\text{--}290^\circ\text{C}$ ), а последней – одна из прозрачных твердых фаз ( $360\text{--}470^\circ\text{C}$ ). Рудные твердые фазы часто не растворяются и после повышения температуры до  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ . Э. Реддер [29] объясняет присутствие во включениях не растворяющихся при нагревании гематита и ангидрита утечкой водорода при смене внешней обстановки на окислительную или их низкой кинетикой растворения. Следует отметить, что нагревание кристаллофлюидных включений во вторичных кварцитах крайне редко приводит к их разгерметизации, что опять же свидетельствует о низком давлении при их образовании. Невыдержанные соотношения фаз в кристаллофлюидных включениях указывают на возможность их захвата из гетерогенной среды. Поэтому среди температур гомогенизации фиксировались лишь полученные по группам включений с одинаковыми фазовым составом и последовательностью фазовых превращений при нагревании.

*Газово-жидкие* и жидкие однофазовые включения, как правило, являются более поздними, чем газовые и кристаллофлюидные (рис.5, в). Они обычно хуже огранены и трассируют залеченные микротрещины. В ряде случаев отмечено пересечение зонами газово-жидких включений сообществ газовых и кристаллофлюидных с их перенаполнением. Соотношения фаз в газово-жидких включениях в большинстве случаев невыдержанные, что свидетельствует об их формировании из гетерогенной среды. Среди них обычны признаки расшнурования. Все это привело к большим трудностям в поисках включений, пригодных к определению достоверных температур гомогенизации, которые, как известно, в случае кипения соответствуют температурам захвата. Сообщества включений с выдержанными объемными соотношениями фаз гомогенизируются при  $335\text{--}360^\circ\text{C}$ . Обычно же температуры гомогенизации газово-жидких включений варьируют в пределах  $210\text{--}315^\circ\text{C}$ .

Судя по температурам эвтектики растворов, солевой состав газово-жидких и жидких включений представлен в основном хлоридами (редко – сульфатами и бикарбонатами) Ca, Mg, Na и K с концентрациями до 27% CaCl экв.

На месторождениях Красивый и Белая Гора мельчайшие газово-жидкие и жидкие однофазовые

включения в кварце имеют первичный характер. Температура их гомогенизации не выше (или немногим выше)  $100^\circ\text{C}$ , концентрации наполняющих их растворов очень низкие.

Грубые оценки давления сделаны для газово-жидких включений при аппроксимации их состава системой  $\text{NaCl}\text{--}\text{H}_2\text{O}$  [28]. Как видно из табл.1, все полученные значения P не вышли за пределы 100 бар.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения сопоставимых результатов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  определялись в монофракциях каолинита и диккита и в двух пробах пиррофиллита. Каолинит и диккит по степени индивидуализации и размеру зерен образуют непрерывный ряд от криптокристаллических агрегатов каолинита к хорошо индивидуализированным табличкам диккита в последовательности: Белая Гора – Красивый – Шелеховское – Гряды Каменистая. ИК спектры всех проб близки к диккиту, рентгенограммы для первых трех объектов – к каолиниту, а для Гряды Каменистой – к диккиту.

В расчетах принято, что температура образования каолинитов большинства изученных образцов составляет примерно  $100^\circ\text{C}$ . Диккиты из кварцитов Гряды Каменистой кристаллизовались при более высокой температуре – около  $150^\circ\text{C}$  или более, так как диккит в изученных пробах находится в парагенезисе с диаспором.

Разложение проб для изотопного анализа кислорода проводилось с помощью  $\text{ClF}_3$ , изотопный состав определялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Вода для изотопного анализа водорода выделялась прокаливанием проб в вакууме и затем разлагалась на металлическом уране при  $800^\circ\text{C}$ . Изотопный состав водорода определялся на масс-спектрометре УД-150. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  даются в промилле относительно стандарта SMOW. Воспроизводимость определения  $\delta^{18}\text{O}$  – в пределах  $\pm 0,2\text{‰}$ ,  $\delta\text{D}$  –  $\pm 4\text{‰}$ . Анализы выполнялись в лаборатории изотопных исследований Геологического института РАН, г.Москва, аналитик Б.Г. Покровский.

Изотопный состав кислорода в изученных пробах колеблется от  $-6,3$  до  $+4,5\text{‰}$ , водорода – от  $-107$  до  $-129\text{‰}$  (табл. 2). По сравнению с неизменными магматическими породами [33] изученные пробы заметно обеднены тяжелым кислородом и дейтерием, из чего можно заключить, что в гидротермальной системе, в условиях которой они формировались, магматические флюиды играли подчиненную роль.

Изотопный состав воды, равновесной с каолинитом, определялся по уравнениям:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{кал}} - 1000 \ln a,$$

$$\delta\text{D}_{\text{воды}} = \delta\text{D}_{\text{кал}} - 1000 \ln a,$$



где  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кал}}$  и  $\delta\text{D}_{\text{кал}}$  – измеренные значения, а  $1000 \ln a$ , по данным [30], для кислорода при  $100^\circ\text{C}$  равен  $11,6 \text{ ‰}$ , при  $150^\circ\text{C}$  –  $7,6 \text{ ‰}$ . Для водорода калибровки менее точны. При расчетах было принято, что  $1000 \ln a$  для водорода при возрастании температуры от  $100$  до  $200^\circ\text{C}$  изменяется от  $-28$  до  $-20 \text{ ‰}$  [33].

Поскольку изотопный состав кислорода и водорода пиррофиллита и каолинита Шелеховского массива близки друг другу, можно полагать, что и изотопные метки гидротермальных растворов, равновесных с этими минералами, сходны.

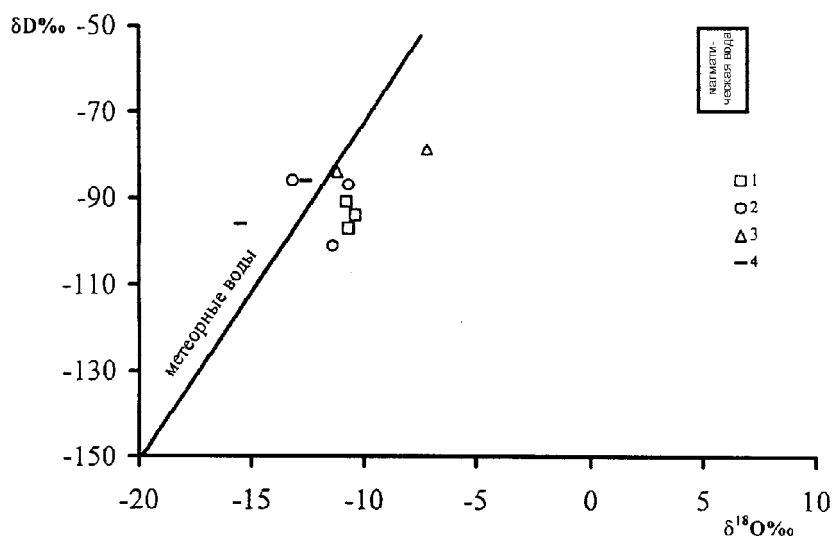
На диаграмме рис. 6 вычисленные изотопные составы гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом, для всех массивов располагаются вблизи линии метеорных вод (сдвиг  $\delta^{18}\text{O}$  вправо составля-

ет  $2-3 \text{ ‰}$  и почти полностью соответствует изотопному составу современных термальных вод и пара [6]).

Анализы пробы с месторождения Гряда Каменная и одной пробы с месторождения Белая Гора расположились левее линии метеорных вод. Такой разброс величин  $\delta^{18}\text{O}$ , вероятно, связан с вариациями отношения вода/порода, которое было различно в отдельных частях системы (или в различных системах). Наиболее высокие отношения вода/порода (до 6) получены для месторождения Гряда Каменная. Опыт изучения современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма показывает, что такие высокие отношения встречаются только в наиболее развитых гидротермальных системах [20].

**Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах вторичных кварцитов и равновесных с ними гидротермальных растворах.**

Массив, месторождение	№ пробы	Минерал	T, °C	Кислород			Водород		
				$\delta^{18}\text{O}$ , (минерал), ‰	$1000 \ln a$	$\delta^{18}\text{O}$ , (вода), ‰	$\delta\text{D}$ , (минерал) ‰	$1000 \ln a$	$\delta\text{D}$ , (вода), ‰
Красивый	356-3	каолинит	100	1	11,7	-10,7	-125	-28	-97
	357	каолинит	100	1,3	11,7	-10,4	-122	-28	-94
	403-3	каолинит	100	0,9	11,7	-10,8	-119	-28	-91
Белая Гора	1030-2	каолинит	100	-1,5	11,7	-13,2	-114	-28	-86
	1052	каолинит	100	0,3	11,7	-11,4	-129	-28	-101
	1054	каолинит	100	1	11,7	-10,7	-115	-28	-87
Шелеховский	1089-2	диккит, переходный к каолиниту	150	0,5	11,7	-11,2	-108	-28	-84
	1089-6	пиррофиллит	150	4,5	11,7	-7,2	-107	-28	-79
	с-130/15	пиррофиллит	300	0,4	-	-	-109	-	-
	с-145/20	пиррофиллит	300	2,9	-	-	-123	-	-
Гр. Каменная	244-в	диккит	150	-6,3	9,2	-15,5	-120	-24	-96
	244-х/в	диккит	150	-3,4	9,2	-12,6	-110	-24	-86



**Рис. 6.** Изотопный состав гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом (диккитом).

1-2 – золото-серебряные месторождения Красивый (1) и Белая Гора (2); 3-4 – алунитовые месторождения Шелеховское (3) и Гряда Каменная (4).

По сравнению с гидротермальными растворами, участвовавшими в образовании Cu-Mo порфировых месторождений и большинства Au-Ag эпitherмальных месторождений [16], гидротермы, сформировавшие изученные вторичные кварциты, имеют более легкий изотопный состав.

Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с немногочисленными опубликованными данными по изотопному составу кислорода в алунитовых кварцитах, преимущественно сольфатарного типа [7, 22, 27].

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

Температуры образования минеральных ассоциаций вторичных кварцитов определены экспериментально и находятся в пределах 100–500°C [8]. Выше показано, что температуры гомогенизации включений в кварцитах Бринеровского поля доходили до 470°C, до 370°C – в кварцитах месторождения Маго, были не менее 250°C на Шелеховском месторождении и порядка 100°C на месторождениях Красивый и Белая Гора. Ввиду близкповерхностного генезиса изученных пород поправка на давление к температурам гомогенизации включений минимальны (не более 10°C), поэтому указанные температуры можно принять за температуры образования вторичных кварцитов. Таким образом, наши определения, хотя и не охватывают все их фациальные разновидности, вполне сопоставимы с экспериментальными данными. Измеренные температуры находятся в соответствии с наблюдаемыми парагенезисами минералов, а в сквозных минералах, таких как серицит и каолинит, рост максимальных температур сопровождается укрупнением зерен и упорядочением их структуры от тонкодисперсного каолинита и гидрослюд к крупночешуйчатому диккиту и мусковиту.

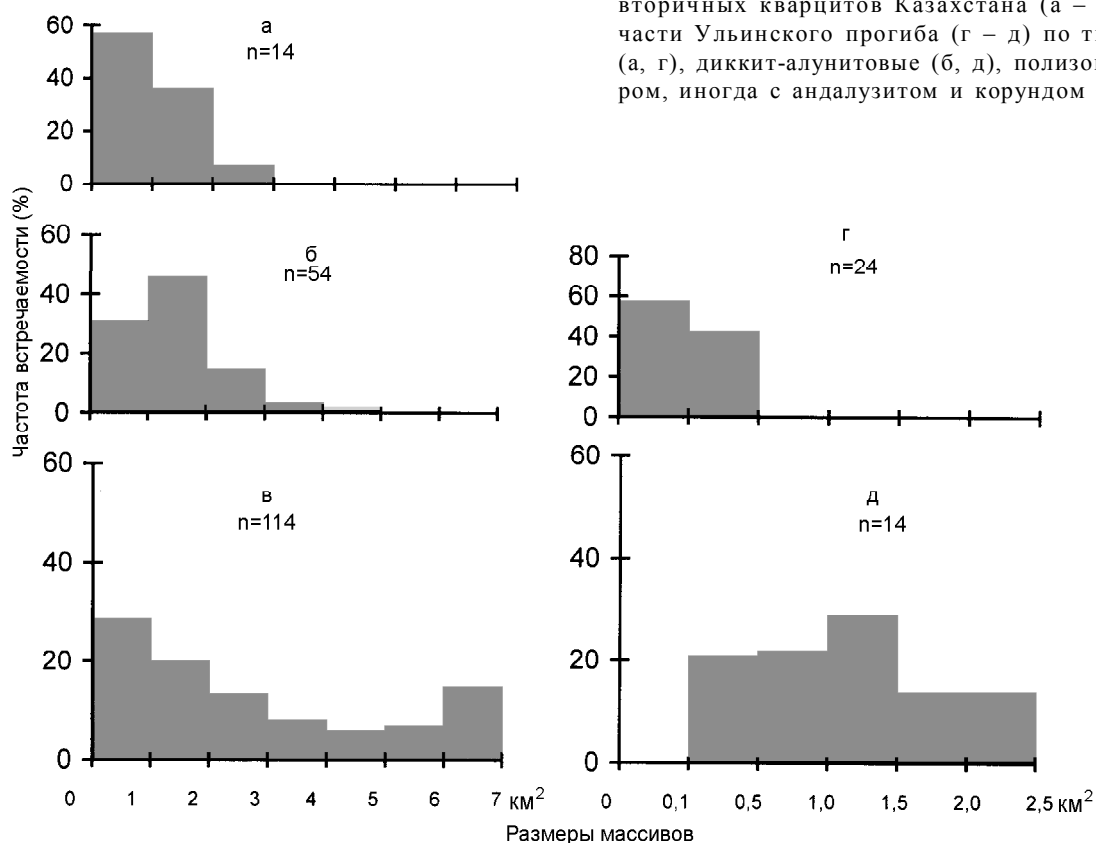
Что касается *давления*, то приведенные выше оценки (до 100 бар) сопоставимы с немногочисленными определениями, имеющимися в литературе. Так, по включениям в кварце эпitherмального месторождения Саммитвил определены параметры образования вторичных кварцитов  $T \sim 250^\circ\text{C}$  и  $P = 30$  бар [32]. Близкие оценки давления по включениям (5–85 бар) приводятся в работе [2]. Большинство сделанных оценок соответствует 100–500 м глубины, что отвечает уровню кипения флюида  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  [25]. Эти данные в совокупности с результатами геологических наблюдений говорят в пользу того, что все типы вторичных кварцитов, независимо от их минерального состава и металлогенической специализации, образуются в малоглубинных условиях.

