

Том 20, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 2001

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

СОДЕРЖАНИЕ

Геодинамика, седиментология и стратиграфия

- О.А. Мельников, Л.Н. Поплавская, Т.В. Нагорных.* Система напряжений в очагах Сахалинских землетрясений и ее связь с тектоникой острова 3
- О.В. Дударев, А.И. Боцул, В.В. Аникиев, Г.М. Колесов, Д.Ю. Сапожников.* Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) 12
- А.Н. Филиппов, Г.И. Бурый, В.С. Руденко.* Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации 26
- В.К. Попов, А.В. Гребенников.* Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье 47

Минералогия и геохимия

- С.С. Зимин, В.П. Молчанов, В.И. Сапин.* Биотит-кордиерит-андалузитовые роговики из гипербазитов Чхончжин-Кайшантунской зоны офиолитов 55
- П.Я. Тищенко, А.Н. Деркачев, Г.Ю. Павлова, Э. Зюсс, К. Вальман, Г. Борман, Й. Грайнерт.* Образование карбонатных конкреций в местах выделения метана на морском дне 58
- Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, А.Н. Деркачев, Н.Н. Баринев.* Минералы зеленых глинистых образований Корейского пролива 68

Минерагения

- И.Я. Некрасов, Г.Г. Лихойдов, Л.П. Плюснина, Т.В. Кузьмина.* Особенности геологии, геохимия и генезис Улахан-Сисского, Куларского и Хараулахского золоторудных узлов Верхоянской складчатой области 79
- А. А. Коковкин.* Некоторые особенности кайнозойской экзогенной металлогении области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов 87
- А.П. Ван-Ван-Е.* Эродированность эндогенных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Дальнего Востока 97

Рецензии

- В.Г. Хомич, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин, Н.Г. Борискина.* Золотоносные рудообразующие системы Юго-Восточного Китая 105

Хроника

- Ю.Я. Ваццлов.* Проблемы геофизики на 31-ом Международном геологическом конгрессе в Бразилии 113

Юбилей

- Н.П. Романовский* (к 70-летию со дня рождения) 117

CONTENTS

Geodynamics, Sedimentology and Stratigraphy

- O.A. Melnikov, L.I. Poplavskaya, T.V. Nagornykh.* A system of stresses in Sakhalin earthquake sources and its relation with tectonics 3
- O.V. Dudarev, A.I. Botsul, V.V. Anikiev, G.M. Kolesov, D.Yu. Sapozhnikov.* Modern sedimentation in the Northwestern Anadyr Bay Cryolithozone (the Bering Sea) 12
- A.N. Philippov, G.I. Buriy, V.S. Rudenko.* Stratigraphic sequence of volcanogenic-sedimentary deposits from the Samarka terrane (Central Sikhote-Alin): a record of paleoceanic sedimentation 26
- V.K. Popov, A.V. Grebennikov.* New data on the age of effusives from the Bogopolsky suite in Primorye 47

Mineralogy and Geochemistry

- S.S. Zimin, V.P. Molchanov, V.I. Sapin.* Biotite-cordierite-andalusite hornfels from ultrabasites of the Chkhonzhin-Kaishantunsky ophiolitic zones 55
- P.Ya. Tishchenko, A.N. Derkachev, G.Yu. Pavlova, Ye. Zyuss, K. Walman, G. Borman, Ye. Grainert.* Formation of carbonate concretion in places of methane show on the seafloor 58
- Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, A.N. Derkachev, N.N. Barinov.* Minerals of the green clay formations in the sediments of the Korean Strait 68

Minerageny

- I.Ya. Nekrasov.** *G.G. Likhoidov, L.P. Plusnina, T.V. Kuzmina.* Peculiarities of geology, geochemistry and genesis of Ulakhan-Sissky, Kular and Kharaulakh gold major zones, Verkhoyansk orogenic area 79
- A.A. Kokovkin.* On some peculiarities of exogenic Cenozoic metallogeny of Central Asian and Pacific mobile belts joint areas 87
- A.P. Van-Van-Ye.* Erodibility of endogenic deposits in tectono-magmatic activation zones of the Far East 97

Reviews

- V.G. Khomich, V.P. Utkin, A.N. Mitrokhin, N.G. Borikina.* Gold-bearing ore-forming systems of Southeastern China 105

Chronicles

- Yu.Ya. Vashchilov.* Problems of geophysics at the 31 International Geological Congress in Brazil 113

Anniversaries

- N.P. Romanovsky* (to the 70-th birth anniversary) 117

ГЕОДИНАМИКА, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК [550.34.06:551.305.1](571.64)

СИСТЕМА НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГАХ САХАЛИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЕЕ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ ОСТРОВА

О.А. Мельников, Л.Н. Поплавская, Т.В. Нагорных

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

Впервые получен и анализируется с тектонической точки зрения массовый материал о механизмах очагов коровых землетрясений о. Сахалин. Установлено, что система напряжений в земной коре острова характеризуется отчетливо выраженным субмеридиональным чередованием зон сжатия и растяжения. Такая закономерность, по мнению авторов, объясняется взаимодействием двух основных типов структур, составляющих мегантиклинорий острова, – видоизмененно-возрожденных реликтовых и молодых новообразованных антиклинорий и синклинорий. Зоны сжатия приурочены к участкам непосредственного противостояния молодых и древних антиклинорий. Зоны растяжения разделяют эти участки.

Вариации поля упругих напряжений земной коры о. Сахалин интерпретируются также с позиций ротационной модели Земли, предложенной ранее О. А. Мельниковым.

Ключевые слова: землетрясения, земная кора, механизм очага, система напряжений, ротационная модель, тектоника, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени число сахалинских землетрясений с известным механизмом очага в силу объективных причин (в основном, из-за разреженности сети наблюдающих станций и, следовательно, дефицита исходной информации) было невелико [1, 2, 4, 19, 20], а сами определения механизмов страдали большими погрешностями.

Однако в процессе направленного развития соответствующих технологий, в течение 1980–1995 гг. в ИМГиГ ДВО РАН была усовершенствована методика массового определения механизмов очагов коровых землетрясений [3, 5, 18, 24, 25, 30, 35], позволяющая получать устойчивые решения по небольшому набору исходных данных.

К настоящему времени получены с удовлетворительной точностью решения задачи о механизме очагов более 130 землетрясений о. Сахалин с гипоцентрами в земной коре. В их числе сильные ($M > 4.5$) землетрясения 1962–1984 гг., “фоновые” ($3.5 \leq M \leq 4.5$) негруппированные землетрясения 1985–1997 гг.,

главные толчки и афтершоки Монеронского и Нефтегорского землетрясений (1971 и 1995 гг., соответственно) [18, 24, 25, 31, 34, 35].

Настоящее исследование посвящено анализу полученного материала о механизмах очагов негруппированных землетрясений Сахалина за 1962–1997 гг. с тектонических позиций.

МЕТОДИКА, РЕЗУЛЬТАТЫ И ОЦЕНКИ ДОСТОВЕРНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЙ МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ О. САХАЛИН

Основным инструментом для массовых определений механизма очагов являлась программа “МЕХАНИЗМ” [6]. Испытания базового алгоритма этой программы, выполненные по результатам наблюдений за 1964–1982 гг. [27, 28], показали следующее [26]:

1) точность получаемых решений заметно зависит от объема исходной информации, с его увеличением уменьшается размер 85% доверительной области и число возможных решений в этой области;

2) для успешной работы алгоритма требуется не менее 40–50 знаков первых вступлений в Р-волне;

3) в случае одностороннего расположения станций относительно очага землетрясения центр 85% доверительной области оказывается смещенным относительно решений с максимальным значением функции правдоподобия.

В условиях наблюдательной сети в регионах Дальнего Востока с преимущественно коровой активностью, каким является о. Сахалин, для слабых ($M \leq 4,5$) землетрясений имелось, как правило, не более 20 знаков первых смещений в Р-волне, что явно недостаточно для получения устойчивого решения задачи о механизме.

С целью увеличения статистики знаков, для коровых землетрясений нами были использованы знаки первых смещений в прямых волнах PG. Кроме того, там, где это удавалось, использовались по традиции [22] знаки в волнах pP. Следует напомнить, что волны PG и pP направлены от очага вверх и, следовательно, их использование улучшает не только статистическую обеспеченность решаемой задачи, но и поквadrантное распределение знаков, что особенно важно в условиях односторонне расположенной сети наблюдающих станций.

Для каждого из изученных сейсмических событий определения механизма очага выполнялись в два этапа.

На первом этапе решение задачи о механизме находилось с помощью ПЭВМ [6] по знакам первых смещений в волнах Pn, PG (или pP). Поскольку изучались, в основном, слабые землетрясения и, следовательно, число используемых знаков было невелико, 85%-ные доверительные области ЭВМ-решений, как правило, оказывались очень большими. Поэтому на втором этапе ЭВМ-решения с максимальным значением функции правдоподобия уточнялись путем привлечения (вручную) знаков SV, SH, SVG, SHG-волн с использованием теоретических палеток nodальных линий для SV и SH-волн [22].

Привлечение данных о знаках SV и SH-волн позволило существенно уменьшить область возможных решений, а в целом ряде случаев приводило к единственному решению или небольшому набору близких решений [3, 5, 24, 25, 30].

Статистический анализ доверительных оценок (DLT) для ориентации осей напряжений сжатия (P), растяжения (T) и промежуточного (N) показал, что в целом по всему использованному в настоящей работе материалу ЭВМ-решения характеризуются следующими средними значениями рассеяния: T – DLT= 13 ± 9 град.; P – DLT= 11 ± 7 град.; N – DLT= 15 ± 11 град. Привлечение знаков S-волн, как уже упоминалось, позволило уменьшить размеры доверительных

областей таким образом, что для осей P и T они оказались близкими и составили DLT= 5 ± 2 град., а для оси N – DLT= 7 ± 3 град.

СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПЛАН, СИСТЕМА НАПРЯЖЕНИЙ И ХАРАКТЕРНЫЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ О. САХАЛИН

Анализ тектонического развития Хоккайдо-Сахалинского мегантиклинория [7–9, 11] показал, что его современный структурный план представляет собой сочетание двух типов структур: древних – реликтовых, но видоизмененно-возрожденных, т.е. сохранивших свое тектоническое значение; молодых – новообразованных. В целом они обязаны своим происхождением трем фазам активного складкообразования: Мияко – на границе раннего и позднего мела; ларамийской – на границе мела и палеогена; сахалинской – в плиоцен-четвертичное время.

С первой фазой складчатости связано происхождение многих структур Японии, а также структур о. Монерон, расположенного вблизи западного побережья южной части о. Сахалина.

Второй – ларамийской или Камчатской [21] фазе складчатости на Сахалине обязана происхождением система из трех горно-антиклинорных сооружений вдоль восточного побережья Сахалина (с севера на юг): Шмидтовского (восточный хребет п-ова Шмидта с прилегающими участками Охотского моря); Восточно-Сахалинского (одноименные горы); Сусунайско-Анивского, охватывающего Сусунайский и Тонино-Анивский хребты. Эти сооружения имеют общее происхождение и, одновременно, отчетливо выраженный обособленно-разобщенный характер (север-северо-западное простираение, кулисообразное взаиморасположение с восточным смещением каждой северной структуры относительно соседней южной).

В третью – плиоцен-четвертичную фазу складчатости образовались все молодые новообразованные сахалинские структуры. Среди них – антиклинории Северо-Восточный, охватывающий западный хребет п-ова Шмидта и три грядо-антиклинальные зоны вдоль северо-восточного побережья острова, Западно-Сахалинский, включающий одноименные горы и их северное продолжение вдоль западного побережья Сахалина, северная периклиналь антиклинория Камуикотан (о. Хоккайдо), включающего п-ов Крильон на Сахалине.

Молодыми новообразованными синклинориями, разделяющими как новообразованные, так и реликтовые антиклинории, являются (с севера на юг): Охотский, охватывающий депрессию между западным и восточным хребтами п-ова Шмидта и ряд де-

прессий на месте многочисленных лагун-залювов вдоль северо-восточного побережья Сахалина; Байкальско-Нышский, отделяющий Северо-Восточный антиклинорий от северной периклинали Западно-Сахалинского антиклинория; Тымь-Поронайский, отвечающий одноименной депрессии, отделяющей Восточно-Сахалинский антиклинорий от центральной части Западно-Сахалинского антиклинория; Южно-Сахалинский, отвечающий одноименной депрессии, между Сусунайско-Анивским антиклинорием и южной периклинали Западно-Сахалинского антиклинория; Татарский, охватывающий территорию одноименного пролива, отделяющего Западно-Сахалинский антиклинорий от структур Сихотэ-Алиньской складчатой области, а на юге разделяющий северные периклинали антиклинориев Китаками и Камуикотан.

Сахалинская фаза складчатости выразилась не только в создании всех перечисленных новообразованных структур, но и в существенном изменении и усложнении древних реликтовых образований. Молодые новообразованные антиклинории на Сахалине характеризуются достаточно выдержанным субмеридиональным простиранием, кулисообразным характером сочленения между собой (аналогично реликтовым антиклинориям), наличием следов явного облекания реликтовых антиклинориев молодыми. Общее субмеридиональное простирание имеют и молодые новообразованные синклинии. Однако если они разделяют плиоцен-четвертичные и ларамийские антиклинории, то приобретают достаточно хорошо выраженное север-северо-западное простирание, согласное с простиранием реликтовых антиклинориев. Различием в простирании молодых и древних антиклинориев объясняется закономерное расширение в южном направлении разделяющих их депрессий-синклинориев и, наоборот, сужение, подъем шарниров и следы облекания – в северном направлении.

Перечисленные особенности современного структурного плана Сахалина свидетельствуют о явном взаимодействии древних и молодых горно-антиклинорных сооружений острова. Древние реликтовые антиклинории характеризуются очевидной консолидацией, превратившей их в сравнительно жесткие, устойчивые блоки земной коры, разделенные менее консолидированными, менее жесткими и устойчивыми участками между ними. Возникшие на месте этих последних новообразованные горно-антиклинорные сооружения вынужденно взаимодействуют с древними, которые служат своеобразным жестким упором (рамой) для более подвижных и пластически податливых новообразований.

Таков, по всей видимости, характер взаимодействия древних реликтовых и молодых новообра-

зованных структурных элементов в современном структурном плане Сахалина.

Пространственное распределение сахалинских землетрясений по характеру напряженного состояния в их очагах и типам сейсмодислокаций (рис. 1, 2) показало, что в земной коре острова области близгоризонтального сжатия чередуются с участками преобладания растягивающих напряжений. Разнородно напряженные участки земной коры устойчивы во времени и пространстве (по крайней мере, за изучаемый здесь период наблюдений) и разделены между собой некими границами. В очагах землетрясений, дислоцирующихся вдоль таких границ, оси Р и Т ориентированы относительно горизонта под одинаковыми углами [23].

Установленный характер напряженного состояния определяет тип сейсмодислокаций в каждом из упомянутых участков.

Краткая характеристика поля упругих напряжений и основных сейсмодислокаций в отдельных сейсмоактивных районах острова представлена ниже (рис. 1, 2, табл.).

Северо-запад о. Сахалин и прилегающее побережье Хабаровского края (севернее 51.5°N) находятся (рис. 1, 2) под преимущественным воздействием близгоризонтальных растягивающих напряжений [25]. Подавляющее большинство подвижек в очагах землетрясений (~75%) – взрезы, редко (~17%) – сбросы. При этом следует отметить, что изученные механизмы относятся к слабым (табл.) землетрясениям ($M=3.6\div 4.9$).

Западное побережье о. Сахалин ($47.5^{\circ}\text{N}\div 51.5^{\circ}\text{N}$) по типу напряженного состояния в земной коре разделено на два участка: в интервале широт $49.6^{\circ}\text{N}\div 51.5^{\circ}\text{N}$ преобладает близгоризонтальное сжатие, в интервале $47.5^{\circ}\text{N}\div 49.6^{\circ}\text{N}$ – растяжение.

Для сильных ($M=4.7\div 5.5$) сейсмических событий, происшедших в условиях преобладающего сжатия, имели место подвижки типа взброса и взбросо-сдвига.

На участке, находящемся в условиях растяжения, самым сильным было землетрясение с $M=4.7$ и подвижкой типа сброса. В очагах более слабых толчков характерны взрезы. Сбросы характерны для шельфа Татарского пролива, взрезы – для западного побережья острова. (рис. 1, табл.)

Юго-западное побережье о. Сахалин (южнее 47°N) находится в условиях сжатия. Сильнейшим здесь было Монеронское землетрясение 5.09.1971 г. с $M=7.5$ [1, 2], с подвижкой типа пологого надвига. Подавляющее большинство афтершоков и негруппированных землетрясений – также пологие надвиги (31%) или взбросы (27%), в том числе: землетрясения с $M=5.8\div 6.9$ – взбросы, с $M\approx 5.5$ – пологие надвиги,

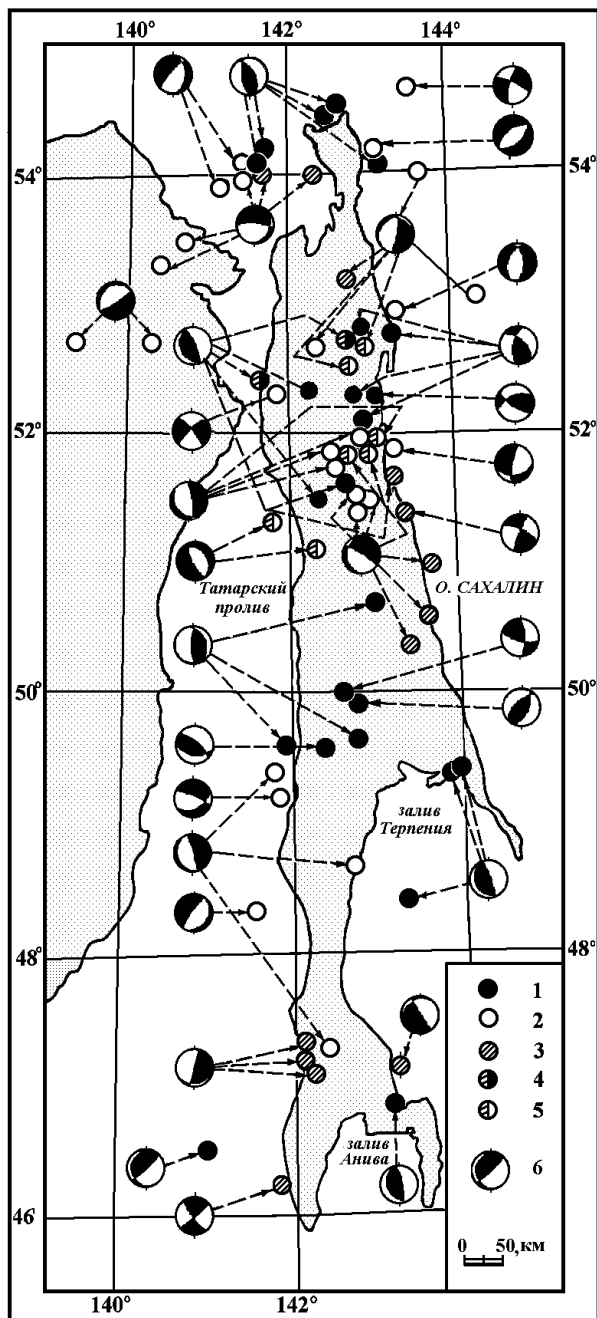


Рис.1. Пространственное распределение негруппированных коровых землетрясений о. Сахалин с известным механизмом очага, 1962–1997 гг.

1–5 – характер напряженного состояния в очаге: преобладает близгоризонтальное сжатие (1) или растяжение (2); оси P и T наклонены к горизонту под равными (в пределах точности решения) углами (3); близгоризонтальное сжатие (4) или растяжение (5), установленные неуверенно; 6 – стереограмма механизма очага в проекции на нижнюю полусферу (залита область прихода волн сжатия). Стрелка указывает на очаг с соответствующим типом механизма (сейсмодислокации).

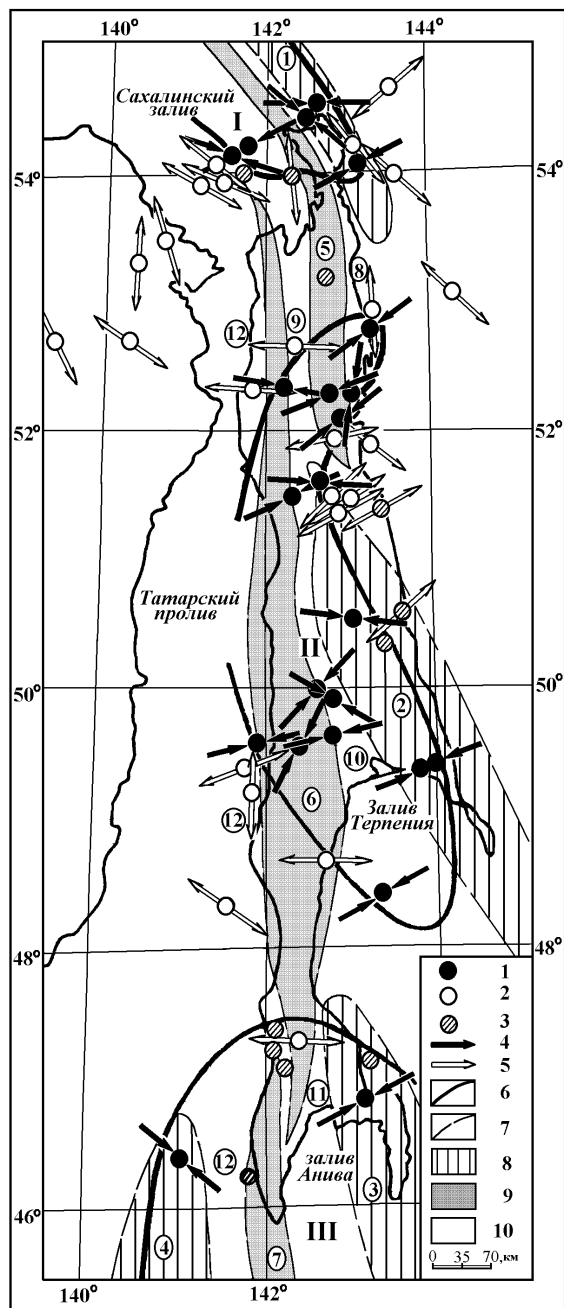


Рис.2. Современный структурный план Сахалина и система тектонических напряжений в земной коре острова.

1–3 – см. рис. 1; 4, 5 – ориентация близгоризонтальных напряжений сжатия (4) и растяжения (5); 6 – границы участков с преобладающим сжатием: северного – I, центрального – II и южного – III; 7 – границы тектонических структур современного структурного плана – антиклинорий и синклинорий; 8 – видоизмененно-возрожденные реликтовые антиклинории: Шмидтовский – 1, Восточно-Сахалинский – 2, Сусунайско-Анивский – 3, северная переклиналь мезозойского антиклинория юго-западного Хоккайдо – 4; 9 – молодые (плиоцен-четвертичные) антиклинории: Северо-Восточный – 5, Западно-Сахалинский – 6, северная периклиналь антиклинория Камуикотан – 7; 10 – новообразованные синклинории: Охотский – 8; Байкальско-Нышский – 9; Тымь-Поронайский – 10; Южно-Сахалинский – 11; Татарский – 12.

Таблица. Характерные сейсмодислокации* в очагах коровых землетрясений о. Сахалин.

M±0.2	Район о. Сахалин						
	северо-запад	запад	юго-запад	центр	северо-восток	восток, юго-восток	Приамурье**
7.5			пологий надвиг				
7.0			взброс		взброс		
6.5			взброс				
6.0			взброс	сдвиг	сдвиг	сдвиг	
5.5		сдвиг, взброс	сдвиг, пологий надвиг	сброс			
5.0	сброс	взброс	сдвиг, сброс, взрез, пологий надвиг	взброс, взрез	сдвиг, взброс	сдвиг, взрез	
4.5		сдвиг, сброс, взброс	сдвиг, взрез, пологий надвиг	взброс	сдвиг, сброс, взброс	взрез	
4.0	взрез	взрез		взрез, взброс, сброс, пологий надвиг	сдвиг, взрез, взброс, пологий надвиг	пологий надвиг, сброс	взрез, сброс
3.5	сдвиг		взрез	взрез, пологий надвиг	взрез	взрез	взрез

Примечание. *Классификация по типу сейсмодислокаций предложена М. И. Стрельцовым [29]: сдвиги – $PLN \geq 45^\circ$; сбросы и взбросы – $PLN < 45^\circ$, $DP1 > 20^\circ$, $DP2 < 70^\circ$; взрезы и пологие надвиги – $PLN < 45^\circ$, $DP1 \geq 70^\circ$, $DP2 \leq 20^\circ$. Здесь PLN , $DP1$, $DP2$ – углы с горизонтом оси промежуточного напряжения и нодальных плоскостей, соответственно. ** Прибрежные районы Хабаровского края, прилегающие к северо-западной части острова Сахалин.

более слабые ($M \leq 5.0$) афтершоки – сдвиги, пологие надвиги, взрезы.

Собственно юго-западное побережье о. Сахалин характеризуется пологими надвигами, реже отмечаются сдвиги.

Центральные районы о. Сахалин ($49.5^\circ N \div 53.5^\circ N$) находились под преимущественным воздействием сжимающих напряжений, с характерной подвижкой типа взброса (50%). Исключение составила очаговая область Ногликского 2.10.1964 г. [19] землетрясения, для которой до сего времени характерно близгоризонтальное растяжение. Вблизи границы смены знака поля отмечены взрезы или пологие надвиги. Далее к югу, в большинстве очагов Центрального Сахалина наблюдались взбросы и взбросо-сдвиги.

Обширная область на широтах $47.3^\circ N \div 49.6^\circ N$ находится под воздействием близгоризонтальных растягивающих напряжений. Здесь наиболее представительны сбросы и взрезы. Вблизи ее контакта с областью преимущественного сжатия, охватывающей территорию Южного Сахалина и северную часть Японского моря, произошло единственное хорошо изученное Синегорское землетрясение 16.08.1988 г. с $M=4.2$ [30]. Подвижка в его очаге имела характер сброса.

Северо-восток (севернее $52^\circ N$) о. Сахалин находится под преимущественным воздействием сжимающих напряжений, а в шельфовой зоне преобла-

дает близгоризонтальное растяжение. Для территории острова характерны взбросо-сдвиги, взбросы и пологие надвиги, для шельфовой области – сбросо-сдвиги, сбросы, взрезы. Сильнейшим событием на северо-востоке о. Сахалин было Нефтегорское [18, 25, 34, 35] землетрясение с $M=7.1$, в очаге которого происходили взбросо-сдвиговые подвижки с преобладанием сдвиговой компоненты.

На шельфе сильнейшим был толчок с $M=5.8$ и сбросо-сдвиговой подвижкой (табл.). В целом для охотоморского шельфа северо-востока Сахалина сдвиги и взбросо-сдвиги наиболее характерны (~43%).

Восток, юго-восток о. Сахалин характеризуется чередованием знака поля упругих напряжений: на широтах $50^\circ N \div 52^\circ N$ и $47^\circ N \div 48.5^\circ N$ преобладают близгоризонтальные растяжения; а юго-восток (южнее $47^\circ N$) находится под преимущественным воздействием напряжений сжатия.

В условиях близгоризонтального растяжения находились очаги Ногликского [19] 2.10.1964 г. ($M=5.8$) и Остромысовского [20] 12.03.1962 г. ($M=4.8$) землетрясений. В очаге землетрясения 02.10.1964 г. отмечен сброс, а Остромысовского – взрез. В очагах более слабых толчков здесь также наблюдались сбросы и взрезы (табл., рис. 1).

В условиях преобладающего сжатия на восточном и юго-восточном побережье в очагах сравнительно слабых ($M=3.7 \div 4.1$) землетрясений установлены, в основном, пологие надвиги.