В *составе* флюидов, участвовавших в формировании вторичных кварцитов, диагностированы

углекислота (вероятно, с примесью низкокипящих газов типа  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$ ) и водные растворы хлоридов Ca, Mg, Na и K, реже – сульфаты и бикарбонаты, характерные для низкотемпературных разностей. Во флюиде, формировавшем кварциты Бринеровского массива, судя по широкому развитию турмалина, присутствовали соединения бора.

О *состоянии* кварцитообразующего флюида говорит тот факт, что для большинства изученных образцов характерны газовые включения, часто в парагенезисе с кристаллофлюидными. Однако ни в одном образце не найдены высококонцентрированные газовой-жидкие и/или кристаллофлюидные включения, которые не сопровождались бы газовыми. На этом основании можно сделать вывод об образовании вторичных кварцитов под воздействием гетерогенного флюида, в условиях кипения гидротерм. Процессы кипения флюида фиксируются практически во всех малоглубинных гидротермальных системах, рудоносных и безрудных [29]. Паровая шапка (область преобладания паровой фазы) занимает их верхнюю (приповерхностную) зону. Пародоминирующие гидротермальные системы описаны в современных вулканических областях. Уровень вскипания гидротерм, по данным [4, 5, 19], является геохимическим барьером, на котором происходит осаждение рудных элементов. Глубина вскипания гидротерм и мощность паровой шляпы при прочих равных условиях напрямую зависят от температуры. Этот вывод хорошо согласуется со статистической зависимостью размеров массивов вторичных кварцитов от их минерального состава. Чем выше температуры и чем шире спектр минеральных фаций, тем большими размерами характеризуются массивы вторичных кварцитов. Например, в центральной части Ульяновского прогиба из 50 закартированных массивов наименьшими размерами (максимум 0,5 км<sup>2</sup> в плане) обладают массивы, представленные диккитовой и монокварцевой фациями (рис.7,г). Большие размеры (до 2,5 км<sup>2</sup>) имеют массивы диккит-алунитового состава (рис.7,д). Диаспоровая фация отмечена в трех массивах площадью 1; 4,2 и 12 км<sup>2</sup>. При этом кварциты самого крупного Наледного массива наряду с диаспором содержат андалузит и корунд. Подобная зависимость размеров массивов вторичных кварцитов от их минерального состава отмечается в Казахстане (рис.7, а-в).

В процессе кипения флюида активно идут процессы разделения компонентов с изменением свойств всей системы в целом [10]. Во вскипающей гидротермальной системе вблизи уровня (зоны) кипения присутствует гетерогенный флюид, состоящий из высококонцентрированного водно-солевого раствора в равновесии с газовой фазой. Эти компоненты флюида захватываются в виде парагенетической ассоциа-



**Рис. 7.** Гистограммы распределения размеров массивов вторичных кварцитов Казахстана (а – в) и центральной части Ульяновского прогиба (г – д) по типам: диккитовые (а, г), диккит-алунитовые (б, д), полизональные с диаспором, иногда с андалузитом и корундом (в).

ции газовых и кристаллофлюидных включений (наиболее характерно для Бринеровского массива). Ниже этого уровня присутствует лишь одна флюидная фаза – гомогенный водно-солевой раствор. Как было уже сказано, образцов с соответствующей термобарогеохимической специализацией (кристаллофлюидные или высококонцентрированные газожидкие без сопутствующих газовых) на изученных объектах не обнаружено, что свидетельствует в пользу образования вторичных кварцитов выше уровня кипения. При движении вверх от уровня кипения температура растворов падает, роль газовой фазы увеличивается, а жидкой – уменьшается в соответствии с принципом гравитационной дифференциации. Это отражается в изменении количественного соотношения между газовыми и кристаллофлюидными включениями в кварцитах: число первых увеличивается, а вторых – уменьшается. При наличии вверху системы экранирующих горизонтов, под ними скапливается наибольшее количество газовой фазы («паровая шапка»). Действительно, в кварцитах Бринеровского массива количество кристаллофлюидных включений сопоставимо с количеством газовых, в кварцитах Маго газовые явно преобладают, а в кварцитах месторождений Шелеховское,

Красивый и Белая Гора кристаллофлюидных нет совсем.

Выше области преобладания газообразного флюида располагается уровень его конденсации. Уровень конденсации может отсутствовать, если тепловой поток достаточно высок. В этом случае несконденсированные газы вырываются на поверхность, образуя термальные поля с фумаролами и сольфатарами. Низкотемпературные флюиды уровня конденсации формируют включения низкоконцентрированных водных растворов, изученные нами на месторождениях Красивый и Белая Гора.

Из-за флуктуаций теплового потока и интенсивности притока метеорных вод гипсометрические позиции уровней вскипания и конденсации могут колебаться, вследствие чего флюиды разного состава и состояния будут проникать на соседние уровни, формируя там наложенные генерации включений. Кроме того, в реальных условиях горнопородных комплексов, представляющих собой относительно низкопористую среду с неравномерной проницаемостью от места к месту и по разным направлениям, с относительно невысокими температурными градиентами, явления фазовых переходов в насыщающем их флюиде наверняка не будут приурочены к каким-либо строго определенным поверхностям. Вследствие это-

го правильнее говорить не об уровнях, а об областях (зонах) изменения агрегатного состояния гидротермального флюида, границы которых будут иметь «размытый» характер. Наиболее наглядно такая ситуация проявлена на Шелеховском месторождении, образцы кварцитов с которого наряду с первичными газовыми содержат наложенные генерации низкоконцентрированных водных растворов сульфатов и бикарбонатов, характерных для верхних горизонтов гидротерм.

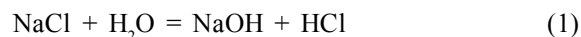
Между вторично-кварцитовой шляпой и залегающими ниже рудоносными метасоматитами наблюдается резкий структурный и минералогический контраст. Вторые образуют главным образом крутозалегающие зоны, сложены преимущественно калий-содержащими минералами (ортоклаз, адуляр, серицит и гидрослюды) и обычно сопровождаются интенсивной сульфидизацией. В кварцитах пиритизация отмечается лишь на нижних уровнях залежей, а в верхней зоне и особенно в прикровлевых фациях широко развита гематитизация, обусловленная более окислительными условиями в верхней зоне гидротермальной системы.

Рудоносные метасоматиты образуются под воздействием слабощелочных и нейтральных растворов, а минералы вторичных кварцитов формируются под воздействием ультракислых растворов. Поэтому, чтобы построить модель рудоносной гидротермальной системы, включающей вторичные кварциты, необходимо, прежде всего, объяснить ее кислотно-щелочное расслоение.

По данным термобарохимии и минералогии в восходящем потоке преобладают водные растворы хлоридов Na, K, Ca, Mg, характерны также небольшие количества уголекислоты. Нисходящий поток – низкоконцентрированные метеорные воды, важнейшим компонентом которых является кислород.

Химические особенности диспропорционирования гидротермального флюида в процессе кипения рассмотрим на примере двух его важнейших компонентов. Это, во-первых, NaCl, который может быть рассмотрен как реальный и наиболее обычный компонент гидротермальных растворов, а также как модельный компонент хлоридов K, Ca, Mg и др. Во-вторых, это H<sub>2</sub>S или SO<sub>2</sub>, как исходные ювенильные компоненты для образования других соединений серы. Эти компоненты надежно фиксируются всеми исследователями, изучающими флюидный режим образования вторичных кварцитов (например, [10, 23]). Цель рассмотрения – показать значение этих компонентов для создания pH-слоистой гидротермальной системы с кислой реакцией флюида в верхних частях (зона образования вторичных кварцитов) и щелочной – в нижних (зона рудоотложения).

Как известно, NaCl, как и большинство рассматриваемых хлоридов, является солью сильной кислоты и сильного основания и имеет в растворе почти нейтральную реакцию. Поэтому хлориды щелочных и щелочноземельных металлов не рассматриваются исследователями в качестве компонентов, создающих кислую (или щелочную) среду. Однако раствор NaCl все же имеет слабокислую реакцию, т.е. равновесие



немного сдвинуто вправо, вероятно, из-за сильной гидролизованности NaOH [15]. Если же раствор находится в состоянии кипения, то продукты реакции (1) будут постоянно разделяться, диспропорционируясь в разные фазы, и удаляться из зоны реакции (кипения). NaOH, связанный водой в гидрат, концентрируется в растворе, а большая часть летучего HCl отделяется с паровой фазой. Таким образом, подщелоченный раствор остается внизу, формируя щелочной «слой» системы, а обогащенный кислотой пар перемещается вверх, формируя кислотный «слой». Учитывая то обстоятельство, что исходные вещества для реакции (1) постоянно поставляются снизу, а ее продукты удаляются, можно утверждать, что с течением времени рассмотренный процесс диспропорционирования способен произвести довольно существенную кислотно-щелочную дифференциацию кипящей гидротермальной системы. При этом рассмотренные компоненты, как следует из рис.8, обеспечивают резкое изменение pH среды даже при небольшой степени диспропорционирования. М.В. Разиной [5] экспериментально показано, что в двухфазной гидротермальной системе происходит гидролиз хлоридов щелочей с отделением кислотной части продуктов в газовую фазу. Жидкая фаза при этом существенно ощелачивается.

Таким образом, кипение хлоридно-натриевых растворов ведет к pH-расслоению гидротермальной системы с образованием верхнего кислотного и нижнего щелочного «слоев».

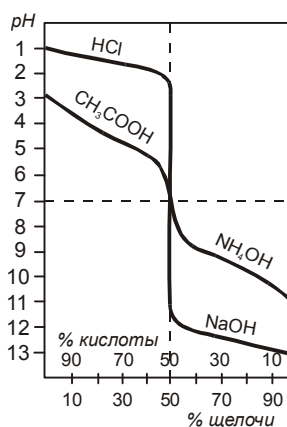
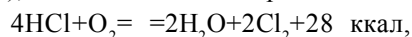


Рис. 8. Резкое изменение pH раствора NaCl при диспропорционировании, по [15].

В составе кислотного “слоя” HCl участвует в кислотном выщелачивании пород с образованием вторичных кварцитов. Встречаясь с относительно холодными метеорными водами в зоне конденсации, она формирует их кислую реакцию. Поскольку грунтовые воды насыщены кислородом (причем в значительно большей степени, чем воды на поверхности Земли), HCl окисляется по реакции



равновесие которой ниже 600°C смещено вправо, а выше 600°C – влево [15]. Весьма вероятно, что свободный хлор участвует в образовании высокоактивных соединений, также способствующих кислотному выщелачиванию.

Сульфиды и H<sub>2</sub>S во включениях не обнаружены, но присутствие их косвенно определяется высокой активностью серы во всей системе. В этой связи отметим, что на Востоке России все многочисленные месторождения вторичных кварцитов расположены исключительно в областях распространения вулканических и плутонических пород магнетитовой серии. Пиритизация в этих районах также распространена несоизмеримо шире, чем в районах развития пород ильменитовой серии, а алунизация проявлена только в ассоциации с породами магнетитовой серии (рис. 1).

По данным [26], породы магнетитовой и ильменитовой серий резко различаются по изотопному составу серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до +12 ‰ и от -12 до -5 ‰, соответственно). Авторы объясняют обогащенность серы изотопом <sup>32</sup>S в породах ильменитовой серии контаминацией ее из вмещающих осадочных пород. Вместе с тем, особенности дифференциации серы находят логичное объяснение, исходя из различий окислительно-восстановительных условий формирования пород магнетитовой (высокая  $f_{\text{O}_2}$ ) и ильменитовой (низкая  $f_{\text{O}_2}$ ) серий.

Магматическая сера дегазирует в форме H<sub>2</sub>S и SO<sub>2</sub>. Растворимость этих соединений в воде различна, поэтому их соотношение имеет важное петрологическое значение и во многом определяет параметры гидротермальных систем. По данным [10, 36], отношение H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub> является функцией  $f_{\text{O}_2}$ . Чем выше  $f_{\text{O}_2}$ , тем значительно больше доля SO<sub>2</sub>. С другой стороны, эмиссия SO<sub>2</sub> из магматической камеры приводит к изотопному сдвигу в остаточном расплаве. В окислительных условиях SO<sub>2</sub> обогащается <sup>32</sup>S, а остаточный расплав обогащается <sup>34</sup>S. В восстановительных условиях наблюдается обратное соотношение [21].