Как видим (рис. 2), очаги сахалинских землетрясений с субгоризонтальным сжатием группируются на трех участках – северном, центральном и южном. Северный охватывает весь п-ов Шмидта и восточную часть Сахалинского залива. Центральный выражен протяженным, выгнутым к западу эллипсом от залива Пильтун до северной части залива Терпения. Южный участок со смешанным характером проявления сжатия и растяжения в очагах землетрясений занимает весь юг Сахалина, начиная от перешейка Поясок до о. Монерон включительно.

Северный участок в структурном плане охватывает Шмидтовский ларамийский реликтовый антиклинорий, северное периклинальное замыкание плиоцен-четвертичного Северо-Восточного антиклинория и расположенное западнее в Сахалинском заливе северное погружение плиоцен-четвертичного новообразованного Западно-Сахалинского антиклинория.

Центральный участок включает в себя западно-западную половину Восточно-Сахалинского видоизмененно-реликтового антиклинория и примыкающие к нему с запада и севера участки новообразованных антиклинорий и синклинорий структур.

Южный участок охватывает почти весь Сусунайско-Анивский видоизмененно-реликтовый антиклинорий, северную периклиналь видоизмененно-реликтового антиклинория Китаками и разделяющие их замыкания нескольких молодых новообразованных антиклинориев.

Сравнительный анализ поля напряжений и вышеперечисленных структурных элементов показывает, что северный и центральный участки со сжатием в очагах землетрясений охватывают смежно-противостоящие территории реликтовых и новообразованных структур, подтверждая тем самым их взаимообусловленность. Вывод о противостоянии молодых новообразованных структур древним реликтовым высказывался нами и ранее [10] при объяснении дискретного проявления общей сейсмичности на Сахалине.

Смешанный характер поля тектонических напряжений в очагах землетрясений Южного Сахалина, скорее всего, объясняется свойственным этому участку сложным сочетанием и, следовательно, взаимодействием молодых новообразованных и древних реликтовых структур (рис.2). Здесь молодые новообразованные антиклинории и синклинории, причем зачастую лишь их окончания или замыкания, располагаются между древними реликтовыми антиклинориями.

Существование блоков земной коры с преобладанием растягивающих напряжений, по всей видимости, объясняется взаимодействием одних лишь

древних видоизмененно-реликтовых антиклинориев, между которыми, в основном, и располагаются зоны растяжения. Так, северный блок располагается между Шмидтовским и Восточно-Сахалинским видоизмененно-реликтовыми антиклинориями, а Южный – между Восточно-Сахалинским и Сусунайско-Анивским.

Нетрудно заметить (рис. 3), что пониженные и узкие участки рельефа о. Сахалин совпадают с зонами преобладания растягивающих напряжений или заметно тяготеют к ним (Шмидтовский перешеек – на севере и перешеек Поясок – на юге острова).

Детальный анализ системы напряжений в земной коре о. Сахалин показал, что ориентация главных действующих (близгоризонтальных) напряжений не зависит от знака (Р или Т) поля. Оба они ориентированы либо субширотно (43% случаев), либо диагонально (44%) простиранию островных структур. Значительно меньшую группу (13%) составляют очаги с субмеридиональной ориентацией Р и Т.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Попытаемся проинтерпретировать изложенные выше факты с позиций новой глобальной ротационной модели Земли [12–17, 32, 33].

Эта модель включает в себя 5 наложенных друг на друга механизмов: ротогенез, дрефтогенез, активный и пассивный рифтогенезы и сепаратогенез (геосферогенез).

Сущность ротогенеза состоит в предполагаемом нами и недавно доказанном американскими сейсмологами и геологами [36] более быстром вращении с запада на восток внутренних оболочек Земли по сравнению с внешними. Ротогенез вызывает на нижних границах внешних оболочек направленные с запада на восток напряжения, абсолютная величина которых изменяется от 0 на полюсах до максимума на экваторе. Сейсмическими методами исследования в настоящее время доказано, что нижняя граница земной коры (граница М) отличается большой неровностью, что обуславливает изменчивый характер напряжений, вызываемых на этой границе ротогенезом, – образование в общем случае зон сжатия вдоль восточных границ горных сооружений и зон растяжения вдоль их западных границ.

Сущность дрефтогенеза состоит в перемещении любых масс или дискретных элементов на вращающейся сфере от полюсов к экватору. Возникающие при этом напряжения, естественно, достигают своих максимальных значений примерно на середине между полюсами и экватором (на полюсах и экваторе они равны 0), т.е. на так называемых «сороковых широтах». Структурные элементы, попадая в это поле напряжений, испытывают, по всей видимости, в северном полушарии сжатие на южных (фронталь-

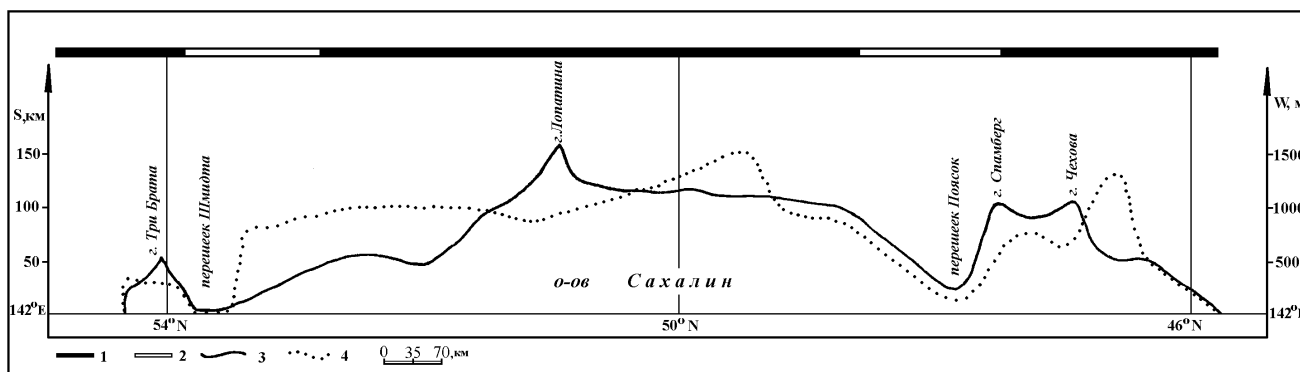


Рис. 3. Корреляция элементов рельефа Сахалина с зонами сжатия и растяжения.

1, 2 – зоны сжатия (1) и растяжения (2); 3 – высота рельефа (W, м); 4 – ширина острова (S, км).

ных) границах и растяжение на северных (тыловых) границах.

Современное поле напряжений любого участка на Земле определяется суммарным эффектом обоих механизмов – ротогенеза и дрефтогенеза. На преобладающую роль ротогенеза в сейсмичности Сахалина указывает приуроченность подавляющего большинства очагов землетрясений к западной половине острова, на которую прежде всего и воздействует направленный с запада на восток ротогенез. Разделение же Сахалина на закономерно сменяющие друг друга зоны со сжатием и растяжением в очагах землетрясений определяется характером расположения измененно-возрожденных реликтовых горно-антиклинорных сооружений в суммарном поле напряжений, вызванных ротогенезом и дрефтогенезом. К этим сооружениям тяготеет большинство очагов со сжатием, а очаги с растяжением явно тяготеют к разделяющим их промежуткам, как на территории острова, так и в соседних с ним акваториях Охотского и Японского окраинных морей.

В системе напряжений, вызываемых ротогенезом, находит хорошее объяснение большая группа землетрясений с растяжением в очагах, расположенная к северо-востоку от северо-западного замыкания Восточно-Сахалинского измененно-реликтового антиклинория. Ротогенез, действуя на удлиненную в субмеридиональном направлении форму антиклинория, разворачивает его против часовой стрелки.

В связи с этим вдоль северо-восточного края, по всей видимости, и создаются условия растяжения, подтверждаемые характером напряжений в очагах происходящих здесь землетрясений (рис. 2).

Этот разворачивающий против часовой стрелки момент свойственен всем структурным элементам в северном полушарии, особенно субмеридионально резко удлиненным и относительно консолидированным. Именно этим, в основном, объясняются кулисо-

образные сочленения измененно-реликтовых ларамийских горно-антиклинорных сооружений с молодыми плиоцен-четвертичными структурными элементами, а также сужение в северном и расширение в южном направлениях депрессивно-синклинорных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный выше сравнительный анализ характера поля упругих напряжений в земной коре о. Сахалин и его структурного плана показал следующее.

1. Земная кора о-ва Сахалин разделена на отдельные устойчивые во времени и пространстве участки, в каждом из которых доминирует какой-либо один тип напряжений (либо близгоризонтальное сжимающее, либо близгоризонтальное же растягивающее). Чередование зон сжатия и растяжения в основном субмеридиональное и менее выраженное субширотное.

2. Характер поля упругих напряжений, по мнению авторов, обусловлен взаимодействием двух основных типов структур острова – древних видоизмененно-возрожденных реликтовых и молодых новообразованных антиклинориев и синклинориев. При этом зоны сжатия приурочены к участкам непосредственного их противостояния.

3. Установленные закономерности в дискретном характере поля упругих напряжений в земной коре Сахалина и их прямой обусловленности структурным планом острова удовлетворительно объясняются предложенной нами ранее новой глобальной ротационной моделью Земли, состоящей из пяти наложенных друг на друга механизмов. Определяющую роль в формировании поля упругих напряжений земной коры о-ва Сахалин играют два из них – ротогенез и дрефтогенез. Первый, вызывающий направленные с запада на восток напряжения, в основ-

ном отвечает за распределение зон сжатия. Второй, создающий направленные от полюсов к экватору напряжения, отвечает за положение зон растяжения между зонами сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьева Е. А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С.68–76.
2. Воробьева Е. А. Механизм очагов сильных афтершоков 5(6) сентября 1971 года // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С. 77–92.
3. Землетрясение 10 февраля 1989 года севернее о. Сахалин / Урбан Н.А., Рудик М.И., Воробьева Е.А., Шолохова А.А.: Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1990. 19 с.
4. Иващенко А. И., Ким Ч. У., Бондаренко Г. А. Сейсмичность поверхностных землетрясений Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток, 1990. С. 22–37.
5. Лесогорское землетрясение 29 июля 1991г. / Урбан Н.А., Оскорбин Л.С., Поплавская Л.Н., Рудик М.И. // Землетрясения в СССР 1991 году. М., 1997. С. 60–64.
6. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ / Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Писаренко В.Ф. и др. // Вычислительная сейсмология. 1979. Вып.12. Теория и анализ сейсмических наблюдений. С. 45–58.
7. Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалина // Геология и геофизика. Южно-Сахалинск, 1962. С. 3–12. (Труды СаХКНИИ СО АН СССР; Вып. 12).
8. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.
9. Мельников О. А. История позднемиоценовых, палеогеновых и неогеновых тектонических движений и формирование структурного плана // Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, 1976б. С.64–75.
10. Мельников О. А. О взаимосвязи геологического строения и сейсмичности Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1976в. С.46–51.
11. Мельников О. А. Основные структурные элементы // Стрoение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, 1976. С. 43–48.
12. Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978. С. 27–32.
13. Мельников О. А. О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 106–108.
14. Мельников О. А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
15. Мельников О. А. О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 9–13.
16. Мельников О. А. К вопросу об оценке максимальной балльности ожидаемых землетрясений и о региональном сейсмическом районировании // Нефтегорское землетрясение 27 (28). 05. 1995 г. М., 1995. Спец. вып. С.208–214. (ФССН: Информ. аналит. бюл.).
17. Мельников О.А. К вопросу об оценке максимальной балльности ожидаемых землетрясений и о региональном сейсмическом районировании // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 150–159.
18. Нефтегорское землетрясение 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине / Иващенко А.И., Кузнецов Д.П., Ким Ч.У. и др. // Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995г. М., 1995. Спец. вып. С. 48–67. (ФССН: Информ. аналит. бюл.).
19. Оскорбин Л. С., Поплавский А. А., Занюков В. Н. Ноглигское землетрясение 2 октября 1964 г. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1967. 86 с.
20. Остромысовское землетрясение 12 (13) марта 1962г. / Соловьев С.Л., Ферчев М.Д., Поплавский А.А., Пустовитенко А.Н. // Ощутимые землетрясения Сахалина, 1960–1964 гг. Южно-Сахалинск, 1969. С. 47–66.
21. Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области // Сов. геология. 1938. №8. С. 85–89.
22. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. М.: Наука, 1972. 192 с.
23. Поле упругих напряжений и особенности проявления сейсмичности земной коры о. Сахалин / Иващенко А.И., Поплавская Л.Н., Ким Ч.У., Нагорных Т.В., Рудик М.И., Паршина А. И. // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тез. докл. М., 1998. С.22.
24. Поплавская Л. Н., Нагорных Т. В., Фокина Т. А. Сильные землетрясения в северной части Японского моря с гипоцентрами в земной коре, 1971–1993 г. // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1997. С. 5–19. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Том V).
25. Поплавская Л. Н., Нагорных Т. В., Фокина Т. А. Сейсмотектонические условия подготовки и возникновения Нефтегорского землетрясения 27 мая 1995 года // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1997. С. 5–19. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Том V).
26. Принципы формирования и состав алгоритмического обеспечения регионального центра обработки сейсмологических наблюдений (на примере Дальнего Востока) / Поплавская Л.Н., Бобков А.О., Кузнецова В.Н., Нагорных Т.В., Рудик М.И. // Сейсмологические наблюдения на Дальнем Востоке СССР: (Методические работы ЕССН). М., 1989. С. 32–51.
27. Рудик М. И., Поплавская Л. Н. Каталог механизмов очагов сильных (M_l6.0) землетрясений Курило-Охотского региона, 1964–1982 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1987. 211 с.
28. Рудик М. И., Поплавская Л. Н. Каталог механизмов очагов курило-охотских землетрясений с M_l<6.0, 1975–1982гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1988. 247 с.