Таким образом, можно констатировать, что уже на ранней магматической стадии районы развития вторичных кварцитов наряду с высокой  $f_{\text{O}_2}$  характеризуются высокой  $f_{\text{S}}$  и низким H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub>.

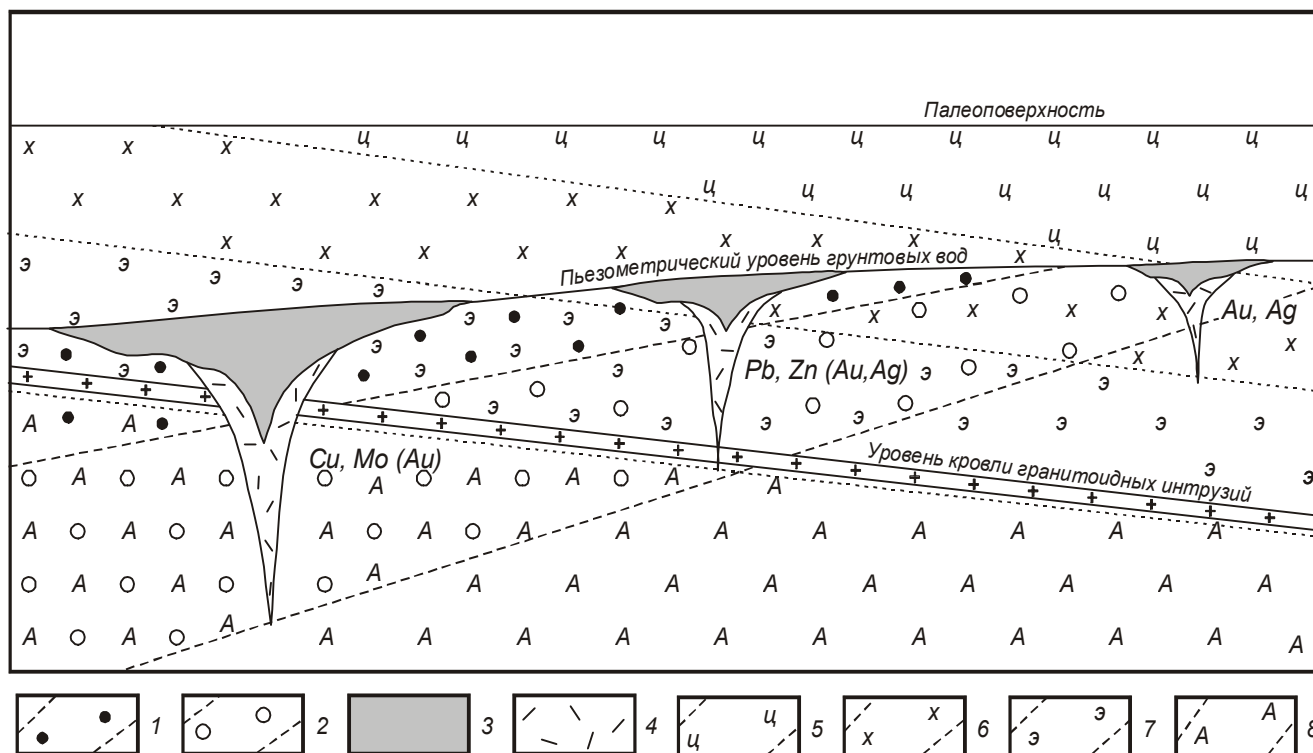
Дальнейшая эволюция магматической серы в гидротермальных условиях определяется  $f_{\text{O}_2}$  и  $f_{\text{S}}$ . SO<sub>2</sub> при понижении температуры в зависимости от соотношения H<sub>2</sub>O/H<sub>2</sub> образует серную кислоту и сероводород по реакции с водой или сероводород и воду по реакции с водородом. Разделению SO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S способствует вскипание растворов. При вскипании жидкая фаза обогащается SO<sub>2</sub>, а газ – H<sub>2</sub>S [10]. В верхней части гидротермальной системы под воздействием кислорода метеорных вод происходит окисление H<sub>2</sub>S с образованием растворов с высокой концентрацией H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Давление паров этой сильной кислоты над раствором очень велико [15], поэтому она практически полностью концентрируется в жидкой фазе циркулирующих здесь растворов и участвует в процессе кислотного выщелачивания пород.

Отметим, что в процессе эволюции серы не создается “слоя” щелочных растворов. Более того, гидролиз магматического SO<sub>2</sub> с понижением температуры проходит с образованием серной кислоты, что способствует нейтрализации щелочных растворов и созданию кислой среды. С этим процессом связывается образование эпитептермальных месторождений кислотно-сульфатного типа [35].

Дегазация CO<sub>2</sub> при парообразовании также вносит изменения в режим щелочности-кислотности гидротерм. По данным [14], Паужетские углекислые (CO<sub>2</sub> до 70 мг/л) гидротермы на глубинах 250–300 м имеют pH около 6, а дегазированные термы в зоне разгрузки – выше 8. На примере месторождения Бродледс в Новой Зеландии установлено, что при исходной концентрации CO<sub>2</sub> в растворе 0,15 т потеря его до 0,03 т при дегазации приведет к возрастанию pH на 0,6–1,2 [10].

Ранее [11] было показано, что вторичные кварциты там, где есть условия для их образования (в первую очередь наличие кислых пород), формируют надрудную шляпу медно-порфирировых, золото-полиметаллических и золото-серебряных месторождений. Вторичных кварцитов, не связанных с оруденением, по-видимому, не существует. Вопрос чаще заключается в том, что в глубоко вскрытых месторождениях кварциты уже эродированы, а в слабо эродированных гидротермальных системах руды ещё не вскрыты. Проблема поисков усугубляется тем, что рудоносные зоны имеют обычно значительно меньшие размеры по сравнению с залежами вторичных кварцитов.

На основании структурно-геологических данных было также установлено [11], что слабо эродированные массивы вторичных кварцитов имеют пологую пластообразную форму с карманами и килевидными углублениями в подошве и строго выдержанную кровлю. Примечательно, что в случае развития кварцитов по породам кругозалегающих субинт-



**Рис. 9.** Модель геолого-геохимических обстановок образования малоглубинных месторождений и связанных с ними вторичных кварцитов.

1- паровая " шляпа", 2 – область вскипания гидротерм ( паро-водная смесь ), 3 – вторичные кварциты, 4 – околорудные метасоматиты, 5–8 – фации площадных гидротермальных изменений: цеолитовая (5), хлорит-карбонатная (6), эпидотовая (7), амфиболовая (8).

рузивных тел кровля залежей сечет их контакты, имеет пологое залегание с гипсометрическими отметками, совпадающими с положением кровли стратифицированной части залежей. Эти данные и данные по изотопному составу кислорода и водорода указывают на связь кварцитообразования с пластовыми термальными водами преимущественно метеорного происхождения. Кровля залежей, по-видимому, контролируется положением водоупоров, их пьезометрическим уровнем или зеркалом грунтовых вод.

Было также установлено, что минералогический состав вторичных кварцитов коррелируется с целым рядом признаков, таких как характер рудной минерализации, фациальный состав площадных (региональных) гидротермальных изменений пород, положение их относительно регионального уровня кровли гранитоидных интрузий. Для эпitherмальных Au-Ag месторождений характерен укороченный фациальный набор – монокварцевая, каолининовая (±диккит) и алунитовая фации (определяющая фация – каолининовая), положение их в зоне перехода цеолитовой и хлорит-карбонатной фаций площадных изменений и удаленность от гранитоидных мас-

сивов. Вторичные кварциты, связанные с месторождениями медно-молибден-порфирового типа, наоборот, отличает полнота фациального набора, наряду с диккитовой и алунитовой фациями появляются диаспоровая (определяющая), андалузитовая и корундовая фации. Положение их среди площадных изменений определяется зоной перехода от среднетемпературных эпидотовых пропилитов к высокотемпературным амфиболовым пропилитам и тесной связью с гранитоидами, преимущественно порфировыми интрузиями. Вторичные кварциты, связанные с полиметаллическими месторождениями, занимают промежуточную позицию между вышеперечисленными, определяющей для них является алунитовая фация. На рис.9 сделана попытка взаимоувязки всех перечисленных закономерностей. Данная модель не претендует на полноту, в ней отражены наиболее общие связи. Здесь важно подчеркнуть, что вертикальный ряд рудных месторождений халькофильного профиля (пропилитовый ряд Г.М. Власова, или порфировая система Р. Силлитоу) ввиду сходных условий образования вторичных кварцитов в приповерхностной части гидротермальной системы трансформировался в латеральный ряд.

### ВЫВОДЫ

1. Глиноземистые вторичные кварциты – это единая в генетическом отношении группа метасоматических пород, образующихся путем кислотного выщелачивания кислых магматических пород в верхних частях гидротермальной системы ( $T=100\text{--}470^\circ\text{C}$ ,  $P$  до 100 бар) под воздействием растворов преимущественно метеорного происхождения.

2. Границы массивов вторичных кварцитов обычно конформны стратиграфическим границам, но имеют секущие контакты с телами магматических пород. Положение их кровли определяется уровнем насыщенных кислородом грунтовых вод.

3. Эволюция соединений хлора, серы и углекислоты в условиях вскипания гидротермальной системы вызывает ее расслоение по кислотности растворов: в зоне вскипания – щелочные, выше ее – в подэкранной области – кислые.

4. Поскольку вторичные кварциты являются неотъемлемой частью малоглубинных гидротермальных систем, можно полагать, что под ними с большой вероятностью располагаются неэродированные рудоносные горизонты. С этих позиций вторичные кварциты предлагается рассматривать в качестве одного из поисковых признаков нескрытого оруденения.

### ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г.М. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношение к рудам // Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964. С. 284–302. (Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. 3.)
- Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования М.: Наука, 1979. 207 с.
- Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Армянской вулканоструктуры. Новосибирск: Наука, 1974. 126 с.
- Жатнуев Н.С. Геохимический барьер на границе жидкость – пар в термоградиентной системе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 4. С. 960–964.
- Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость – пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 62–78.
- Зигенталер У. Стабильные изотопы водорода и кислорода в круговороте воды // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 279–288.
- Знаменский В.С., Гриненко В.А., Устинов В.И. Интраструктурное и интерминеральное распределение изотопов кислорода и серы при решении вопросов генезиса алунитовых пород (Курильские острова, Камчатка) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 5. С. 380–393.
- Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  // Геохимия. 1993. № 5. С. 621–644.
- Коржинский Д.С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // Докл. АН СССР, 1960. Т. 133, № 5, С. 1194–1199.
- Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
- Мишин Л.Ф. Индикаторная роль вторичных кварцитов при поисках нескрытого эпитептермального Au-Ag оруденения // Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений. Екатеринбург, 1997. С. 147–148.
- Мишин Л.Ф., Потоцкий Ю.П., Невструев В.Г. Геология, зональность гидротермально измененных пород и золото-серебряная минерализация купола Красивый (Ульянский прогиб) // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 106–116.
- Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С. 172–176.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Некрасов Б.В. Основы общей химии. Т. 1. М.: Химия, 1965. 518 с.
- О'Нейл Дж. Геохимия стабильных изотопов в породах и минералах // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 250–278.
- Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск: Наука, 1974. 163 с.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Рычагов С.Н., Сандмирова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 45–53.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф. Условия гидротермального преобразования пород Мутновской геотермальной системы (Камчатка) по изотопным данным // Геохимия. 1987. № 11. С.1569–1579.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
- Хоссейни М., Русинов В.Л., Баранова И.Б. и др. Алуниит в горах Таром (Северо-западный Иран) // Вестн. МГУ. Сер. 4. 1998. № 1. С. 34–40.
- Giggenbach W.F. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Barnes H.L. (ed.). New York, 1997. P.737–796.
- Hall D.L., Sterner S.M. Diffusional re-equilibration of water in fluid inclusions: Implications to interpretation of inclusions in high-grade metamorphic rocks // Eos Trans. AGU, 1992. V. 73 (43), Fall Meeting Suppl. P. 649.
- Heald P., Foley N., Hayba D.J. Comparative anatomy of

- volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types // *Econ. Geol.* 1987. V. 82, N 1. P. 1–27.
26. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetic – series and ilmenite series granitoides of the Sierra Nevada batholith – A reconnaissance study // *Geology*. 1989. V. 17. P. 788–791.
27. Larson R.B., Taylor H.P. Solfataric alteration in the San Juan Mountains, Colorado: Oxygen isotope variations in a boiling hydrothermal environment // *Econ. Geol.* 1987. V. 82, N 4. P. 1019–1036.
28. Potter R.W., Brown D.L. The volumetric properties of aqueous sodium chlorite solutions from 0° to 500°C at pressures to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1977. 1421-C, 36 p.
29. Roedder E. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy. Washington, Miner. Soc. Am. 1984. V. 12. 644 p.
30. Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of minerals // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 43–64.
31. Sillitoe R.H., Steele G.B., Thompson F.H., Lang J.R. Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt // *Mineralium Deposita.* 1998. V. 33. P. 539–546.
32. Stoffregen R. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado // *Econ. Geol.* 1987. V.82. N 6. P. 1575–1592.
33. Taylor H.P., Jr. The application of oxygen and hydrogen. Isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Economic Geology.* 1974. V. 69. P. 843–883.
34. Vila T., Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. N 6. P. 1238–1260.
35. White N.C. and Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SAG Newsletters.* 1995. N 23. P. 8–13.
36. Whitney J. A. Composition and activity of sulphurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhotite bearing silicic system // *Econ. geol.* 1988. V. 83. P. 86–93.

Поступила в редакцию 12 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

**L.F. Mishin, N.V. Berdnikov**

### **Nature of high-alumina secondary quartzite by data of thermobarogeochemistry and isotopic analysis of oxygen and hydrogen**

Fluid inclusions and isotopy of oxygen and hydrogen were studied in secondary quartzite from Krasivy, Belaya Gora, Gryada Kamenistaya, Shelekhovskoye, Mago and Brinnerovskoye deposits. It was shown that high-alumina secondary quartzite, a genetically single group of metasomatic rocks, form at the temperature ranging from 190 to 470°C under near-surface conditions ( $P < 100$  bar) when acidic rocks undergo the influence of heterogenic fluid with mainly meteoric isotopic composition. For their origin the acidic leaching environment is needed which is created in the process of boiling and disproportioning of hydrothermal fluid due to evolution of chlorine and sulfur compounds. During this hydrothermal system experiences acidic-alkali layering: above the fluid boiling zone there is acidic layer (subscreen horizons, area of secondary quartzite formation), below - alkali layer (area of mineralization).

The model suggested for secondary quartzite formation agrees with geological data on the form and position of their bodies in host rocks. A previous conclusion that secondary quartzite accompanies the underlying mineralization being (together with ores) an integral part of a completely manifested hydrothermal system of chalcophile profile.



**РОЛЬ СОЕДИНЕНИЙ БОРА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА  
КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ  
(НА ПРИМЕРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)**

*С. С. Зимин*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

В первой части работы рассмотрена роль борогидридов при геологических процессах. Эти соединения поступают из глубинных зон мантии и по ослабленным зонам проникают в очаги гранитоидной магмы в земной коре. При высокой (около 1200 °С) температуре, реагируя с водой расплава, борогидриды разлагаются с образованием  $H_2$  и  $B_2O_3$ . Водород создает в очаге восстановительную обстановку, а выше его, реагируя с кислородом, формирует трубки взрыва.  $B_2O_3$ , оставшийся в расплаве, под влиянием водорода и углерода черносланцевых толщ приводит к образованию боридов, предшествующих оксидам, а также турмалина. Во второй части работы рассмотрены основные черты геологии, металлогении и геохимии юрско-меловых магматических сообществ пород Комсомольского рудного района. Показано, что среди четырех магматических комплексов устойчивая положительная корреляция бора с Zn, Ni, Cu, Pb, Sn имеет место только в породах силинского комплекса гранитоидов. При этом точки среднего состава (по бору и металлу) силинских рудоносных гранитоидов располагаются, как правило, на трендах известных или предполагаемых боридов. Формирование боридов происходило в восстановительной обстановке и до кристаллизации касситерита. Последний образовался после и за счет окисления боридов олова и последующего метаморфизма при новых вспышках магматизма.

**Ключевые слова:** борогидриды, бориды металлов, оксиды, месторождения олова, касситерит-силикатная формация, Хабаровский край.

Проблема формирования месторождений олова различных формаций обсуждалась ранее многократно и весьма основательно. Сведения об их природе за последние 50 лет постоянно пополнялись, а знания совершенствовались благодаря деятельности многих исследователей [1–5, 8, 9, 11–14, 16, 18, 30, 32, 38]. Тем не менее, в этой проблеме остаются вопросы, требующие решения. Следует, в частности, обратить внимание на выяснение роли бора и его соединений в формировании месторождений олова касситерит-силикатной формации, представители которой весьма широко распространены в Сихотэ-Алине и в сопредельных районах [32]. Влияние бора заключается не только в образовании и широком распространении турмалина [10]. Оно гораздо глубже [15, 21, 22, 25, 27, 36] и разностороннее, что и будет рассмотрено ниже на примере борогидридов и боридов разных металлов.

**БОРОГИДРИДЫ, ИХ ТИПЫ И УЧАСТИЕ В  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ**

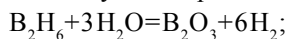
К борогидридам относятся [24, 39] следующие два ряда соединений:

1.  $B_n H_{n+4}$ , к которому принадлежит  $B_2 H_6$  (газ),  $B_5 H_9$ ,  $B_8 H_{12}$ ,  $B_6 H_{10}$  (жидкости),  $B_{10} H_{14}$ ,  $B_{18} H_{22}$  (два изомера, оба твердые), по данным [39].

2. Ряд  $B_n H_{n+6}$ . К нему относятся  $B_4 H_{10}$ ,  $B_5 H_{11}$ ,  $B_6 H_{12}$ ,  $B_9 H_{15}$  и др. (жидкости).

Соединения первого ряда стабильнее борогидридов второго ряда, и это свойство усиливается с увеличением  $n$  [24, 39]. Из них гомологи до  $B_5$  в присутствии кислорода мгновенно возгораются, а выше  $B_6$  – не воспламеняются. Воспламеняющиеся соединения используются иногда как ракетное топливо [39]. Борогидрид  $LiBH_4$  и боронитрид  $Li_3BN_2$  устойчивы на глубине.

Борогидриды играют важную и многоплановую геологическую роль. Поднимаясь с больших глубин мантии с восстановительным режимом, борогидридные газы проникают в земную кору и, в частности, в очаги гранитоидной магмы, где, реагируя с водой гранитного расплава при высокой температуре (700–800 °С), способствуют генерации водорода согласно следующей реакции:

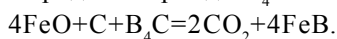


$$-\Delta Z = 99,117 \text{ ккал/моль при } 1200^\circ\text{C. [15].}$$

Водород может создавать в гранитоидном очаге восстановительную обстановку и совместно с бором [7] способствует ликвации расплава и некоторой концентрации в нем восстановленного олова. Взаимодействуя с кислородом выше очага гранитоидов, этот элемент, в зависимости от частоты тектонических подвижек, приводит к образованию трубок «взрыва» на пересечении вертикальных трещин, как это наблюдается на кимберлитовых, золоторудных и оловорудных полях [9, 11, 15, 25, 28]. Бор, оставшийся от разложения борогидридов в гранитном расплаве, в присутствии водорода может послужить основой для генерации боридов типа  $ZnB_{22}$  ( $T_{\text{плавл.}} = 250^\circ\text{C}$ ) и более высокотемпературных, которые могут участвовать в рудообразовании.

#### БОРИДООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ БОРА И МЕТАЛЛОВ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

При обычной температуре бор химически инертен, что обусловлено трудностью разрыва связей В-В и определяет его высокую температуру плавления ( $2300^\circ\text{C}$ ) и кипения ( $2550^\circ\text{C}$ ), а также устойчивость к щелочам и кислотам [6, 39]. При повышенных и высоких ( $2000^\circ\text{C}$ ) температурах он реагирует почти со всеми элементами периодической системы, образуя бориды, которые иногда настолько сложны по составу и строению, что объяснить их с позиции обычных представлений о валентности и заряде атома не всегда возможно. Многие из них образуются при более низкой, чем  $2000^\circ\text{C}$ , температуре при восстановлении оксидов металлов смесью углерода и карбида  $B_4C$  по реакции типа



Бор даже среди металлоидов относится [39] к самым необычным элементам периодической системы. Это отчасти связано с тем, что ему свойственен небольшой ( $0,81 \text{ \AA}$ ) ковалентный радиус, что позволяет внедряться в кристаллическую решетку металлов с образованием различных связей В-В и боридов внедрения [35, 39] при отношении  $R_B/R_{\text{ме}} < 0,59$ , согласно Хэгга.

В изолированном состоянии атом бора имеет конфигурацию валентных электронов  $s^2p$ . При образовании боридов он стремится приобрести более устойчивую конфигурацию  $sp^2$  вследствие одноэлектронного  $s$ - $p$  перехода, а затем конфигурацию  $sp^3$ , т.е. является акцептором электронов. Эта его акцепторная способность, по мнению [6, 35], может реализовываться за счет электронов партнера по соединению, а также в результате образования непосредственных связей В-В между атомами бора, имеющих ковалентный характер. Следовательно, в бориды могут образовываться ковалентные связи между атомами металла Ме-Ме, имеющие [35] определенную долю металлической составляющей между атомами

металла и бора Ме-В и ковалентные связи В-В. При этом металлы-доноры передают свои валентные электроны атомам бора. С увеличением этой донорной способности возрастает вероятность усложнения структурных элементов из атомов В в кристаллической решетке бориды, что характерно для боридных фаз большей части переходных металлов, являющихся донорами электронов. Высокая донорная способность, например, лантанидов и актинидов служит причиной образования боридов со сложными структурными элементами из атомов бора типа  $MeB_4$ ,  $MeB_6$ ,  $MeB_{12}$  до  $MeB_{100}$ . Основная часть валентных электронов мобилизуется на образование сложных, ковалентно связанных структурных элементов из атомов бора.

При соединении атомов металлов с атомами неметаллов оба сорта атомов стремятся образовать энергетически наиболее устойчивые в данных условиях электронные конфигурации, которым отвечает минимум свободной энергии. Примеры этого хорошо выражены у атомов нейтральных газов.

При переходе от III к IV и, далее, к V, VI группам уменьшается донорная способность атомов переходных металлов, ибо усиливаются связи Ме-Ме и сокращаются возможности передачи валентных электронов атомам металла атомам бора на связи В-В, что приводит к образованию менее богатых бором боридных фаз [35]. Это уменьшение способности металлов к образованию с бором фаз проявляется, в основном, по диагонали периодической системы элементов от титана до вольфрама. Число фаз в каждой данной системе Ме-В определяется в тех случаях, когда какая-либо связь становится определяющей и использует для своего образования большую часть валентных электронов атомов металла и бора [35].

При переходе от IV к VII и, особенно, VIII группе элементов донорная способность металлических атомов уменьшается и начинает уступать акцепторной, так что переходные металлы VII подгруппы [35, 39] становятся акцепторами электронов, способными изменить акцепторную способность атомов бора на донорную, что, соответственно, приводит к преимущественному образованию бедных бором боридных фаз с атомами бора, уже не соединенными непосредственно между собой, а разъединенными атомами металла, которые образуют довольно сильные связи Ме-Ме. Для этих металлов характерно образование наиболее прочных боридных фаз типа  $Me_3B$ ,  $Me_2B$  и т. п. Таким образом, в бориды образуются в основном ковалентно-металлические связи с дискретно-непрерывным изменением соотношения долей этих составляющих связей в зависимости от донорно-акцепторной способности металлов.

В природе бориды пока не обнаружены, отчасти из-за их способности к окислению [35]. Они боль-

ше известны как продукты синтеза в восстановительных условиях и широко используются в различных отраслях промышленности. Эти соединения к настоящему времени имеются у 49 элементов периодической системы. Группируясь по сходству электронных орбиталей, существуют пять семейств элементов, способных в подходящих условиях формировать те или иные бориды.

К первому семейству относятся S-элементы, имеющие внешние, полностью застроенные или недостроенные электронные оболочки: щелочные металлы, металлы подгруппы меди, цинка, берилия, магния, а также щелочно-земельные металлы, т. е. все элементы I и II групп периодической системы. Содержание бора в формуле боридов достигает 12 атомов, а металла – до 5.

Более широко известны бориды d и f-элементов, у которых достраиваются внутренние электронные орбитали. Такие элементы, следуя друг за другом, образуют четыре семейства, расположенные в разных местах периодической таблицы: Sc-Ni, V-Pd, La-Pt, Ac-Lr. В первом из них, состоящем из d<sub>3</sub>-элементов: Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, в формуле борида количество атомов бора достигает 6–12, а у борида железа (FeB<sub>19</sub>), как видно, составляет 19.

Среди элементов, следующих после рассмотренного семейства, представляют интерес медь и цинк (4s-элементы). У меди синтезирован борид CuB<sub>2</sub> (T<sub>плав.</sub> = 1060 °C), а у цинка экспериментально получен борид ZnB<sub>22</sub> (T<sub>плав.</sub> = 250 °C) из смеси порошка окиси бора и металлического цинка в атмосфере водорода [19, 20]. Подобного рода, но более высокотемпературные бориды возможны в гранитоидном очаге в присутствии водорода. У этих двух элементов возможны и другие бориды, как бедные, так и богатые бором.

В следующем семействе восемь 4d-элементов: Y, Zr, Nb, Mo, Te, Ru, Rh, Pd, из которых у иттрия имеется, помимо других, и богатый бором борид YB<sub>70</sub> (возможен, видимо, и борид YB<sub>100</sub>). У остальных элементов семейства выражены более акцепторные свойства. Поэтому содержания металлов в формуле их боридов достигают 11 атомов, а количество бора не превышает 12.