29. Симуширское землетрясение 9 января 1989 года / Поплавская Л.Н., Бобков А.О., Бойчук А.Н. и др.: Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1991. 54 с.
30. Синегорское землетрясение 16 августа 1988 года (о. Сахалин) / Поплавская Л.Н., Урбан Н.А., Воробьева Е.А. и др.: Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1989. 49 с.
31. Kikuchi M. Mechanism Solution for 27 May Sakhalin Earthquake: a Preliminary Report. – Yokoyama City Univ., Yokoyama, Japan, 1995. 3 p. (YCU Seismol. Rep., 41).
32. Melnikov O. A. A Rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth – Parts I, II, III. // New Concepts in Global Tectonics: Newsletter. 1997. N 3. P. 24–27; N 4. P. 19–23; N 5. P. 20–25.
33. Melnikov O. A. A New Global Rotational Model of the Earth – the Most Perspective Alternative of the Modern Plate Tectonics Model // Proceedings of International Symposium on New Concepts in Global Tectonics. – Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.
34. Salganic M., Ekstrom G., Sianissian S. Quick CMT Determination, May 27, 1995; Sakhalin Island, Mw=7.1 Harvard Event-File, Name CO52795X., 1995. 1 p.
35. The Neftegorsk, Sakhalin Island, earthquake of 27 May 1995 / Ivashchenko A.I., Kim Ch.U., Ostorbin L.S. et al. // The Island Arc. 1997. V. 6, N 3. P. 288–302.
36. Xiaodong Song, Paul G. Richards. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature . 1996. V. 382, N 6588. P. 221–224.

Поступила в редакцию 21 июня 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

O.A. Melnikov, L.I. Poplavskaya , T.V.Nagornykh

A System of stresses in Sakhalin earthquake sources and its relation with tectonics

A great number of data on mechanisms of crustal earthquake sources of Sakhalin Isl. was obtained for the first time and analyzed from the geological and tectonical points of view. It was ascertained that a system of stresses in the insular Earth's crust is characterized by distinctly expressed sub-meridional alternation of compression and extension zones. The authors think that such a regularity is explained by the interaction between two main types of structures composing the insular megaanticlinal structure – modified-revived relict and young newly formed anticlinoria and synclinoria. Compression zones are attributed to the sections of direct opposition of young and ancient anticlinoria. These sections are separated with extension zones. Variations of the field of elastic stresses of the Earth crust of Sakhalin are also interpreted from the position of the Earth's rotational model earlier offered by O.A Melnikov.

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНАДЫРСКОГО ЗАЛИВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)

О.В. Дударев*, А.И. Боцул*, В.В. Аникиев,
Г.М. Колесов***, Д.Ю. Сапожников*****

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

**Национальный Комитет экологической безопасности России, г. Москва

***Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского, г. Москва

В настоящее время большая часть поверхности дна северо-западной части Анадырского залива является аседиментогенной зоной, где залегают реликтовые и современные прибрежно-морские осадки. Конус выноса р. Анадырь формируется за пределами границы воздействия на дно волновых процессов. Вне области влияния стоковых речных вод, во впадине залива, терригенный профиль современного осадкообразования нивелируется биогенным кремненакоплением. Обедненность донных осадков большинством изученных химических элементов связана с мобилизацией осадочного материала в условиях континентальной криолитозоны. Влияние процессов криогенеза прослеживается в характере полей температуры придонных вод, распределения донных осадков и некоторых химических элементов, например Na и Br.

Ключевые слова: современное осадкообразование, криолитозона, придонные воды, донные осадки, химический состав, Анадырский залив, Берингово море.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение закономерностей современного осадкообразования в шельфовой зоне высокоширотных морей представляет особый интерес. Под воздействием термо- и литодинамических процессов здесь формируются условия для развития полярного литогенеза с особым составом и физико-химическим состоянием донных осадков [24–26, 33, 37].

С этой целью в пределах российского сектора Арктики в Беринговом море был выбран модельный полигон, расположенный в области влияния стока р. Анадырь в северо-западной части Анадырского залива (рис. 1). Криолитозона района исследований характеризуется развитием охлажденных ниже 0°C пород, содержащих соленые воды, рассолы [13, 31], и особыми условиями теплообмена между водными массами у дна и осадками. К северу от градиентного раздела, приуроченного к тальвегу палеодолины реки, выделена зона отрицательных температур придонных вод с минимумом -1,75°C. Низкая температура создает условия для концентрации солей, вследствие чего осадки не промерзают, а сохраняются в реликтовом виде постоянно. К югу от осевой части палеодолины на фоне положительных температур, значения которых достигают +2°C, формируется благоприятная обстановка для раз-

рушения субаквальной криолитозоны и образования в летний период талого слоя осадков (рис. 2). Мощность последнего, к примеру, в море Лаптевых составляет 50–80 см [23, 38].

Доминирующий объем терригенного материала поставляется в приемный бассейн вследствие дренирования обширной Анадырской низменности, выходящей к побережью с запада. Она характеризуется широким развитием термокарстовых озер, заболоченных флювиогляциальных равнинных участков, моренных холмов и гряд четвертичного оледенения. Многолетнемерзлые породы, мощность которых превышает 100 м, а основание может располагаться ниже современного уровня моря, представлены галечниками, песками и суглинками [11, 15].

Глинистые и коллоидные продукты криогидратного выветривания мобилизуются в результате размыва иллювия глеевого горизонта сезонно-талого слоя, восстановленного и выщелоченного под влиянием агрессивных фульвокислот [24, 25, 31]. В русло реки они транспортируются солифлюкционными и флювиальными потоками в весенне-летнее половодье в июне, когда происходит максимальная разгрузка. Более грубые частицы задерживаются на месте и вымываются после окончательного протаивания в период летне-осенних дождевых паводков.

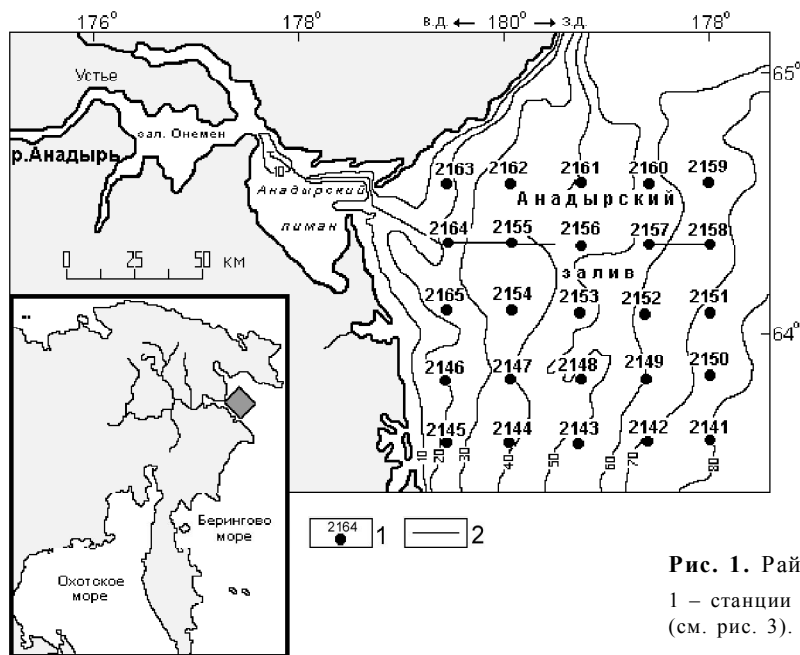


Рис. 1. Район исследований.

1 – станции наблюдений и их номера; 2 – положение разреза (см. рис. 3).

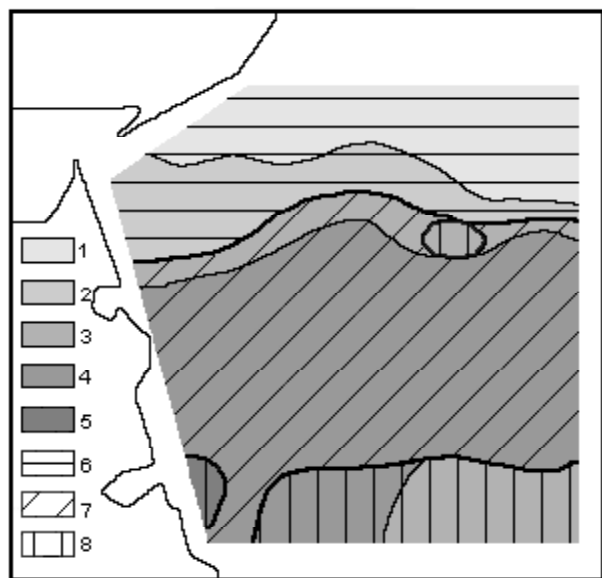


Рис. 2. Распределение температуры, солености придонных вод в летний период и типы состояния криогенных пород дна.

Температура: 1 – $<(-1^{\circ})$; 2 – $(-1^{\circ})-0^{\circ}$; 3 – $0-1^{\circ}$; 4 – $1-2^{\circ}$; 5 – $>2^{\circ}$.
 Соленость (%): 6 – 33,4; 7 – 33,4–33,0; 8 – $<33,0$. Зона устойчивого состояния охлажденных ниже 0° пород (усл. об. 6); зона сезонного протаивания и промерзания (усл. об. 7, 8).

С севера акватория полигона ограничивается абразионным побережьем с выходами к урезу воды шлейфов дельвиальных отложений различной льдистости [11, 13, 31].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу статьи положены результаты наблюдений, выполненных на НИС «Академик А. Несмеянов» в июне 1992 г., рейс № 19 (рис. 1).

Дночерпателем типа Van Veen отобрано 25 образцов осадков. Размерный состав проб изучался методом классического водно-механического анализа с последующей литологической типизацией по соотношению содержания фракций псаммита, алеврита и пелита [27]. Минеральный состав легкой и тяжелой подфракций, выделенных из фракции 0,1–0,05 мм, определялся в иммерсионных препаратах. Содержание химических элементов исследовалось нейтронно-активационным анализом (NAA), кроме редкоземельных Pr, Gd, Dy, Ho, Er и Tm, концентрации которых рассчитаны экстраполяцией. Содержание органического углерода изучалось спектрофотометрически, после бихроматного сжигания пробы.

Синхронно с пробоотбором осадков регистрировались параметры гидрохимической и гидробиологической структуры водных масс, распределение взвеси (стандартные методы). При помощи зондирующего акустического комплекса оценивались характеристики поля течений. Результаты этих исследований подробно рассмотрены в [2, 3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности динамической и плотностной циркуляции вод. Специфика осадочного процесса в северо-западной части Анадырского залива тесно связана с характером морфологии морской части эстуария р. Анадырь. Последняя включает объединенные

Таблица 1. Гранулометрический состав донных осадков и его статистические параметры.

Фракции (мм), статистические параметры	Прибрежно-морские осадки			Осадки продельты			Осадки впадины
	псефит (9)	псаммит средне-зернистый (1)	псаммит мелкозернистый (8)	псаммит алевроитовый (1)	алевроит пелитовый (1)	миктит алевроитовый (3)	алевроит пелитовый (1)
>10.0 (галька)	<u>5.09–97.80</u> 49.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10.0–1.0 (гравий)	<u>1.97–75.19</u> 40.45	2.18	<u>0.44–2.57</u> 0.91	<u>0.00–0.31</u> 0.16	0.00	<u>0.18–1.14</u> 0.58	0.00
1.0–0.1 (псаммит)	<u>0.33–35.94</u> 9.20	97.73	<u>95.91–98.65</u> 97.53	<u>50.70–68.81</u> 59.76	0.14	<u>23.49–42.31</u> 33.91	0.53
0.1–0.01 (алевроит)	<u>0.02–2.49</u> 0.86	0.09	<u>0.32–1.79</u> 1.08	<u>18.24–40.24</u> 29.24	65.83	<u>40.78–45.76</u> 42.80	52.48
<0.01 (пелит)	<u>0.00–3.49</u> 0.73	0.00	0.00	<u>12.95–8.75</u> 10.85	34.03	<u>11.75–35.30</u> 22.71	46.99
Hg	<u>0.056–0.758</u> 0.478	0.412	<u>0.194–0.357</u> 0.288	<u>0.527–0.533</u> 0.530	0.515	<u>0.636–0.741</u> 0.689	0.533
x	<u>-3.774–(-1.157)</u> -2.530	1.604	<u>2.023–2.506</u> 2.283	<u>3.731–3.991</u> 3.861	6.607	<u>4.108–5.732</u> 4.833	7.284
C	<u>-4.078–(-3.653)</u> -3.923	-0.588	<u>-3.921–0.416</u> -1.042	<u>1.278–2.033</u> 1.656	3.702	<u>-0.721–1.194</u> 0.382	3.675
Md	<u>-3.671–(-1.151)</u> -2.935	1.597	<u>1.988–2.500</u> 2.273	<u>2.986–3.308</u> 3.147	6.068	<u>3.529–5.608</u> 4.379	6.533

Примечание. Значения содержаний гранулометрических фракций "от-до" / среднее (в %). Hg – сортировка по значению нормированной энтропии, в долях единицы. Статистические параметры: x – среднееарифметическое, C – 1%-ный квантиль, Md – 50%-ный квантиль, в единицах ϕ . В скобках – количество анализируемых образцов.

между собой приливные акватории, сформировавшиеся во время последней ингрессии моря вглубь низменного побережья [14]:

- внутренний залив Онемен, в вершине которого расположено устье реки;
- полузакрытый Анадырский лиман с ограниченным водообменом;
- свободно сообщающийся с морем Анадырский залив, выход в который блокирован крупными косами-стрелками и удален от устья на 140 км (рис. 1, 3).

Гидрологический режим акватории формируется при взаимодействии шельфовых вод Берингова моря с лиманными и встречным Наваринским течением, огибающим полигон с востока. Эстуарные воды прослеживаются по распространению умеренно стратифицированных вод с резкими горизонтальными и вертикальными градиентами солёности (рис. 3, 4). Фронтальная зона между стоковыми и беринговоморскими водными массами выражена в системе микромасштабных вихревых образований диаметром 30–40 км. Динамическое состояние поверхностного квазиоднородного слоя определяется турбулентным характером взаимодействия приливных, стоковых и дрейфовых течений. Эпюра скоростей течения имеет здесь вертикальный вид. Активность при-

донных вод с экспоненциальным видом эпюры контролируется режимом приливных движений.

Приливные воды совершают реверсивные по направлениям движения и не участвуют в поступательном транспорте осадочного материала в залив, за исключением остаточного стокового течения. Вследствие этого, большая часть взвешенных и влекомых наносов р. Анадырь распределяется в лимане. Расчетный поток осадочного материала для безледного периода здесь составляет 2,2 г/(м²·сут) при ежегодной аккумуляции около 0,8 тыс.т/км², тогда как в заливе величина потока ниже на порядок [3, 19].