Далее в периодической системе находятся серебро и олово, у которых бориды неизвестны. У серебра они возможны, так как отношение радиусов (ковалентного у бора и атомного у металла), равно 0,56 (табл. 1), которое характерно, например, для титана, теллура и гольмия. У последнего помимо других имеется и богатый бором борид HoB<sub>100</sub>. Серебро имеет незастроенную орбиталь 5s, а олово – 5p. Отношение радиусов (табл. 1) у них равно 0,56 и 0,50, соответственно, что также благоприятно для образо-

**Таблица 1. Отношения ковалентного радиуса бора (R<sup>k</sup><sub>B</sub>) к атомному радиусу (R<sup>a</sup><sub>M</sub>) металлов.**

Металл	R <sup>a</sup> <sub>M</sub>	R <sup>k</sup> <sub>B</sub> /R <sup>a</sup> <sub>M</sub>	Металл	R <sup>a</sup> <sub>M</sub>	R <sup>k</sup> <sub>B</sub> /R <sup>a</sup> <sub>M</sub>
Mg	1.598	0.50	Sn*	1.62	0.50
Ti	1.448	0.56	Te	1.430	0.56
V	1.311	0.62	Ce	1.620	0.50
Cr	1.249	0.65	Dy**	1.752	0.46
Fe	1.241	0.65	Ho**	1.443	0.56
Ni	1.247	0.65	Er**	1.743	0.46
Cu	1.278	0.63	Os	1.338	0.61
Zn	1.332	0.61	Yr	1.358	0.59
Y	1.776	0.46	Pt	1.387	0.58
Zr	1.363	0.51	Au*	1.442	0.56
Mo	1.325	0.59	Hg*	1.501	0.54
Ru	1.345	0.61	Pb*	1.750	0.46
Rh	1.376	0.67	Bi*	1.797	0.52
Pd	1.589	0.58	Th**	1.543	0.53
Ag*	1.445	0.56	Pu**	1.513	0.53

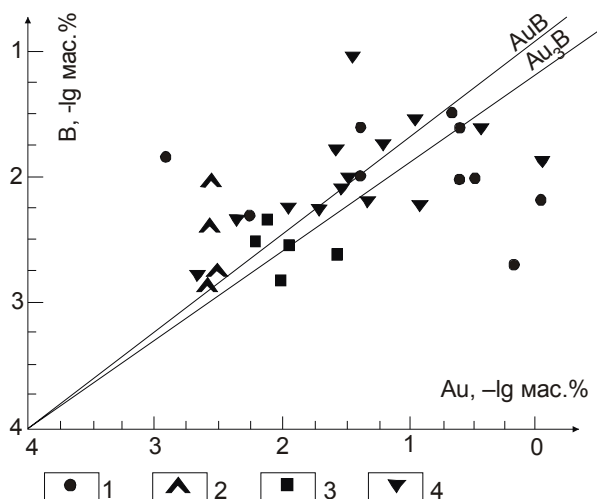
Примечание: \* – элементы, у которых бориды неизвестны; \*\* – элементы редкоземельного семейства, у которых имеются богатые бором бориды [35].

вания богатых бором боридов. Это же можно ожидать у церия как редкоземельного элемента.

Следующее более крупное семейство от La до Pt содержит 21 элемент, из которых 14 (4f-элементы) являются редкоземельными, а 7 (5d-элементы) – переходными. Редкоземельные выступают как доноры электронов. Поэтому их бориды, как правило, богаты бором. Состав их, у одного элемента, обычно изменяется в таких пределах: MeB<sub>2, 4, 6, 12-100</sub>. Количество боридов может достигать пяти соединений, а у хрома, например, их девять.

У следующих за ними элементов Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, являющихся сильными акцепторами, бориды содержат меньше бора, а количества атомов металла в формуле боридов достигает 7. После этого семейства в периодической системе следуют Au, Hg, Tl, Pb. У первых двух имеется недостроенная орбиталь 6s и возможны бориды, что следует и из соотношений радиусов атомов, приведенных в табл. 1. У золота предполагаются два бориды (рис. 1), так как соотношение ковалентного радиуса бора к атомному радиусу самого металла такое же, как, например, у Ti, Te и Ho, имеющих бориды, в числе которых находится борид HoB<sub>100</sub>. У ртути возможности для образования боридов, согласно таблицы 1, такие же, как у золота. У свинца (6p-элемент) соотношение радиусов (табл. 1) равно 0,46, как и у редкоземельных элементов. Кроме того, у него не достроена орбиталь 6p. У этого элемента возможны разные по составу бориды.

Последнее семейство боридообразующих (5gbd) элементов объединяет актиноиды от № 89 (актиний) до № 105 (нильсборий предположительно).



**Рис. 1.** Диаграмма корреляции золота и бора (в г/т) в золотоносных метасоматитах Алханайского района Восточного Забайкалья.

Метасоматиты: 1 – кварц-полевошпатовые; 2 – кварц-турмалиновые; 3 – березитовые (по гранитам); 4 – гидроберезитовые. По данным [21] приведены также тренды стехиометрического состава предполагаемых нами исходных боридов золота.

Здесь важно то, что даже в конце периодической системы [№ 90 (Th), № 92 (U), № 94 (Pu)] показанные в скобках элементы образуют весьма богатые бором бориды. У тория их состав меняется от ThB до ThB<sub>7,6</sub>, а у плутония – от PuB до PuB<sub>7,0</sub>. Из этого видно, что и стоящие в конце периодической системы элементы могут проявлять донорные свойства и иметь богатые бором бориды, что нужно иметь в виду при оценке боридообразующих свойств золота и свинца.

#### ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗА НА РУДООБРАЗУЮЩИЕ БОРИДЫ

Как показано выше, многие элементы периодической системы, у которых бориды не известны, могут оказаться боридообразующими в соответствии с данными табл. 1. Весь вопрос в том, как подойти к решению этой задачи на конкретном объекте в ранге образца, месторождения или рудного района. В качестве последнего нами выбран Комсомольский рудный район с хорошо изученными месторождениями олова касситерит-силикатной формации [2, 8, 13, 17].

Основу геологии района составляют юрские и меловые осадочные и вулканогенные породы, которые разбиты разломами северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений. Они прорваны позднемеловыми гранитоидами пурильского, холдаминского, силинского и чалбинского комплексов, развитыми в южной, центральной, северной и юго-западной частях Комсо-

мольского рудного района, соответственно (рис. 2). Температура образования гранитов с пироксеном достигала 1200°C [13]. В субмеридиональной полосе между Курмиджан-Пурильским и Лево-Хурмулинским субширотными разломами располагаются семь субмеридиональных разломов, к которым приурочены крупные (Солнечное, Фестивальное и др.) и мелкие оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации, связанные с породами силинского комплекса гранитоидов [13, 14].

Рудные зоны района приурочены к семи субмеридиональным разломам и трещинам их оперения. Оруденение формировалось стадийно, в следующей последовательности: 1 – кварц-турмалиновое с фациями серицитолитов и пропицитов (500–450 °C), 2 – кварц-касситерит-вольфрамитовое с кварц-полевошпатовой фацией (450–350 °C), 3 – кварц-арсенипирит-пирротин-халькопиритовое (350–300 °C), 4 – кварц-карбонат-галенит-сфалеритовое со станнином, буланжеритом, антимонитом и поздним арсенипиритом (300–200 °C), 5 – кварц-кальцитовое с пиритом (200–50 °C). Из всех этих образований господствующее значение на месторождениях имеет кварц-турмалиновая минерализация. В её контурах и размещаются продукты всех других стадий, образующих жилы с концентрацией рудных минералов 10–20% [17]. Рудная минерализация формировалась как в главных, так и в оперяющих трещинах. С глубиной в пределах минеральных зон выделяются четыре вида минерализации: свинцово-цинковая, олово-медная, медно-вольфрамо-оловянная, а ещё глубже – олово-молибден-висмутовая грейзенового типа. На участках пересечения меридиональных рудоносных структур широтными локализуются трубообразные тела (рис. 3) кварц-турмалиновых брекчий, сформированных в апикальных частях небольших штоков диоритов по взрывным образованиям [9, 11, 35], что может свидетельствовать об участии борогидридов в рудных процессах. Такого рода структуры известны и на рудных полях Кавалеровского района [9, 16, 32].

В Комсомольском рудном районе хорошо изучен вещественный состав следующих четырех комплексов гранитоидов [2, 13, 14]: пурильского из риолитовых порфиров и гранитоидов (габбродиориты, гранодиориты и граниты), холдаминского (риолитовые порфиры, риодациты, андезиты, риолитовые порфиры экструзий), силинского (андезиты, кварцевые габбро, диориты, гранодиориты, пироксеновые граниты, лейкограниты, мелкозернистые граниты). В одной из обобщающих работ [2] по этим породам было опубликовано 404 спектральных количественных анализа на 9 следующих элементов: Zn, Ni, Cr, Co, V, Cu, Sn, Pb, B, которые выполнялись в Дальневосточном геологическом институте. На основе этих

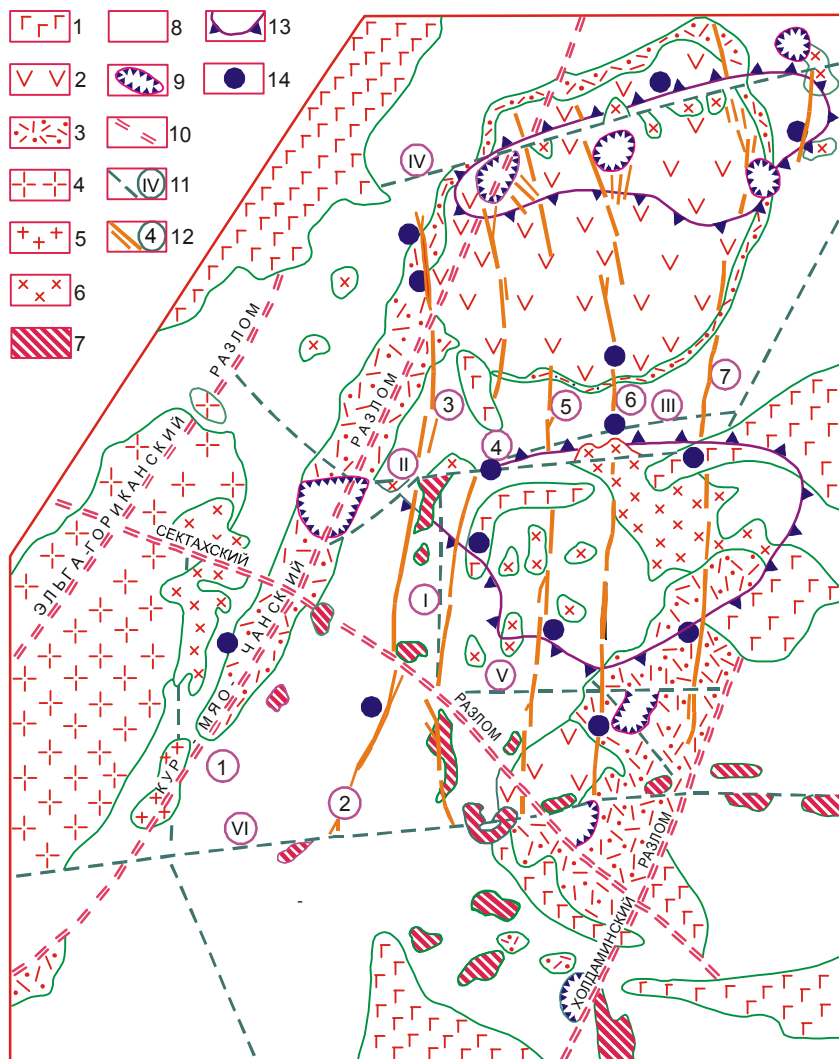


Рис. 2. Геолого-структурная схема Комсомольского рудного района.

1 – неогеновые покровы базальтов; 2 – верхнемеловые андезиты амутской свиты и их туфы; 3 – ниже-верхнемеловые туфы риолитовых (дацитовых) порфиров и туфоконгломераты холдаминской толщи; 4 – крупнозернистые рогообманково-биотитовые граниты чалбинского комплекса; 5 – пироксенсодержащие граниты; 6–7 – интрузивные породы силинского (6) и пурильского (7) комплексов; 8 – юрские осадочные породы; 9 – палеоцентры позднемелового эффузивного магматизма; 10 – долгоживущие разломы глубинного заложения; 11 – прочие магмоконтролирующие разломы: (I – Капральского-Верхне-Силинский, II – Силинский, III – Ветреный, IV – Лево-Хурмулинский, V – Верхне-Холдаминский, VI – Курмиджано-Пурильский); 12 – основные рудоконтролирующие структуры (1 – Каменская, 2 – Фланговая, 3 – Амутская, 4 – Солнечная, 5 – Гаражная, 6 – Перевальненская; 7 – Придорожная); 13 – предполагаемые контуры скрытых интрузивов силинского комплекса; 14 – оловорудные месторождения.

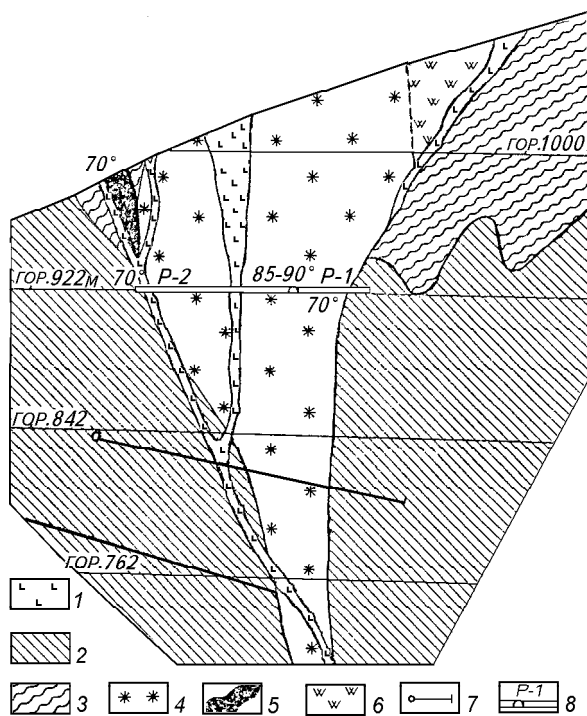


Рис. 3. Разрез трубки «Марсовое», по В.Я. Асманову и В.А. Кравцову с дополнениями автора.