Плотностная стратификация ослабляет перемешивание и регулирует распределение поступившей из лимана взвеси. В шлейфе распресненных вод в период весенне-летнего половодья ее содержание не превышает 6,7 мг/л с отчетливой тенденцией уменьшения значений до 0,1 мг/л к передней части интрузии стоковых вод (рис. 3–5). Наоборот, в этом же направлении в придонных низкотемпературных водах они возрастают от 0,1 до 3–4 мг/л, а мористее перегиба рельефа дна к впадине залива между 50–60 м изобатами (свал глубин) достигают максимума – 16,7 мг/л (рис. 3, 6). Считается, что формирование высокосолёной придонной водной массы является следствием предшествующего кон-

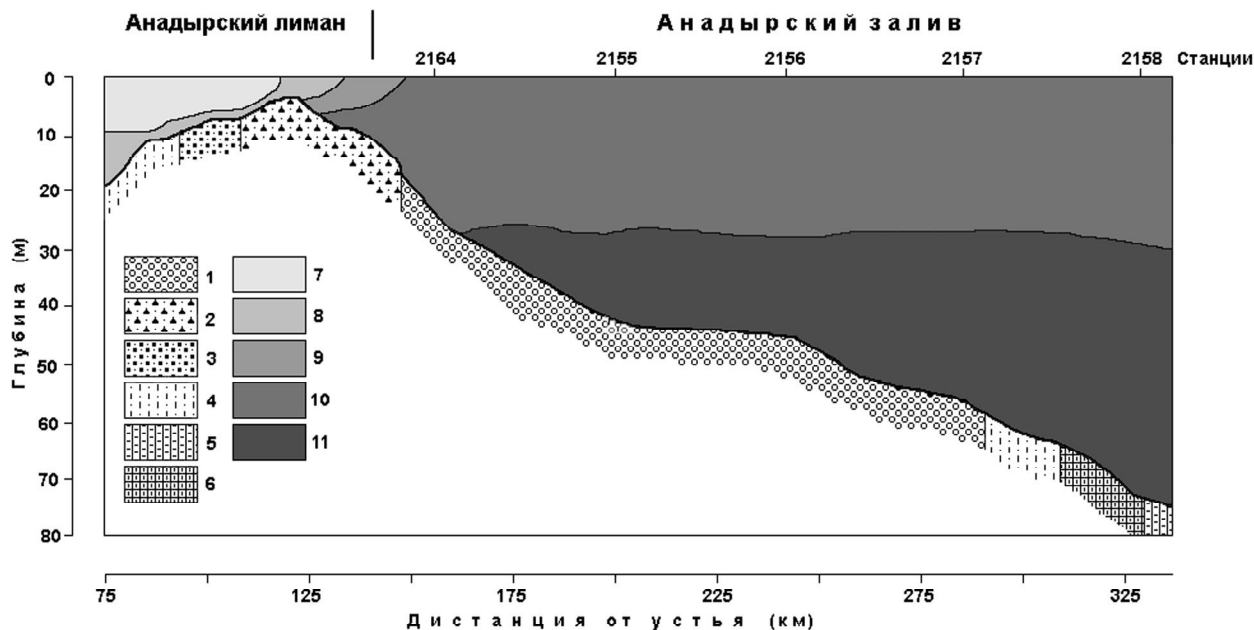


Рис. 3. Разрез через морскую часть эстуария.

Донные осадки: 1 – галька и гравий; 2 – гравий с псаммитом; 3 – псаммит; 4 – псаммит алевроитовый; 5 – алевроит пелитовый; 6 – миктит алевроитовый. Соленость (‰): 7 – <1; 8 – 1–10; 9 – 10–20; 10 – 20–30; 11 – >30. Положение разреза показано на рис. 1.

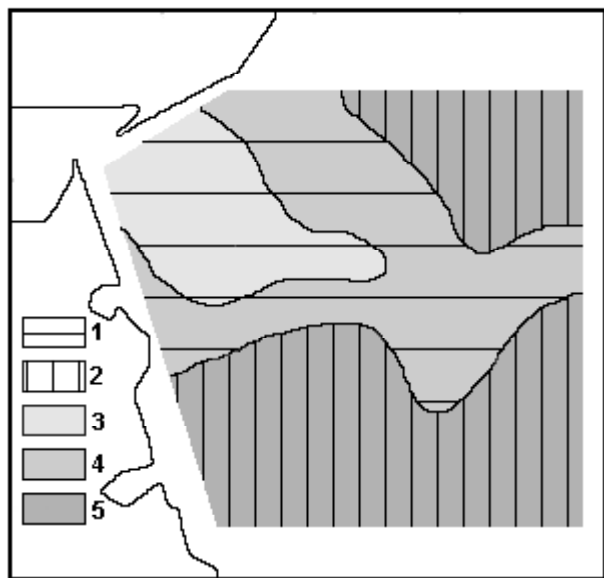


Рис. 4. Соленостная стратификация водной толщи.

Стратификация: 1 – умеренно перемешанные воды; 2 – стратифицированные воды. Соленость в поверхностном горизонте (‰): 3 – <26; 4 – 26–30; 5 – >30.

вективного перемешивания на мелководье в период льдообразования [8].

В масштабе тонкой вертикальной структуры водной толщи, рост содержания взвеси в придонном горизонте может определяться:

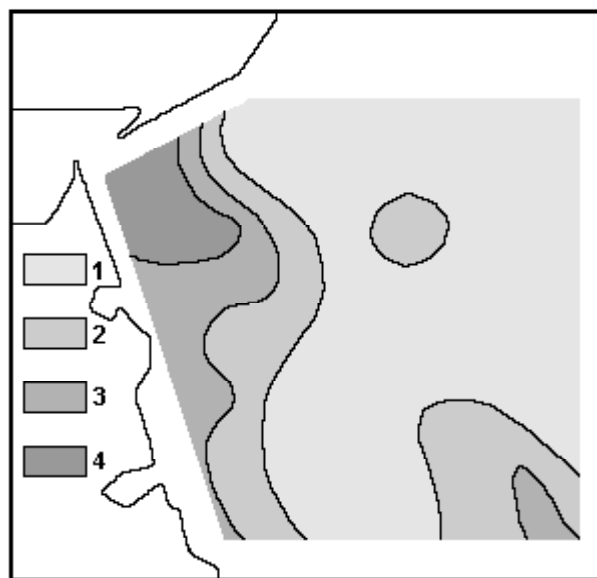


Рис. 5. Распределение взвеси в поверхностном горизонте (мг/л).

1 – <1; 2 – 1–2; 3 – 2–4; 4 – >4.

- формированием органо-минеральных агрегатов, активизирующимся на фоне повышенного содержания глинистых частиц и коллоидов органического вещества (иллювий глеевого горизонта);

- транспортом оттоковыми течениями после штормовых нагонов, как происходит в эстуариях рек Амур и Юкон [20, 42];

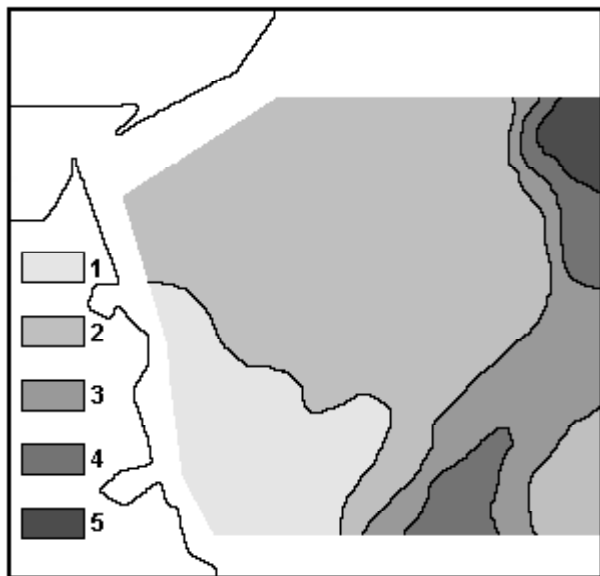


Рис. 6. Распределение взвеси в придонном горизонте (мг/л).

1 – <1; 2 – 1–5; 3 – 5–10; 4 – 10–15; 5 – >15.

- накоплением взвеси у верхней границы пикноклина (литоклина) с прорывом в нижележащие слои при достижении критического насыщения (около 100 мг/л [29]).

По указанным причинам вблизи дна формируется зона повышенного содержания взвеси с вертикальными градиентами до 0,5 мг/(л·м). Придонный нефелоид зарегистрирован и гидрооптическими наблюдениями по низким величинам коэффициента пропускания и высоким показателям ослабления света в 10-метровом слое от дна.

Влияние гидродинамического режима вод и плотностной циркуляции находит отражение в пространственной дифференциации состава осадочного материала.

Распределение донных осадков. В области высокой гидродинамической активности залегают прибрежно-морские осадки. Даже при спокойной гидрометеорологической обстановке придонные скорости течения здесь существенно превышают сдвиговые и в зависимости от фазы прилива колеблются от 31 до 121 см/с [2, 19].

Прибрежно-морские осадки распространены на пологоволнистой поверхности дна от побережья до свала глубин, где во время позднеголоценового замедления подъема уровня моря находилась береговая черта [24]. В настоящее время к этой отметке приурочена граница воздействия на дно волновых процессов.

В направлении от лимана к впадине залива прослеживается широтный врез, фиксирующий по-

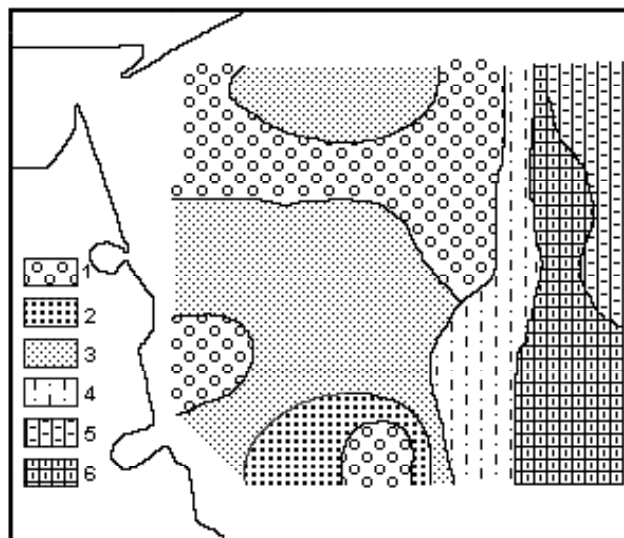


Рис. 7. Донные осадки.

1 – галька и гравий; 2–4 – псаммиты: 2 – среднезернистые, 3 – мелкозернистые, 4 – алевритовые; 5 – алеврит пелитовый; 6 – миктит алевритовый.

ложение палеодолины р. Анадырь. Она была выработана в результате выдвигания ледникового языка в позднем плейстоцене и эрозионного размыва в более поздние регрессионные эпохи [11, 24, 33]. В отличие от древних речных долин арктического шельфа, где обычно вскрываются илистые осадки [6,33], здесь абразией придонных течений обнажаются реликтовые *гравий и галька* (ст. 2155, 2156, 2163, 2164). Возможно псефиты залегают почти сплошным покровом. Заполнителем являются хорошо промытые крупно-, среднезернистые псаммиты и раковинный детрит (табл. 1; рис. 3, 7). Некоторые гальки обросли губками, баянусами и водорослями; среди других бентосных гидробионтов обнаружены плоские ежи видов *Echinarochnins parma*, *Mirabiles* и молодь крабов.

Окатанные галечники выявлены на отдельных участках вдоль 20-метровой изобаты (ст. 2146), а также в районе древней береговой линии на глубинах 50–60 м, но здесь они покрыты тонким наилком (ст. 2143, 2152, 2160). На станции 2157 (гл. 53 м) заполнитель представлен кремнистыми диатомовыми илами мощностью до 3 см; имеются признаки сероводородного заражения.

К значимым источникам псефитов относится ледовый разнос [25, 26]. На это указывает соответствие друг другу границ распространения гравийно-галечных разностей и шлейфа стоковых вод. Последними из лимана в начале лета выносятся льды, интенсивно деградирующие в области распреснения (рис. 4, 7). Аналогичные траектории их дрейфа характерны для областей смешения устьев рек полярных морей [40]. Грубые продукты криоседимента-

ции, иногда размерами до 15×20 см, неравномерно рассеяны по поверхности дна.

Псаммитовые осадки имеют зеленовато-серый цвет, обусловленный влиянием дезинтегрированных андезитовых туфов, и одинаковый состав заполнителя (раковинный детрит, обросшие губками и баянцами галька и гравий). Видовое разнообразие бентосной фауны представлено ежами, звездами, ракообразными и полихетами.

Наибольшее распространение имеют умеренно и хорошо сортированные *мелкозернистые псаммиты* (содержание модальной фракции 95,9–98,6%), залегающие от подножья подводного берегового склона до границы волнового воздействия.

Умеренно сортированные *крупно-, среднезернистые псаммиты* входят в состав заполнителя в более грубых осадках, как было отмечено выше. Кроме этого они образуют ареал в области развития антициклонического круговорота на юге (ст. 2144), где абрадируется реликтовая морена (табл. 1; рис. 7).

Зона накопления мелкозернистых псаммитов является запретной для седиментации частиц <0,1 мм, о чем свидетельствует крайне низкое содержание этой фракции в осадках и придонной взвеси (табл. 1; рис. 6). Поэтому *современный конус выноса р. Анадырь (продельта)* формируется мористее границы волнового воздействия. Инструментально зафиксированные скорости придонных течений здесь также очень высокие и достигают 77 см/с [2, 19], что ограничивает седиментацию взвеси, часть которой, к тому же, представлена легкими диатомеями. Учитывая непродолжительность периодов “стоп-воды” между кульминациями прилива, время прохождения частиц различной гидравлической крупности через толщу придонных вод, согласно нашим расчетам, может варьировать от нескольких часов до 2 месяцев. Процессы осаждения интенсифицируются под льдом, когда динамическая активность вод снижается более чем в 2,5 раза [14, 30]. Затронутые раннедиагенетическими преобразованиями вновь образованные осадки с трудом поддаются размыву в последующий безледный период [6, 20].