1 – кварцевые диоритовые порфиры, метасоматически измененные; 2 – алевриты, тонкозернистые песчаники; 3 – среднезернистые полимиктовые песчаники; 4 – минерализованная брекчия (окварцевание, турмалинизация); 5 – оловорудные тела; 6 – участки с повышенным содержанием вольфрама; 7 – скважины; 8 – штольневой горизонт.

Таблица 2. Среднее содержание элементов в магматических породах Комсомольского района (в г/т).

Комплексы	Породы	Э л е м е н т ы									Кол-во анализов
		Ni	Co	Cr	V	Cu	Sn	Pb	Zn	B	
Пурильский	Риолитовые порфиры	7.8	3.1	22.8	26	38.2	13.9	40.2	29.2	165.7	48
	Габбродиориты	28.2	9.9	69.0	107.4	55.3	9.8	32.2	56.9	36.7	24
	Гранодиориты	21.0	12.1	47.1	68.5	90.5	7.1	35.2	47.5	21.6	15
	Граниты	22.1	9.4	53.2	80.6	123.8	7.1	34.6	34.0	16.6	18
Холдаминский	Риолитовые порфиры	6.4	6.0	22.5	30.5	26.2	7.9	40.2	45.5	76.4	18
	Риодациты	6.7	3.8	20.0	39.6	20.2	7.9	41.9	48.4	107.4	52
	Андезидациты	12.3	5.0	21.9	44.5	22.7	8.7	23.8	49.1	111.3	26
	Риолитовые порфиры	17.0	3.0	14.7	27.7	30.0	17.3	49.3	48.3	61.7	3
	Андезиты	8.0	8.2	55.6	90.2	37.4	7.5	23.3	35.9	31.0	17
Силинский	Кварцевые габбро	7.8	12.8	139.4	287.2	23.8	3.9	11.9	25.0	20.9	20.9
	Диориты	17.8	10.4	62.0	116.3	39.6	11.3	24.7	62.5	38.9	37
	Гранодиориты	19.0	12.9	71.9	100.6	47.2	13.7	30.1	57.2	35.7	16
	Пироксенсодержащие граниты	13.0	4.8	60.1	44.5	41.5	12.4	41.7	30.1	54.1	14
	Лейкократовые граниты	13.1	3.1	34.4	44.9	30.3	9.2	47.7	32.4	50.2	16
	Андезиты	8.0	8.2	55.6	90.2	37.4	7.5	23.3	35.9	31.0	32
Чалбинский	Крупнозернистые граниты	7.5	3.5	17.9	29.4	21.1	12.7	77.4	54.9	27.3	22
	Мелкозернистые граниты	10.7	2.3	32.2	13.4	43.9	8.8	35.1	9.7	32.5	12

анализов (табл. 2) мы попытались выяснить, участвовали ли ранее какие-либо бориды в формировании магматических комплексов пород и рудных образований Комсомольского района. С этой целью для Zn, Ni, Cu, Pb и Au строились диаграммы их корреляции с бором. Было установлено, что в большинстве комплексов пород имеет место положительная корреляция между бором и указанными элементами. На диаграммы также наносились тренды известных боридов коррелируемого элемента, а также предполагаемых для него соединений подобного типа. Рассматривалось взаимоотношение и природа точек среднего состава пород (по бору и другому элементу) с трендом того или иного соединения и комплекса пород. Делались выводы о возможности участия боридов металлов при образовании гранитоидов и связанных с ними рудных зон.

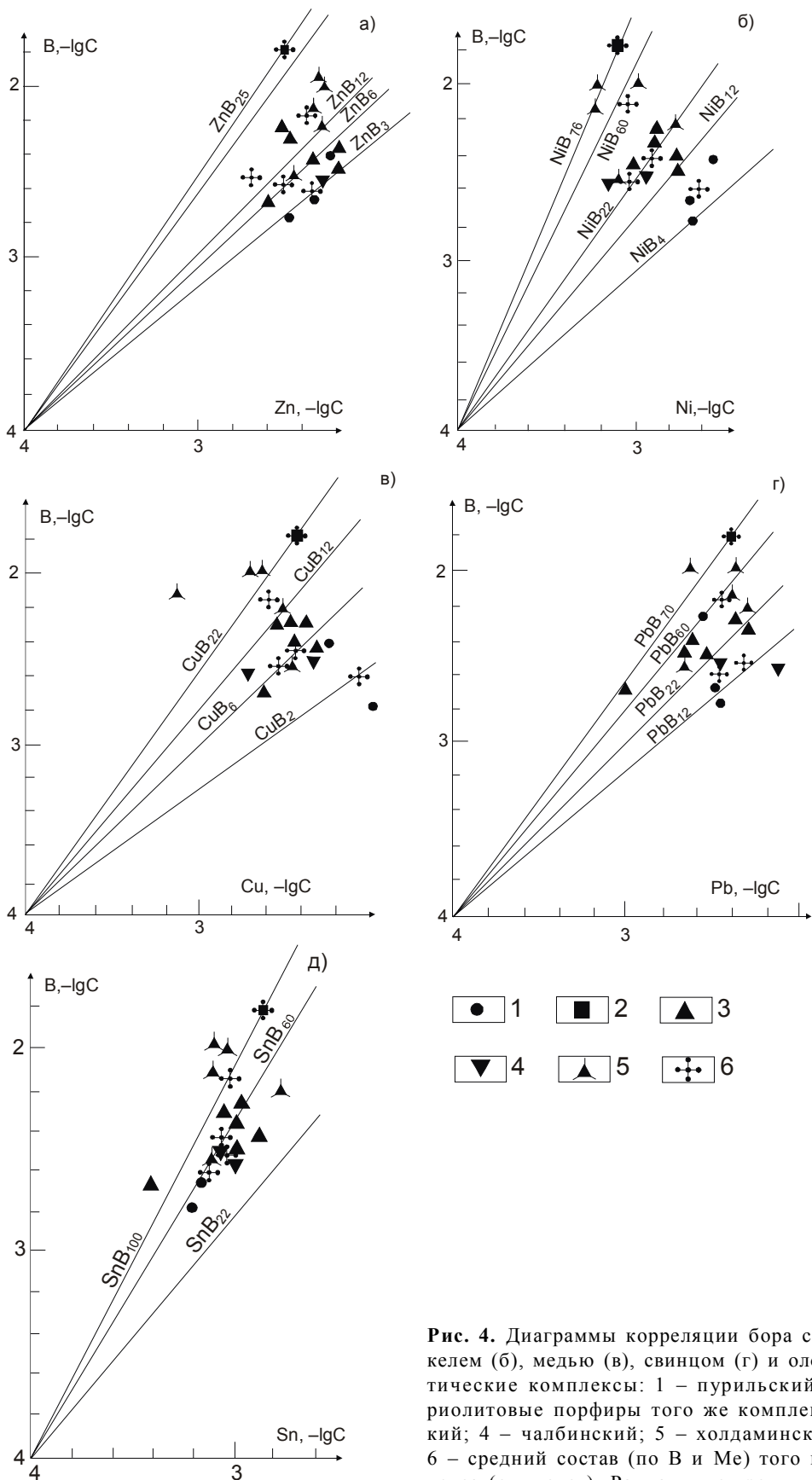
На диаграмме рис. 4а наблюдается положительная корреляция B и Zn в породах пурильского, силинского и холдаминского и отрицательная – для чалбинского комплексов. Точка среднего состава риолитовых порфиров (48 анализов) пурильского комплекса разместилась на тренде соединения  $ZnB_{25}$ , а его гранитоидов – на тренде предполагаемого соединения  $ZnB_3$ . Для гранитоидов силинского комплекса она расположилась на тренде  $ZnB_6$ . На тренды предполагаемых соединений боридов местами при-

ходятся точки групповых анализов пород других комплексов.

Диаграмма рис. 4б показывает положительную корреляцию между бором и никелем в породах силинского, чалбинского и пурильского (в гранитах) комплексов и отрицательную – в холдаминских вулканитах. Точка среднего состава риолитовых порфиров пурильского комплекса расположилась на тренде соединения  $NiB_{76}$ , холдаминского – вблизи тренда  $NiB_{60}$ , силинского и чалбинского на – тренде  $NiB_{22}$ .

На диаграмме 4в видна положительная корреляция бора и меди в породах силинского, чалбинского и отрицательная – в магматитах пурильского и холдаминского комплексов. Точка среднего состава риолитовых порфиров пурильского комплекса расположилась на тренде  $CuB_{22}$ , чалбинского и силинского – на тренде  $CuB_6$ , а пурильских гранитоидов – на тренде  $CuB_2$ . Природа точки среднего состава пород последнего комплекса не связана с наличием боридов по причине отрицательной корреляции между B и Cu.

Диаграмма рис. 4г показывает положительную корреляцию бора и свинца в породах силинского, холдаминского и отрицательную – в гранитах чалбинского и пурильского комплексов. Точка среднего состава риолитовых порфиров пурильского комплекса расположилась на тренде  $PbB_{70}$ , у холда-



**Рис. 4.** Диаграммы корреляции бора с цинком (а), никелем (б), медью (в), свинцом (г) и оловом (д). Магматические комплексы: 1 – пурильский (граниты); 2 – риолитовые порфиры того же комплекса; 3 – силинский; 4 – чалбинский; 5 – холдаминский (вулканиты); 6 – средний состав (по В и Ме) того или иного комплекса (см. текст). Радиальные тренды – линии стехиометрического состава предполагаемого борида.



минского – вблизи тренда  $PbB_{60}$ , силинского – на тренде  $PbB_{22}$  и чалбинского – около тренда  $PbB_{12}$ .

Диаграмма рис. 4д показывает положительную корреляцию В и Sn в породах пурильского, холдаминского, силинского и отрицательную – чалбинского комплексов. Точки среднего состава холдаминского и риолитовых порфиров пурильского комплексов разместились на тренде  $SnB_{100}$ , а пород силинского комплекса – на тренде  $SnB_{60}$ .

Итак, устойчивая положительная корреляция В с Zn, Ni, Cu, Rb и Sn наблюдается лишь в породах силинского оловоносного комплекса.

### БОРИДЫ КАК ОДИН ИЗ ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОРУДЕНЕНИЯ РАЙОНА

Основные результаты по корреляции бора с рудными элементами в магматических комплексах Комсомольского района приведены в таблице 3. Из таблицы видно, что для расплавов кислых вулканических пород, по сравнению с гранитоидными, предполагаются соединения, в общем случае более богатые бором. Среди них, по-видимому, могли быть как ранние мантийные, так и поздние – коровые. К первым, с учетом данных [35], можно отнести бориды никеля, хрома и ванадия, температуры образования которых [35] могли превышать 1000 °С. В условиях земной коры, вероятно, возможно образование боридов цинка, меди, свинца и олова. Возможны относительно высокотемпературные формы, связанные с деятельностью гранитоидного расплава в восстановительной среде, а также низкотемпературные бориды в связи с гидротермами в восстановительных условиях.

Из всех предполагаемых выше соединений наибольшее значение в качестве возможных источников оруденения могут иметь бориды олова, свинца, меди и цинка. В настоящее время известны лишь бориды меди ( $CuB_2$ ,  $T_{\text{плавл.}}=1060^\circ\text{C}$ ) и цинка ( $ZnB_{22}$ ,  $T_{\text{плавл.}}=250^\circ\text{C}$ ). Выше было показано, что у этих четырех элементов можно ожидать бориды разного со-

**Таблица 3. Типы боридов, предполагаемые при формировании пурильского, холдаминского, силинского и чалбинского комплексов гранитоидов и вулкаников, а также рудных зон Комсомольского района.**

Металлы	Бориды				
Zn	$ZnB_3(\text{г})$	$ZnB_6(\text{г})$	$ZnB_{25}(\text{в,г})$	-	-
Ni	-	-	$NiB_{22}(\text{г})$	$NiB_{76}(\text{в})$	-
Cu	-	$CuB_6(\text{г})$	$CuB_{22}(\text{в})$	-	-
Pb	-	-	$PbB_{22}(\text{г})$	$PbB_{60}(\text{в})$	$PbB_{70}(\text{в})$
Sn	-	-	-	$SnB_{60}(\text{г})$	$SnB_{100}(\text{в})$

Примечание: (г) - бориды гранитоидов, (в) - бориды кислых вулкаников.