Серые и зеленовато-серые *осадки продельты* представлены обводненными, плохосортированными и однородными *псаммитами алевритовыми, алевритами пелитовыми и миктитами алевритовыми* (рис. 3, 7).

Вихревые образования фронтальных зон играют важную роль в изменчивости характеристик водной толщи [39]. Область развития такой структуры на юго-востоке прослеживается по ареалам относительно повышенного содержания взвеси в поверхностном горизонте и высокого – в придонном, а на дне распространены миктитовые осадки (рис. 5-7). От других осадков конуса выноса они отличаются низкими значениями сортированности при среднем со-

держании фракций псаммита 34%, алеврита 43% и пелита 23%.

В псаммите алевритовом соотношение этих фракций выглядит следующим образом: 60, 29 и 11%, соответственно. Алевриты пелитовые представлены модальной алевритовой фракцией (66%) и пелитом (34%) (табл. 1).

На северо-востоке осадки продельты фациально замещаются плохо сортированными серыми и зеленовато-серыми алевритами пелитовыми *впадины Анадырского залива*. Для них характерно бимодальное распределение фракций 0,1–0,01 мм и <0,01 мм при содержании каждой около 50%, что объясняется вкладом фитопланктона определенных видовых сообществ. Присутствие в водах у дна и в осадках сероводорода объясняет угнетенность бентосной фауны, за исключением единично встречающихся *Polychaeta*.

Минеральный и вещественный состав. Полимиктовость, относительная выветрелость, окатанность полевых шпатов и вулканических стекол – основные черты минерального состава крупноалевиновой фракции. Устойчивые минералы – слабоокатанные и угловатые, что предполагает непродолжительность процесса миграции из-за близости источника поступления.

Главные минералы *легкой подфракции* – полевые шпаты (доминируют плагиоклазы), обломки пород и кварц. Руководящими минералами являются (указаны в порядке убывания процентного содержания): в прибрежно-морских осадках – полевые шпаты, обломки пород, биотит, кремнистые компоненты, кварц (величина кварц/полевошпатового отношения $Q/FS=0,17$); в осадках продельты – полевые шпаты, кварц, обломки пород, биотит, коричневое и бесцветное вулканические стекла ($Q/FS=0,28$); в осадках впадины – кремнистые компоненты, вулканические стекла, полевые шпаты и кварц ($Q/FS=0,27$).

Среди биогенных компонентов наибольшее распространение получили кремнесодержащие организмы (диатомеи, вклад которых в фитоценоз достигает 93%; радиолярии и спикулы губок). В прибрежно-морских осадках их содержание не превышает 23%, в осадках впадины – 33%, а в илестом заполнителе (ст. 2157) – около 90%.

Диатомеи имеют хорошую сохранность и представлены обычными для фитоценоза арктического региона ледово-неритическими и криофильными видами *Thalassiosira nordenskioldii* Cl. (доминант в планктоне и осадках), *Bacterosira fragilis* Gran, *Nitzschia grunowi* Hasle, *Chaetoceros septentrionalis* Oestr., *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh. Обнаружены и холодноводные океанические виды *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Coscinodiscus oculus iridis*

Ehrenberg, *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. Из-за разрушения и частичной перекристаллизации внутренней структуры раковин сохранность радиоларий значительно хуже, поэтому относительно достоверно определены только виды *Spongodiscus* sp. и *Tholospira* sp.

Основная причина низкого содержания карбонатных компонентов (преимущественно фораминиферы), характерного для осадков арктических морей [6], связана с растворением раковинных скелетов, вследствие чего насыщение придонных вод CO_2 может достигать 27%. В осадках станций вблизи побережья содержание биогенных карбонатов не превышает 9%, на остальной части полигона – менее 1% или они вообще не обнаружены.

В *тяжелой подфракции* по среднему содержанию выделяются устойчивые и относительно устойчивые минералы: ильменит, гранат, циркон, анатаз, сфен, эпидот, хлорит, актинолит. Ареалы их распространения свидетельствуют о мобилизации в результате абразии эффузивов побережья. Далее по убыванию следуют моноклинные (преимущественно авгит) и ромбические пироксены, трудно идентифицируемые обломки пород, бурая и буро-зеленая роговые обманки, слюды и гидроокислы железа.

Ассоциация *глинистых минералов* соответствует представлениям о значении климатического фактора в процессах выветривания пород области питания и характеризуется резким преобладанием гидрослюды и хлорита [24–26].

Вещественно-генетическая типизация донных осадков. На основе классификационной схемы, базирующейся на содержании главных осадкообразующих компонентов [5], были выделены:

- реликтовые и современные прибрежно-морские осадки: терригенные обломочные, терригенные слабокремнистые (SiO_2 аморф – 10–30%) и кремнистые (SiO_2 аморф – более 50%);

- современные терригенные обломочные и терригенные слабокремнистые осадки проделты;

- современные терригенные слабокремнистые и терригенные кремнистые (SiO_2 аморф – 30–50%) осадки впадины залива (рис. 8).

Органический углерод. По трофической структуре водные массы Анадырского залива относятся к эвтрофным [1, 2, 36]. Повышенная концентрация биогенных элементов, в том числе органического углерода в области влияния речного стока, обеспечивает условия для бурного развития планктонных сообществ.

Между тем, в отличие от придонной взвеси, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках на порядок ниже и не превышает 2% (рис. 9), что соответствует уровню для арктических морей [2, 6, 19]. Выявленное несоответ-

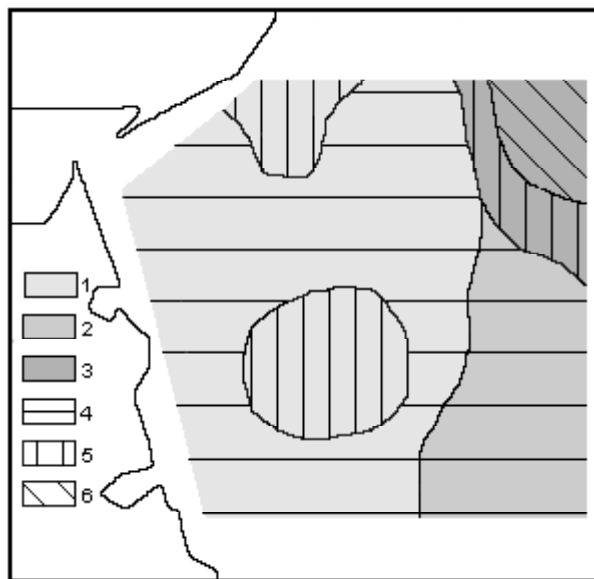


Рис. 8. Вещественно-генетические типы донных осадков.

Генетические типы: 1 – прибрежно-морские осадки; 2 – осадки проделты; 3 – осадки впадины залива.

Вещественные типы: 4 – терригенные обломочные; 5 – терригенные слабокремнистые; 6 – терригенные кремнистые.

ствие объясняется быстрой утилизацией органического вещества гетеротрофным микропланктоном и расходом на диагенетические преобразования в пограничном слое “вода-осадки”. Немаловажную роль играют физико-химические процессы на ранних стадиях смешения вод в лимане, в пользу чего свидетельствует 3-4-кратное превышение валового содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ по сравнению с заливом.

Пределы значений $\text{C}_{\text{орг}}$ в прибрежно-морских осадках – $0,13 \div 0,91\%$ (среднее 0,57%), в осадках конуса выноса – $0,26 \div 1,50\%$ (0,83%). Наибольшее содержание (1,88%) отмечено в кремнистых илах (табл. 2).

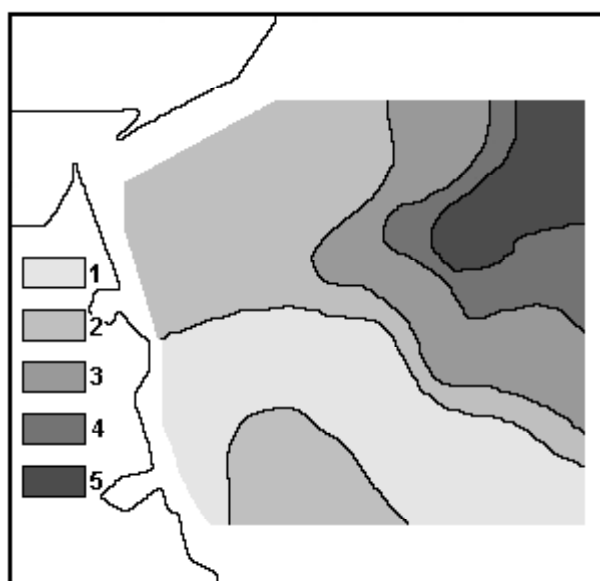
В целом, измеренные величины не противоречат приводимым, например, для шельфовых осадков моря Лаптевых – $0,42 \div 1,07\%$ [6].

Замедленная скорость трансформации органического вещества при низких температурах и значительных вертикальных градиентах плотности компенсируется увеличением продолжительности его нахождения над пикноклином и в придонных водах, где измерено максимальное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси. Для Анадырского залива время полной деструкции органического вещества 15–20 суток, за которые может полностью измениться гидрофизическая, гидрохимическая и гидробиологическая структура водных масс [1, 2].

Распределение химических элементов. По отношению к среднему содержанию в осадочных породах

Таблица 2. Содержание главных и рассеянных элементов (мкг/г).

Элементы	Осадки			Среднее в осадках (18)	Среднее в осадочных породах континентов [9, 10]
	прибрежно-морские (11)	продельты (6)	впадины (1)		
Ca	6000–36000 23250	23000–33000 27670	11000.00	23960.0	25300.0
Na	27000–79000 36250	32000–40000 37330	31000.00	36275.0	6600.0
Rb	34.00–92.00 67.00	50.00–91.00 70.00	40.00	65.5	200.0
Cs	1.10–2.60 1.70	1.60–3.30 2.17	1.90	1.9	1.2
Sr	160.00–690.00 301.00	210.00–450.00 307.00	190.00	296.0	450.0
Ba	320.00–750.00 540.50	370.00–490.00 418.00	310.00	466.7	800.0
Cr	4.00–422.00 92.00	62.00–273.00 119.00	38.00	98.0	100.0
Sc	6.40–14.50 10.20	10.10–12.10 11.30	6.20	10.1	10.0
Hf	1.30–26.10 5.10	4.00–8.80 5.70	2.10	5.2	6.0
Th	2.80–6.80 4.10	3.90–7.00 5.20	3.30	4.5	11.0
U	0.50–1.80 1.20	1.10–2.60 1.70	1.60	1.5	3.2
Br	0.90–85.00 12.45	8.50–47.00 23.20	41.00	18.7	6.0
Ta	0.10–0.25 0.19	0.11–0.47 0.24	0.19	0.2	3.5
As	9.00–94.00 32.50	26.00–54.00 38.50	54.00	37.3	6.6
Fe	12500.00–30000.00 22563.00	22000.00–24000.00 22830.00	17000.00	22196.0	33300.0
Co	2.90–8.70 5.75	6.30–7.70 7.30	3.80	6.3	20.0
C _{орг}	0.13–0.91 0.67	0.26–1.50 0.83	1.88	0.8	-



континентов, донные осадки в 3–6 раз обогащены Na, Br и Cs; обеднены Rb, Sr, Ba и Th в 1,5–3 раза, а Ta – в 17 раз. Только содержание Ca, Cr, Sc и Hf соответствует уровню сравниваемых объектов (табл. 2; рис. 10).

Распределение щелочных Na, Rb и Cs контролируется изменчивостью вклада псаммитовой и пелитовой фракций. Различия в поведении Na, Rb, с одной стороны, и Cs – с другой, вероятно определяются более тесным сродством последнего с глинистыми минералами, в структуру которых он входит. Связь же с ними Na зависит от сорбционных процес-

Рис. 9. Распределение органического углерода (%) в донных осадках.

1 – <0,25; 2 – 0,25–0,50; 3 – 0,50–1,00; 4 – 1,00–1,50; 5 – 1,50–2,00.

сов. Очевидно из-за этого не наблюдается выраженных пространственных колебаний значений Na и Rb, тогда как для Cs прослеживается тренд их увеличения в илах (рис. 7, 10). Влияние глинистых минералов прослеживается по уменьшению значений соотношения Rb/Cs (геохимического индикатора изменений размерного состава) при росте доли мелкодисперсных частиц и уменьшении вклада псаммитовых. Увеличение содержания Na, кроме его вхождения в состав кристаллических решеток гидрослюды и алюмосиликатных породообразующих минералов, может быть обусловлено прижизненной экстракцией фитопланктоном. Уровень содержания натрия в нем уступает только $C_{орг}$ и для Финского залива составляет 3,3% [22].

В области циклонического круговорота на северо-востоке (ст. 2157) рассчитанные значения коэффициентов концентрирования Na, Vg и As по сравнению с осадочными породами континентов и осадками полигона достигают 12; 14; 13 и 2,5; 4 и 3, соответственно (рис. 9). Ядро этого вихревого образования фиксируется по низкому содержанию взвеси (рис. 5, 6). Распределение солёности по вертикали здесь имеет гомогенный характер. Между поверхностным и придонным горизонтами ее различия всего 0,6‰ и столько же между прилегающими водами у дна, тогда как градиенты температуры колеблются от 1,83 до -1,47°C. Придонные воды отличаются насыщением CO_2 и концентрацией SiO_3 (пониженные значения), величиной pH (повышена на 0,2 единицы).

Очевидно, что выявленные отклонения значений параметров водной толщи обусловлены выходом на поверхность дна субмаринных газовых источников. Результаты газохимических исследований показали высокие концентрации в придонной воде метана, почти в 5 раз превышающие измеренные в Беринговом море ранее [2, 43]. Аномалии CH_4 , коррелирующиеся с повышенным содержанием органического вещества в донных осадках, обнаружены в придонной воде и других арктических морей [7, 12].

Подъем придонных вод вызывает интенсивное развитие планктона, в результате отмирания и седиментации которого идет накопление диатомовых илов с повышенным содержанием $C_{орг}$, Na, Vg и As. То, что обогащение, к примеру, Na зависит от вклада биогенного фактора, подтверждается близким содержанием этого элемента во взвеси у дна, где оно достигает 6,3% [19, 21].