става. В этом, по-видимому, кроются большие возможности для экспериментов по синтезу новых соединений.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ И ОЛОВОРУДНЫХ ЗОН

Глубина зарождения бороносных флюидных потоков в мантии нами оценивается не менее 100 км, учитывая наличие включений углеводов [31] в щелочных комплексах пород, данные геофизики о глубине (110 км) возбужденной мантии под восточной окраиной Буреинского массива [34], сведения о высокой бороносности кимберлитов [26] и мощность земной коры Комсомольского района в 35–40 км [34]. Температура зарождающихся базальтовых расплавов на глубине 110–120 км (25–30 кбар), согласно данным, указанным выше и в работе [33], нами оценивается в 1400–1500 °С. В этих условиях сильно нагретые борогидридные и боридные флюиды и базальтовые расплавы мигрируют по разломам в земную кору. В графитистых кристаллических сланцах фундамента коры, в условиях промежуточного очага, на глубине 30 км, будучи перегретыми на 200–300 °С ( $T=1200\text{--}1300^\circ\text{C}$ ), базальтоиды трансформируются в расплавы гранитоидного состава, обогащаются водородом по реакции  $B_2H_6+3H_2O=B_2O_3+6H_2$ , становятся «сухими» и восстановленными. Под влиянием тектонических движений эта магма существенно кислого состава продвигается вверх до глубины 3–4 км, где происходит её кристаллизация. Если этот процесс имеет место в черносланцевых комплексах, то взаимодействие расплава с углеродом вмещающих пород будет обеспечивать сохранение восстановительного режима его кристаллизации ( $T=1200\text{--}700^\circ\text{C}$ ), что подтвердили последние [12, 13] исследования гранитоидов Комсомольского района. Они показали, что исходное состояние гранитоидных расплавов как ильменитовой (оловоносной), так и магнетитовой серий является весьма восстановленным и контролируется буферной реакцией вюстит – железо. В таком виде первая серия сохраняется в течение всего магматического и ранней стадии постмагматического этапов, а вторая (магнетитовая) – после образования роговой обманки показывает состояние более высокой окисленности, а магнетит ее фиксируется на буфере MW. Олово и другие металлы, присутствующие в расплаве, находились, по-видимому, в восстановленной форме. В этих условиях могли открываться возможности для формирования боридов олова, меди, цинка, свинца и других элементов. Источником бора мог послужить  $B_2O_3$ , образовавшийся в расплаве при разложении борогидридов. Возможны как относительно высокотемпературные бориды типа  $CuB_2$  ( $T_{\text{плавл.}}=1060^\circ\text{C}$ ),  $PdB_2$  ( $T_{\text{плавл.}}=1020^\circ\text{C}$ ),  $NiB_3$  ( $T_{\text{плавл.}}=1175^\circ\text{C}$ )



и др., так и низкотемпературные их разности типа  $ZnB_{22}$  ( $T_{\text{плавл.}}=250^\circ\text{C}$ ).

По мере снижения температуры и кристаллизации гранитного расплава в его массе следует ожидать отложение в рассеянном виде наиболее высокотемпературных боридов. В остаточном расплаве увеличивается концентрация воды. При восстановительной обстановке можно ожидать отложение боридов олова ( $SnB_{60}$ ,  $SnB_{100}$ ) в линейных зонах турмалина и кварца при температуре до  $500\text{--}450^\circ\text{C}$ . При снижении температуры и повышении окислительного потенциала бориды олова и других металлов окисляются с образованием колломорфных структур касситерита. О возможности участия боридов в рудообразовании на месторождениях олова могут свидетельствовать касситериты колломорфной структуры, довольно хорошо развитые на Дубровском и других месторождениях Кавалеровского рудного района [9, 16, 23, 29]. В ряде его кварцевых жил по всей глубине их распространения наблюдаются зерна касситерита скрытокристаллического строения и колломорфного сложения (рис. 5), которые являются ранними относительно кристаллического касситерита, так как их зерна пересекаются жилками зернистого кварца и касситерита [16, 23], и нередко наблюда-



Рис. 5. Почковидное скопление темного скрытокристаллического касситерита (в центре), окаймленное более светлой каймой зернистого касситерита (справа и вверху) и рассеченное прожилками касситерита.

1 – кварц, 2 – кристаллический касситерит, 3 – скрытокристаллический касситерит [23]. Без анализатора, увел. 33.

ются в таком кварце в качестве реликтов. Количественный спектральный анализ, проведенный в лаборатории ДВГИ, обнаружил содержания бора в колломорфных касситеритах месторождения Джалинда в количестве 34 и 44 г/т, а на месторождении Дубровском – 17 г/т. Но это может быть и следствием сильного окисления боридов олова и, частично, выноса  $B_2O_3$  за пределы зерен касситерита. Низкая (1,3–10%) степень окисления железа в турмалине большинства минерализованных зон [10] не является признаком, благоприятным для одновременного образования с ними касситерита (рис. 6), хотя эти минералы и находятся нередко в одной кварцевой жиле.

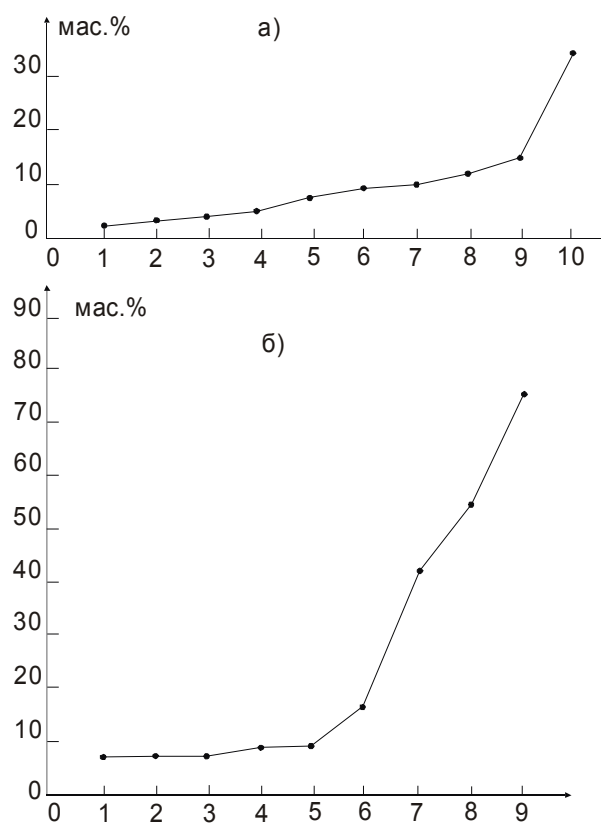


Рис. 6. Диаграммы степени окисления железа турмалинов Комсомольского (а) и Кавалеровского (б) рудных районов.

Турмалины минерализованных зон (а): 1, 2 – кварцевые жилы с касситеритом на Лучинском месторождении; 3 – пятнистая турмалин-кварцевая порода; 4, 5 – турмалин-кварцевые породы Высокогорного месторождения; 6 – турмалин-кварцевая порода по гранодиориту; 7 – турмалин-кварцевая жила с касситеритом; 8 – турмалин-кварцевая порода г. Снежная; 9 – турмалин-кварцевая порода с касситеритом и пиритом; 10 – полихромный турмалин из турмалин-кварцевой породы по гранодиорит порфиру.

Турмалины минеральных зон (б): 1 – гранит; 2 – Главная зона; 3 – Горелая; 4 – грейзен; 5 – Ближняя; 6 – Главная зона; 7 – Красивая; 8 – Ягодная; 9 – Придорожная.

Что касается образования сульфидных минералов и руд, то в их природе отчетливо не просматривается боридная стадия генезиса. Это, отчасти, связано с тем, что временной и температурный [500–350 °С] интервал между боридной и сульфидной стадиями минерализации на месторождениях олова является, вероятно, небольшим, и при массовом отложении сульфидов в рудных образованиях невозможно обнаружить каких-либо реликтов боридов.

Приведенные данные показывают, что роль соединений бора в образовании месторождений олова может быть более существенной, чем это предполагалось ранее. Не исключено, что бориды олова формировали самостоятельную – докасситеритовую стадию оруденения при температуре до 500–450 °С. После этого они подвергались окислению, в результате чего мог образоваться колломорфный касситерит, а  $B_2O_3$ , как легко растворимый компонент [37], был в значительной мере удален водным раствором от места нахождения боридов. Такого рода касситерит в последующем при вспышках пневматолито-гидротермальных процессов был, в основном, перекристаллизован в кристаллическую разность, которая и преобладает на месторождениях.

Альтернативным, в известной мере, этому представлению может быть следующее. Все относительно высокотемпературные бориды олова были дисперсно рассеяны в силинских гранитоидах в процессе их кристаллизации в восстановительных условиях. При снижении температуры они были окислены и вещество их переотложено гидротермами в кварцевых жилах с образованием касситерита и турмалина. Подтверждением этого можно считать положительную корреляцию бора с оловом в силинских гранитоидах, а также данные [27] об увеличении содержания бора с глубиной в составе включений в касситерите и об отсутствии его во включениях из более поздних сульфидов. Все это показывает, что по вопросу о природе месторождений олова рассматриваемой формации необходимы дальнейшие исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М.: Наука, 1982. 272 с.
2. Асманов В.Я., Вокуев А.Д., Гоневчук В.Г. и др. Металлогения Комсомольского района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 85–112.
3. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 149 с.
4. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Рябчиков И.Д. и др. Особенности поведения олова при ликвации алюмосиликатного расплава // Геохимия. 1983. № 2. С. 182–189.
5. Барсуков В.Л., Бакулин Ю.И., Волосов А.Г. Геохимические и петрохимические принципы прогноза рудоносности Дальнего Востока // Геохимия. 1985. № 8. С. 1078–1099.
6. Бор, его соединения и сплавы. М.: Металлургия, 1960. 312 с.
7. Борисова Н.В., Кожина Е.Л. Боратные системы // Диаграммы состояния систем тугоплавких оксидов: Справ. Т. 5. С. 5–64.
8. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др. М.: Наука, 1971. 335 с.
9. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района / Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Ананьев В.В. и др. М.: Наука, 1980. 250 с.
10. Гореликова Н.В. Особенности турмалиновой минерализации оловорудных месторождений различных генетических типов // Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 101–117.
11. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Минерализованные эксплозивные брекчии Комсомольского рудного района // Геология руд. месторождений. 1983. Т. 25, № 1. С. 100–116.
12. Гоневчук В.Г., Худоложкин В.О., Гоневчук Г.А. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий (в связи с проблемой рудоносности) // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 23–30.
13. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1999. 62 с.
14. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: Автореф. канд. дис.... геол.-минер. наук. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1980. 31 с.
15. Зимин С.С., Моисеенко В.Г., Октябрьский Р.А. и др. Роль соединений бора в образовании турмалинсодержащих месторождений золота.
16. Кигаи И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М.: Наука, 1968. 245 с.
17. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Минералого-геохимические черты и некоторые особенности генезиса Фестивального месторождения // Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 3–24.
18. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Физико-химические условия рудообразования по термобарогеохимическим данным // Зональность и глубинность оловянного оруденения на примере Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. С. 140–162.
19. Корсукова М.М., Гурин В.Н., Козлова И.Р. и др. // Неорганическая химия. 1971. № 7. С. 15–18.
20. Корсукова М.М., Гурин В.Н., Сорокин В.Н. и др. Свойства и некоторые перспективы использования высших боридов подгруппы цинка // Бор. Получение и свойства. М., 1974. С. 235–239.
21. Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, метасоматиты и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алха-

- найский район). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 163 с.
22. Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 145 с.
  23. Левицкий О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 309–330.
  24. Маккей К. Водородные соединения металлов. М.: Мир, 1968. 242 с.
  25. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 259 с.
  26. Маршинцев В.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 240 с.
  27. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
  28. Некрасов И.Я., Григорьев А.П., Григорьева Т.А. и др. Изучение высокотемпературных боратов. М.: Наука, 1970. 286 с.
  29. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 235 с.
  30. Осипова Г.А. Колломорфный касситерит в оловорудных жилах месторождения Дубровского (Кавалеровский район) // Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 74-83.
  31. Петерсилье И.А. О происхождении углеводородных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива // Геохимия. 1962. № 1. С. 32–43.
  32. Радкевич Е.А. Оловорудные месторождения СССР // Геология олова. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 385–483.
  33. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
  34. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджальского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1992. № 1, С. 31–38.
  35. Самсонов Г.В., Веницкий И.М. Тугоплавкие соединения. М.: Metallurgy, 1976. 557 с.
  36. Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю. и др. Первая находка ( $H_3BO_3$ ) – кристаллической борной кислоты во флюидных включениях в минералах // Тезисы докладов IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 1999. С.
  37. Физико-химические свойства окислов. Справочник. М.: Metallurgy, 1978. 472 с.
  38. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья (Геология и генезис). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 173 с.
  39. Химия и периодическая таблица / Сайто К., Хаякава С., Такеи Ф., Ямадера Ф. М.: Мир, 1982. 320 с.

Поступила в редакцию 3 января 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*S.S. Zimin*

### **Role of the boron compounds in the formation of tin deposits of a cassiterite-silicate formation (on the example of the Komsomolsk ore district)**

The first part of the paper considers the role of borohydrides in geological processes. These compounds came from the deep-seated zones of the mantle and penetrated into the centers of granitoid magma in the earth's crust through the weakened zones. At high (1200 K) temperature, interacting with melt water, borohydrides decompose into  $H_2$  and  $B_2O_3$ . Hydrogen creates the reduction regime in the center, and above it its reaction with oxygen results in the formation of diatremes.  $B_2O_3$  remains in the melt and under the action of hydrogen and carbon of black shales favors the formation of borides, preceding oxides and tourmaline.

In the second part of the paper, the main features of geology, metallogeny, and geochemistry of the Jurassic-Cretaceous magmatic rock communities of the Komsomolsk ore district are discussed. Among the four magmatic complexes (Purilsky, and others), the stable positive correlation of boron with such elements as Zn, Ni, Cu, Pb, and Sn is observed only in the rocks of the Silinsky granitoid complex. The points of intermediate rocks (on boron and metal) in the Silinsky ore-bearing granitoids are arranged on the trends of known in the literature or expected borides.

Borides were formed under the reduction regime and prior to cassiterite crystallization. The latter is suggested to be formed after and due to tin boride oxidation and subsequent metamorphism during new magmatism bursts.

**ЮБИЛЕИ**

**АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ ХАНЧУК**

**(к 50-летию со дня рождения)**

Члену-корреспонденту Российской академии наук, директору Дальневосточного геологического института ДВО РАН Александру Ивановичу Ханчуку 19 сентября 2001 г. исполняется 50 лет, 25 из которых он посвятил геологической науке.

А.И.Ханчук – известный ученый в области геотектоники и региональной геологии, имя которого хорошо знакомо как в нашей стране, так и за ее пределами.

Александр Иванович родился в Белоруссии. Служил в армии, работал на производстве.

В 1976 году, после окончания с отличием Львовского университета, он был направлен в ДВГИ, где до этого проходил преддипломную практику. Начиная с геологических исследований на Камчатке, работал на Чукотке, о. Сахалин, в Приморье. Участвовал в научных морских экспедициях по изучению геологического строения дна Филиппинского моря.

Научные исследования А.И. Ханчука отличаются широтой своей тематики и комплексностью подхода к решению сложных геологических задач, охватывая диапазон от конкретных вопросов минералогии и петрологии до глобальных проблем геодинамики и металлогении. Здесь первое описание и гранатового габбро в офиолитах, и разлома Яп в Филиппинском море как глобального правого сдвига. С именем А.И. Ханчука связано развитие концепции аккреционной тектоники на Дальнем Востоке. Им выделены и охарактеризованы древние субдукционно-аккреционные призмы, включающие части палеоокеанической литосферы, среди которых впервые идентифицированы фрагменты древних гайотов (атоллов) и офиолиты океанических плато.

В Корякском нагорье описан и предложен в качестве типового единственный в России и один из немногих в мире уникальный разрез офиолитов, содержащий все составные части офиолитового комплекса. С новых позиций объяснена природа Буреинского и Ханкайского массивов. Согласно выводам А.И. Ханчука, эти массивы являются метаморфизованными частями каледонского орогенного пояса, а не выступами древнего фундамента, как это представлялось ранее.

На основании реконструкций геодинамических обстановок прошлого сделано заключение о формировании континентальной литосферы Сихотэ-Алиня в короткий по геологическим меркам промежуток времени (юра – ранний мел) и дискретном наращивании ею по латерали раннепалеозойской литосферы Буреинско-Ханкайского региона. Сихотэ-Алинский орогенный пояс впервые охарактеризован как гигантская S-образная структура, возникшая в результате синсдвигового сжатия доаккреционных структур в процессе фор-



мирования континентальной литосферы. По аналогии предложено и другие орогенные пояса рассматривать как системы гигантских синсдвиговых складок с вертикальными шарнирами.

Мезозойская и кайнозойская геодинамика Восточной Азии представлена как чередование субдукционного и трансформного (калифорнийский тип) взаимодействия континентальных и океанических литосферных плит. Образование раннемеловых и палеогеновых магматических комплексов Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского регионов и плиоцен-раннечетвертичного Камчатки впервые объяснено связью с формированием слэб-виндоу. Соответственно выделены два типа рудно-магматических систем: субдукционные (высоководные) с гомодромной последовательностью магматизма и слэб-виндоу (маловодные), магматизм которых характеризуется антидромной последовательностью.

А.И. Ханчук является одним из организаторов крупного международного проекта по составлению Карты полезных ископаемых и металлогенических поясов Дальнего Востока России, Аляски и Канадских Кордильер и Карты тектоно-стратиграфических террейнов Северной Циркум-Пацифики. Проекты были завершены в 1999 году. Результаты исследований изданы в печатном виде и в электронной форме. В настоящее время А.И. Ханчук является соруководителем и разработчиком международного проекта "Металлогения и тектоника Северо-Восточной Азии", в котором участвуют исследователи из России, США, Японии, Китая, Республики Корея и Монголии.

Александр Иванович постоянно оказывал и оказывает действенную помощь геологическим и горнодобывающим предприятиям по сохранению и развитию геолого-разведочных работ, проведению аналитических исследований и установлению творческих контактов с научными организациями. За заслуги в деле развития геологических исследований на Дальнем Востоке и весомый вклад в развитие минерально-сырьевой базы Приморья А.И. Ханчук награжден юбилейной медалью "За заслуги в разведке недр Приморского края" и Почетной грамотой Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

Особое внимание А.И. Ханчук уделяет воспитанию высококвалифицированных научных кадров. В ходе осуществления федеральной целевой программы "Государственная поддержка интеграции высшей школы и фундаментальной науки" под руководством А.И. Ханчука успешно продолжаются многолетние проекты: учебно-научная экспедиция "Оценка биологических и минеральных ресурсов, состояния и изменения окружающей среды, климата и народонаселения Тихоокеанской окраины России" и базовая учебно-научная кафедра "Геология и металлогения Азиатско-Тихоокеанского региона". Сейчас под руководством А.И. Ханчука проходят обучение в очной аспирантуре ДВГИ 4 молодых специалиста.

А.И. Ханчук является одним из инициаторов внедрения и развития на Дальнем Востоке геоинформационных систем. Одним из результатов этой работы стала первая на российском Дальнем Востоке геоинформационная система "Геология и полезные ископаемые Приморского края".

Помимо исследовательской деятельности А.И. Ханчук проводит большую организационную работу, являясь с 1993 г. директором Дальневосточного геологического института. За годы его руководства заметно увеличилось число издаваемых институтом научных трудов, количество получаемых сотрудниками института грантов РФФИ и совместных международных проектов, возрос приток молодых специалистов, значительно укрепилась аналитическая база.

Александр Иванович выполняет значительный объем работы, связанный с его обязанностями заместителя главного редактора журнала "Тихоокеанская геология", заведующего кафедрой рационального природопользования в Дальневосточном государственном техническом университете и председателя специализированного совета ДВГИ ДВО РАН по защитах кандидатских и докторских диссертаций

Сегодня А.И. Ханчук полон творческих планов, жизненных сил и намерений дальнейшего приложения своего таланта на благо российской и мировой геологической науки.

Коллеги, соратники и друзья желают ему крепкого здоровья, счастья, благополучия, высоких творческих достижений, ярких научных открытий и всего самого наилучшего!

*Редакционная коллегия журнала Тихоокеанская геология*

**ВИКТОР ИВАНОВИЧ СУХОВ**

(к 70-летию со дня рождения)

13 сентября 2001 исполняется 70 лет одному из старейших геологов Дальнего Востока – Виктору Ивановичу Сухову, доктору геолого-минералогических наук, академику Международной академии минеральных ресурсов, члену редакционной коллегии журнала Тихоокеанская геология, члену Дальневосточного экспертного совета (НРС МПР России).

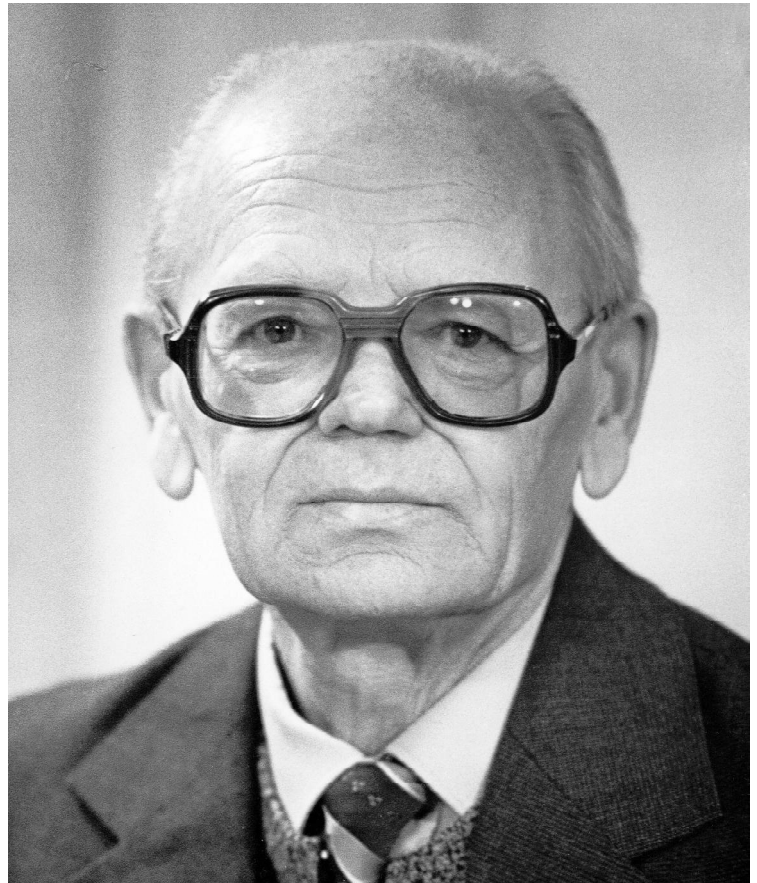
После окончания в 1955 г. Кишиневского университета В.И.Сухов молодым специалистом приехал на Дальний Восток, с которым на долгие годы связал свою трудовую и научную деятельность. Геологом он участвовал в изучении Гаринского железорудного района. Работая начальником геолого-съёмочной партии, подготовил и защитил в НРС ВСЕГЕИ два листа Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. В 1961 г. В.И.Сухов становится начальником Петрографического кабинета ДВТГУ, а в 1966–1968 г.г. являлся главным геологом Комплексной тематической экспедиции. В этот период он выполнял тематические исследования по стратиграфии и литологии палеозоя Приамурья, геологии и рудоносности вулканоплутонических комплексов.

В 1967 г. В.И.Сухов защитил кандидатскую диссертацию «Позднемеловой и третичный вулканизм и гидротермальный метаморфизм пород Нижне-Амурской вулканической зоны».

В 1968 г. В.И.Сухов переходит в Дальневосточный институт минерального сырья, где работает зав. отделом геологии, геохимии и оценки месторождений, (в 1969 г занимается организацией петрографической службы и проведением металлогенических исследований в Демократической Республике Вьетнам), зав. сектором отдела специсследований, зав. сектором месторождений отдела геологии месторождений и их оценки, зав. сектором прогноза и оценки золоторудных месторождений в магматических комплексах, зав. сектором месторождений в магматических комплексах, а с 1984 г. по 1992 г. – зав. отделом комплексных исследований рудных районов, а с 1993 г. являлся заместителем директора по научной работе.

За годы своей работы в ДВИМСе (1968-2000 г.г.) В.И.Сухов сложился и вырос в крупного ученого, получившего мировое признание.

Широк круг научных исследований, проведенных В.И.Суховым: геология, тектоника, формационный состав, рудоносность, геодинамика, петрохимия, генезис, гидротермальный метаморфизм, металлогения мезокайнозойских вулканических поясов и интрузивного магматизма Дальнего Востока; региональные рудно-магматические системы Приамурья, Востока СССР и их типизация; металлогения вулканотектонических структур российской части Тихоокеанского кольца; корреляция тектоно-магматических процессов поздне-мезозойско-кайнозойского этапа развития юга Дальнего Востока; геолого-экономическая оценка некоторых рудных районов; прогнозирование месторождений золота, серебра, молибдена в Амурской области и Хабаровском крае, научная редакция 4-х листов Минерагенической карты региона БАМ; петрографо-петрологи-



ческие основы ГСР-50 в Северном Сихотэ-Алине; формационное расчленение и корреляция раннедокембрийских комплексов юга Дальнего Востока; дайки и малые интрузии Амурской области; типизация мафит-ультрамафитовых массивов восточной части региона БАМ и определение направлений ГРП на никель.

В 1981 г. Сухов В.И. защитил докторскую диссертацию «Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР».

В этой диссертации были разработаны принципы системного подхода к исследованию процессов магматизма. С этих позиций им была дана обобщенная характеристика геологии, тектоники и металлогении юга Дальнего Востока, разработано представление о региональных рудно-магматических системах, которое получило дальнейшее развитие в трудах других ученых.

В период с 1992 по 2000 г. Виктор Иванович Сухов руководил составлением металлогенической карты Дальневосточного региона в масштабе 1:1 500 000. Результаты этих работ изложены в отчетах и в монографии «Металлогения Дальнего Востока России» (издательство ДВИМСа, 2000 г.), а картографический материал реализован в электронном виде. Эта работа представляет собой современную металлогеническую сводку, которая может быть использована при прогнозных построениях и оценке перспективности отдельных районов Дальнего Востока.

В.И.Сухов – хороший организатор, инициативен, принципиален, способен ставить и решать крупные проблемы, отличается высокой работоспособностью. Он является автором и соавтором 4 монографий, более 80 научных статей и 37 научно-исследовательских отчетов.

В.И.Сухов активно участвует в работах региональных, всесоюзных и международных симпозиумов. В 1979 г. в составе советской делегации принимал участие в работе Генеральной ассамблеи Международного географического и геодезического союза (Канберра, Австралия).

Виктор Иванович полон сил, оптимизма, планов научной деятельности и продолжает свой изначально выбранный путь в составе коллектива ВСЕГЕИ. За свой образцовый и плодотворный труд В.И.Сухов награжден медалью «В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина», орденом «Знак почета» и медалью «Дружба» (ДРВ).

Виктор Иванович – активный член редколлегии журнала "Тихоокеанская геология". В день юбилея коллеги и друзья желают ему крепкого здоровья и новых свершений на благо дальневосточной геологии.

*Редакционная коллегия журнала Тихоокеанская геология*