Среднее содержание Na на порядок выше, чем в осадках охотоморской части эстуария р. Амур, расположенной в условиях гумидного климата умеренных широт [20], а пространственные вариации минимальных и максимальных значений Na изменяются в 4÷12 раз. Можно предположить поступление элемен-

та в результате физико-химических процессов в субаквальной криолитозоне. Активизация динамического состояния вод в летний период сопровождается уплотнением протаявших осадков, что может вызвать диффузионный метасоматоз ионов Na^+ и Vg^+ из рамы поровых вод к поверхности. Последующее вымораживание солевых растворов сопровождается осаждением сульфатов или (и) галогенидов: известно образование мирабилита при отрицательных температурах [16]. Диффузия усиливается при понижении температуры осадков в направлении к фронту промерзания [38]. Насыщенные ионами Na^+ и Vg^+ плотные солевые растворы под действием силы тяжести стекают по уклонам дна и могут являться дополнительным источником этих элементов во впадине залива. Представляется возможной диффузия ионов из придонных вод в осадки с последующей седиментацией твердой фазы при отрицательных температурах.

Процессы криогидратного выветривания, таким образом, могут сопровождаться избирательным накоплением одних химических элементов и, наоборот, переходом в растворенную форму других.

К факторам обогащения Vg следует отнести и его способность образовывать нерастворимые соединения типа $AgVg$, а из-за высокой биофильности – аккумулироваться в планктоне и водорослях [34].

Для щелочноземельных Ca, Sr и Ba (рис. 10) выявлена общность механизма накопления. Сходство в поведении Ca и Sr объясняется свойством изоморфно замещать друг друга в биогенных карбонатных минералах и влиянием планктонного сообщества [18, 34], а некоторые отличия могут зависеть от присутствия раковинного детрита. Биогенная составляющая Ba коррелируется с содержанием органического вещества фитопланктона, что типично для арктических морей, терригенная же – с повышенным вкладом слюд (ст. 2157).

Для Hf и Th наблюдается обратная связь со слюдой, тогда как их высокое содержание характерно для осадков с значительной долей тяжелых минералов (рис. 10).

В распределении U прослеживается тенденция роста значений в илах, объясняющаяся следующими обстоятельствами:

- влиянием планктонного сообщества;
- хемо- и биогенным осаждением элемента в связи с изменением валентного состояния;
- ассоциированием с взвешенными формами фосфора, содержание которых в придонных водах достигает максимума, а также с гидроксидами железа и органо-минеральными агрегатами, в состав которых входят гидроксиды.

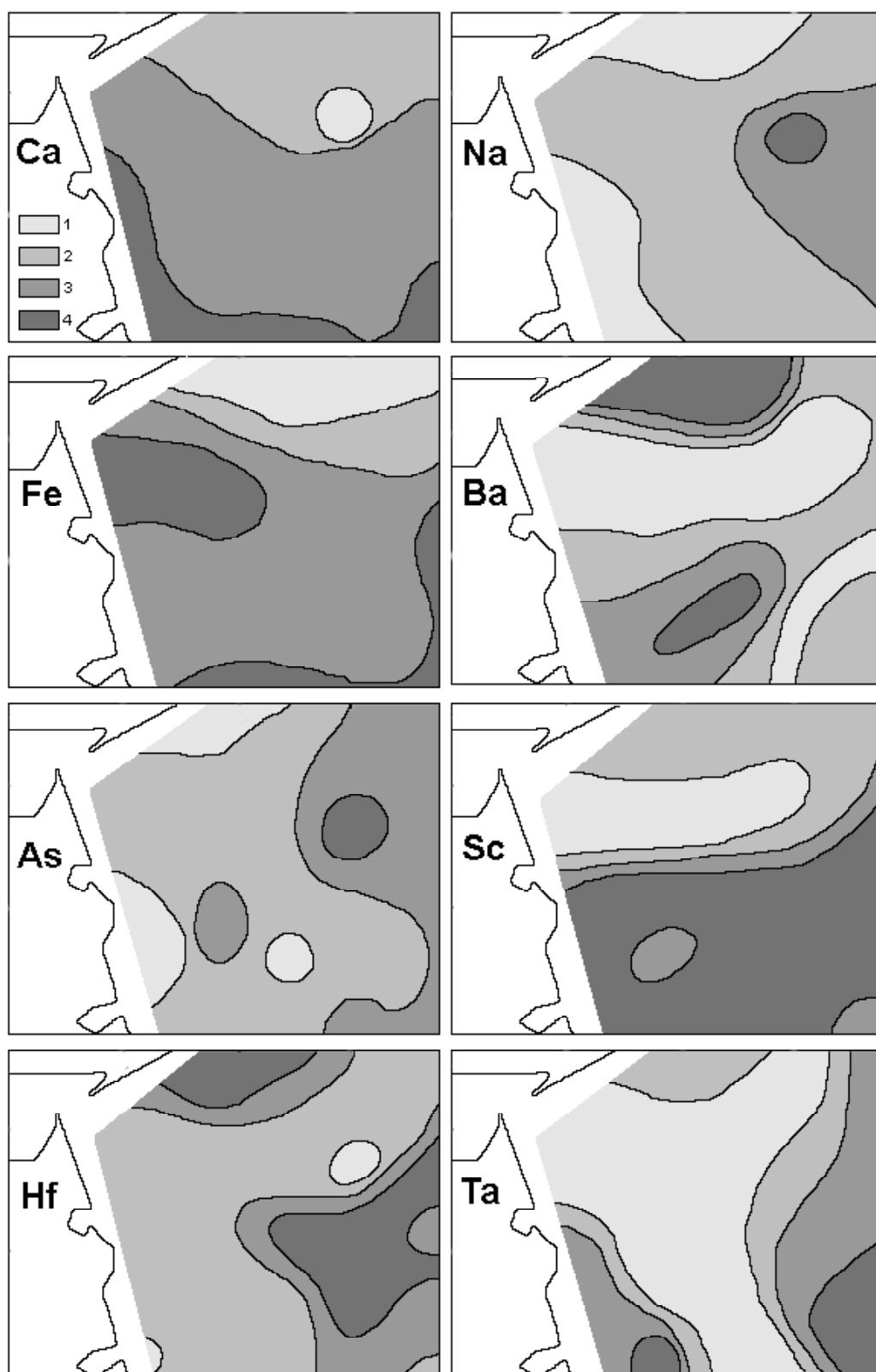


Рис. 10. Распределение Na, Ca, Fe, Ba, Ta, Sc, As и Hf в донных осадках.

Na(%): 1 – <3; 2 – 3–4; 3 – 4–5; 4 – >5. **Ca**(%): 1 – <1; 2 – 1–2; 3 – 2–3; 4 – >3. **Fe**(%): 1 – <1,5; 2 – 1,5–2,0; 3 – 2,0–2,5; 4 – >2,5. **Ba**(мкг/г): 1 – <400; 2 – 400–500; 3 – 500–600; 4 – >600. **Ta**(мкг/г): 1 – <0,15; 2 – 0,15–0,20; 3 – 0,20–0,25; 4 – >0,25. **Sc**(мкг/г): 1 – <6; 2 – 6–8; 3 – 8–10; 4 – >10. **As**(мкг/г): 1 – <20; 2 – 20–40; 3 – 40–60; 4 – >60. **Hf**(мкг/г): 1 – <2; 2 – 2–4; 3 – 4–6; 4 – >6.

В поведении As (рис. 10) обнаружены черты сходства с U. Коэффициент концентрирования мышьяка в осадках впадины залива равен 8, что отражает присутствие в области питания полисульфидной золотоносной провинции, где формируются минеральные комплексы с участием нерастворимых арсенатов Au [3, 28].

Обращает на себя внимание обеднение донных осадков железом, а также отсутствие в них окисленного слоя. Наряду с этим наблюдается повышенное содержание железа и марганца во взвеси придонных вод [19]. Взаимодействуя с осаждающимися на дно твердыми гидроксидами Fe(III) и Mn(IV), продуцируемый в толще осадков сероводород переводит их в растворимые соединения Fe(II) и Mn(II) [17, 32, 35]. Последние, поступая из осадка в придонную воду, окисляются кислородом с образованием твердых соединений Fe(III) и Mn(IV), которые опять осаждаются – и цикл повторяется вновь. Таким образом, формирование окисленного слоя не происходит; в то же время, и скорость окисления H_2S такова, что он, ве-

роятно, не достигает придонного слоя воды, о чем может свидетельствовать отсутствие запаха сероводорода в пробах.

Кроме Fe, илистые осадки обеднены Co и Cr: коэффициенты их концентрирования в 1,5–3 раза ниже по сравнению с таковыми в осадочных породах. Распределение характеризуется пятнистостью, что свидетельствует о воздействии нескольких факторов, к одному из которых следует отнести ассоциирование с планктонным сообществом.

Среднее содержание легких *редкоземельных элементов* в осадках оценивается в 63%, средних и тяжелых – в 30 и 7%, соответственно (табл. 3). Пространственная дифференциация (рис. 11) их распределения проявляется в 1,5–2-кратном обеднении ими осадков впадины залива в отличие от прибрежно-морских и конуса выноса. Повышенное содержание лантаноидов отмечено в псаммитах на северо-западе, обогащенных темноцветными тяжелыми минералами (ильменит, гранат, сфен и циркон). В илах продельты высокое содержание РЗЭ, вероятно, обуслов-

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов (мкг/г).

Элементы	Осадки			Среднее в осадках (18)	Среднее в осадочных породах континентов [9, 10]
	прибрежно-морские (11)	продельты (6)	впадины (1)		
La	<u>8.00–22.90</u> 16.15	<u>15.70–21.60</u> 17.97	10.10	16.32	40.00
Ce	<u>15.80–37.00</u> 30.00	<u>30.00–37.50</u> 38.75	19.50	30.35	50.00
Pr	<u>1.85–4.00</u> 3.25	<u>3.20–3.90</u> 3.62	2.20	3.38	5.00
Nd	<u>7.20–14.50</u> 12.15	<u>12.00–15.50</u> 13.55	8.00	12.37	23.00
Sm	<u>2.00–3.60</u> 3.13	<u>3.10–4.40</u> 3.52	2.20	3.22	6.50
Eu	<u>0.59–1.07</u> 0.86	<u>0.80–1.02</u> 0.89	0.64	0.85	1.00
Gd	<u>2.15–4.80</u> 3.59	<u>3.10–5.20</u> 4.15	2.60	4.10	6.50
Tb	<u>0.31–0.61</u> 0.61	<u>0.48–0.76</u> 0.61	0.38	0.59	0.90
Dy	<u>1.75–4.10</u> 3.13	<u>2.80–4.50</u> 3.57	2.30	3.22	4.50
Ho	<u>0.39–0.87</u> 0.67	<u>0.60–1.04</u> 0.79	0.51	0.71	1.00
Er	<u>1.05–2.40</u> 1.93	<u>1.65–3.10</u> 2.20	1.45	2.24	2.50
Tm	<u>0.15–0.37</u> 0.30	<u>0.24–0.50</u> 0.33	0.22	0.31	0.25
Yb	<u>1.84–1.85</u> 1.60	<u>1.38–3.00</u> 1.81	1.25	1.65	3.00
Lu	<u>0.14–0.35</u> 0.29	<u>0.23–0.53</u> 0.31	0.22	0.30	0.70

лено их свойством легко образовывать комплексные соединения с органическими и неорганическими лигандами с последующим частичным осаждением (растворением), в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды [4, 41]. Обратная корреляция содержания лантаноидов наблюдается с высоким содержанием слюд (табл. 3; рис. 11).

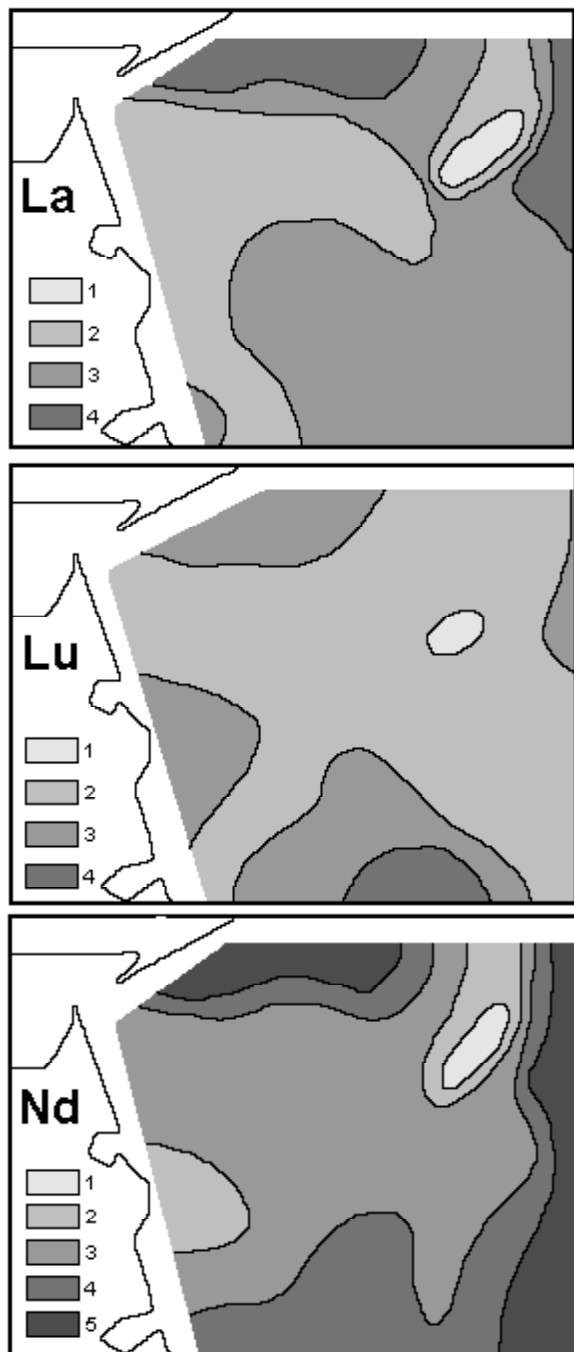


Рис. 11. Распределение La, Nd и Lu (мкг/г) в донных осадках.

La: 1 – <10; 2 – 10–15; 3 – 15–20; 4 – >20. **Nd:** 1 – <8; 2 – 8–10; 3 – 10–12; 4 – 12–14; 5 – >14. **Lu:** 1 – <20; 2 – 20–30; 3 – 30–40; 4 – >40.

Незначительное утяжеление состава РЗЭ в осадках проделты может связываться с увеличением доли РЗЭ, сорбированных глинистыми частицами. Относительное обогащение миктитов алевритовых легкими и средними, а псаммитов алевритовых тяжелыми лантаноидами, вероятно, регулируется содержанием псаммитовой фракции.

ВЫВОДЫ

Несмотря на положение акватории северо-западной части Анадырского залива в области влияния речного стока, поступление терригенного материала сюда ограничено. Только 5% взвеси, оставшейся в транзите после осаждения на седиментационном барьере в лимане, транспортируются в шлейфе остаточного стокового течения в залив.

Высокая гидродинамическая активность препятствует ее аккумуляции в области смешения речных и морских вод в заливе, как это обычно происходит в других эстуариях под влиянием динамических, физико-химических и биологических процессов.

Поэтому большая часть поверхности дна района исследований в настоящее время является асидиментогенной зоной, где залегают реликтовые и современные прибрежно-морские осадки.

Конус выноса осадков реки формируется в результате седиментации взвеси за пределами границы волнового воздействия из придонного нефелоида. Приливные движения замедляют этот процесс и, таким образом, поддерживают существование нефелоида в безледный период, вследствие чего устойчивая аккумуляция происходит только в подледной обстановке.

Вне области влияния речного стока во впадине залива терригенный профиль осадконакопления нивелируется современным биогенным кремненакоплением.

Осадки залива обеднены большинством изученных химических элементов. Это обусловлено их поступлением в составе первичного обломочного комплекса, мобилизованного в условиях континентальной криолитозоны, последующим осаждением тяжелых минералов на седиментационном барьере, а также трансформацией речного стока на ранних стадиях смешения в лимане.

В осадках залива поведение элементов контролируется следующими процессами:

- литодинамическими, регулируемыми фракционирование и отдельную аккумуляцию тяжелых минералов и тонкодисперсных частиц;
- биогенными, в результате которых планктонным сообществом продуцируются органо-минеральные агрегаты;

- хемогенными, определяющими изменение соотношения содержания элементов в стратифицированной по окислительно-восстановительным условиям системе “вода-осадки” (сорбция глинистыми частицами, комплексообразование с коллоидами высокомолекулярных органических соединений, ионообменные процессы на фоне диагенетических преобразований);

- термодинамическими, проявляющимися в изменении состояния морской криолитозоны.

Выявлена моноэлементная аномалия содержания As, предположительно связанная с техногенным источником в континентальной области питания.

Процессы криогидратного выветривания находят отражение в характере полей распределения донных осадков и некоторых химических элементов, как, например, Na и Br.

Источником осадочного материала в удаленных от эстуария и побережья районах Берингова моря являются воды нефелоида. Под влиянием устойчивой антициклонической циркуляции они могут перемещаться по уклону дна вдоль изобат в восточном и юго-восточном направлениях.

Работа выполнена в рамках подпрограмм “Исследования природы Мирового океана” (проекты 4.2.2 и 4.3.4.) ФЦП “Мировой океан” и “Комплексные исследования океанов и морей Арктики и Антарктики” ФЦНТП “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники гражданского назначения” (проект “Состояние и устойчивость экосистем дальневосточных морей”).

Авторы признательны сотрудникам ТОИ ДВО РАН Н.А.Николаевой, А.В.Сорочинской, П.Я.Тищенко, В.В.Шастиной и И.Б.Цой за помощь при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Агатова А.И., Лапина Н.М. Оценка скоростей трансформации органического вещества и регенерации биогенных элементов в Беринговом море // Изв. АН. Сер. биол. 1994. № 12. С. 278.
- Аникиев В.В., Варлатый Е.П., Дударев О.В. и др. Распределение, потоки и баланс углерода в эстуарии р. Анадырь - Берингово море // Геохимия. 1996. № 12. С. 1220-1229.
- Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Влияние литодинамических факторов на распределение благородных металлов во взвеси и донных отложениях морской части эстуария р. Анадырь // Геохимия. 1997. № 5. С. 535-551.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3-14.
- Биогеохимия органического вещества арктических морей. М.: Наука, 1982. 240 с.
- Большаков А.М., Егоров А.В. Результаты газометрических исследований в Карском море // Океанология. 1995. Т. 35, № 3. С. 399.
- Варламов С.М., Лучин В.А., Семилетов И.П. и др. Закономерности межгодовой изменчивости зимних климатических условий в Беринговоморском регионе // Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 1998. Т. 1. С. 65-85.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
- Виноградов М.Е. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений. М.: Наука, 1964. 152 с.
- Геодекян А.А., Авилов В.И., Авилова С.Д. Газобиогеохимический характер современных осадков северных морей // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 5. С. 1217.
- Геокриологическая карта СССР. 1:5 000 000 / Изд. ГУГК при Совмине СССР. М., 1977.
- Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 38. 183 с.
- Глотов В.Е. Газобиохимические особенности сезонного слоя в Анадырской и Хатырской низменностях // Криология почв. Пушино, 1991. С. 80-86.
- Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
- Грамм-Осипов Л.М., Тищенко П.Д., Стащук М.Ф. и др. Железо-марганцевая система // Химия морской воды и аутигенное минералообразование. М.: Наука, 1989. С. 112-203.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований: М.: Мир, 1967. 299 с.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Уткин И.В. Потоки взвешенного материала и некоторых химических элементов в морской части эстуария р. Анадырь (Берингово море) // Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море в американо-азиатском секторе Арктики: Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 1998. Т. 1. С. 127-136.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В. и др. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 30-43.
- Дударев О.В., Боцул А.И., Уткин И.В. и др. Оценка современного осадочного процесса в морской части эстуария р. Анадырь // Гидрометеорологические и биогеохимические исследования в Арктике: Тр. Аркт. регион. центра. Владивосток, 2000. Т. 2. Ч. 1. С. 131-144.
- Емельянов Е.М. Процессы седиментогенеза в Финском заливе, связанные с антропогенными нагрузками // Океанология. 1995. Т. 35, № 5. С. 770-779.
- Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд. МГУ, 1997. 320 с.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

26. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
27. Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Боцул А.И. и др. Структура осадков и фации Японского моря /Изд. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1983. 287 с.
28. Лихт Ф.Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, 1986. С. 48–63.
29. Лонгинов В.В. Литодинамика материковой окраины // Лавинная седиментация в океане. Ростов: Изд. Ростов. ун-та, 1982. С. 129–135.
30. Лоция Берингова моря. Ч. 1. Западная часть моря / МО СССР. ГУ. 1969. 420 с.
31. Любомиров А.С. Геокриологические условия побережья Анадырского лимана // Региональные и криолитологические исследования в Сибири. Якутск, 1979. С. 47–55.
32. Лю Лей, Волков И.И., Стриж В.П. Соединения серы в воде и осадках зон смешения морских и речных вод // Океанология. 1995. Т. 35, № 5. С. 683–692.
33. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история. М., 1998. 187 с.
34. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
35. Розанов А.Г. Окислительно-восстановительная стратификация воды Черного моря // Океанология. 1995. Т. 35, № 4. С. 544–549.
36. Сорокин Ю.И., Сорокина О.В., Мамаева Т.И. и др. Первичная продукция и бактериопланктон в Беринговом море и северной части Тихого океана // Докл. АН. 1994. Т. 336, № 4. С. 542.
37. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
38. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
39. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 286 с.
40. Чувардинский В.Г. Дрифтовые процессы и их значение для методики поисков. // Природа и хозяйство Севера. Л., 1971. Ч. 2. С. 82–85.
41. Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and chemistry of the Earth. Oxford and N. Y.: Pergamon Press, 1966. V. 7. P. 167–321.
42. Knebel H.J., Creager J.S. Yukon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression // Science. 1973. Vol. 179, N 4079. P. 1230–1232.
43. Whitledge T.E., Bidigare R.R., Zecman S.I. et. al. Biological measurements and related chemical features in Soviet Union and United States region of the Bering Sea // Cont. Shelf Res. 1988. V. 8, № 12. P. 1299.

Поступила в редакцию 22 июня 2000 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

O.V. Dudarev, A.I. Botsul, V.V. Anikiev, G.M. Kolesov, D.Yu. Sapozhnikov

Modern sedimentation in the Northwestern Anadyr Bay Cryolithozone (the Bering Sea)

At the present time, the largest part of the bottom surface within the northwestern part of the Anadyr Bay is defined as the asedimentogenic zone, wherein both relict and recent near-coastal sediments occur. The plume of the Anadyr River is formed beyond reach of the wave process influence on the bottom. Outside the area with the river water runoff action, within the bay basin, the terrigenous profile of the recent sediment accumulation is balanced by the biogenic silica sedimentation. The bottom sediment depletion in the most of the chemical elements is connected with the sedimentary material mobilization under conditions of the continental cryolithozone. The cryogenic process influence is traced in the temperatural field character for the near-bottom waters and in the distribution features for the bottom sediments and individual elements like *Na* and *Br*.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ): ЛЕТОПИСЬ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

А.Н. Филиппов, Г.И. Бурый, В.С. Руденко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Литологическим изучением обнажений и с помощью микрофауны (радиолярии и конодонты) реставрирована стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований на двух участках Самаркинского террейна – фрагмента средне-позднеюрской субдукционно-аккреционной призмы Восточной Азии. В западной части террейна (правобережье р. Матай) она состоит из верхнепалеозойских кремней, известняков и вулканитов, нижнетриасовых фтанитов и кремнистых аргиллитов, средне-верхнетриасовых кремней, ниже-среднеюрских кремнисто-глинистых пород, средне-верхнеюрских алевролитов, верхнеюрских (?) основных вулканитов и микститов. В восточной части террейна (правобережье среднего течения р. Катэн) выделены триасово-среднеюрская толща кремней с фтанитами в основании, средне-верхнеюрские кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, верхнеюрские алевролиты, верхнеюрско-нижнемеловые песчаники. Эти последовательности представляют собой первичные разрезы осадочного чехла различных участков древней океанической плиты и отражают историю седиментации при ее движении от спредингового хребта к зоне конвергенции. Определены обстановки осадконакопления литостратиграфических элементов и установлено, что в приконтинентальной области при аккреции различных участков океанической плиты они существенно отличались. На начальных этапах формирования аккреционной призмы в середине средней юры (разрез правобережья р. Матай) основными процессами седиментации были оползни и существовал подводный базальтовый вулканизм. В осадках, кроме того, присутствует пирокластика окраинно-континентальной дуги. Позднее, в начале поздней юры (среднее течение р. Катэн), накапливались, главным образом, турбидиты, кластика которых представлена в основном гранитоидами. Вулканические явления ни в бассейне седиментации, ни на континенте не отмечены. Эти различия, вероятно, являются следствием неодинаковых субдукционно-аккреционных процессов во время длительного (около 20 млн лет) образования аккреционной призмы Самаркинского террейна.

Ключевые слова: стратиграфия, осадочно-вулканогенные образования, аккреционная призма, юра, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическую структуру юга Дальнего Востока России во многом определяют террейны аккреционных призм, образовавшихся в результате мезозойской субдукции у восточной окраины Азии [14, 23]. В их составе различают матрикс – меланжевые (олистоостромовые) или турбидитовые толщи, и аллохтонные включения – обломки, глыбы, пластины генетически разнородных, преимущественно океанических образований. Глубоководным бурением около современных желобов [34, 39] и изучением древних аккреционных призм [32, 35] установлено, что состав, возрастной диапазон и стратиграфическая последовательность аккрецированных с океанической плиты осадков – указатели основных моментов ее геологической истории, которые помогают понять эволюцию осадконакопления в палеоокеаническом бассейне.

Самаркинский террейн Сихотэ-Алинь – фрагмент субдукционно-аккреционной призмы. Его аналогии развиты на Японских островах, в северо-восточном Китае и отражают важный этап геодинамической эволюции восточной окраины Азии в мезозое [33]. В работах [23, 38] приведены сводные тектоно-стратиграфические колонки Самаркинского террейна, составленные по разрозненным датировкам пород с различных участков. Они несут обобщенную информацию о возрасте и составе палеоокеанических отложений; по ним также можно определить некоторые тектонические события. Однако при этом, в отличие от исследования конкретных разрезов, теряются многие сведения, позволяющие установить закономерности пространственного размещения палеоокеанических осадков и характер их изменения во времени. Очевидно, этим частично обусловлены и различные представления о формировании Самаркинского террейна [11, 14, 16, 23].

В статье реставрировано строение вулканогенно-осадочных образований на его двух участках. Эти разрезы представляют собой первичные стратиграфические последовательности осадочного чехла различных частей древней океанической плиты. Основные задачи исследования – определить особенности его формирования и уточнить некоторые моменты образования аккреционной призмы.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Самаркинский террейн расположен в центральной части Сихотэ-Алинской складчатой области (рис. 1). Он протягивается в северо-восточном направлении от южного побережья Приморья до правобережья нижнего течения р. Амур полосой шириной до 100 км и сложен породами широкого литологического спектра, различного возраста и генезиса [14, 23]. В тектонических пластинах и олистолитах развиты палеозойские и мезозойские океанические

кремни, известняки и вулканиты. Меньше распространены прибрежно-морские терригенные породы. Все они заключены в средне-позднеюрском матриксе, представленном олистостромовыми и турбидитовыми толщами. Для южной части террейна характерны пластины офиолитов [22], а северная – осложнена Анойским и Хорским блоками домезозойских метаморфических пород [15]. Аналогами Самаркинского террейна на Дальнем Востоке России являются Наданьхада-Бикийский, Хабаровский и Баджалский террейны [21].

Изученные разрезы расположены в различных частях аккреционной призмы. Один из них (правобережье р. Матай) представляет ее верхний структурный уровень и находится вблизи северного края Ханкайского массива; другой (правобережье среднего течения р. Катэн) – около восточной границы террейна, где развиты нижние горизонты призмы.

В этих районах, изученных по сравнению с другими участками Самаркинского террейна слабее, Е. К. Шевелев [13] установил, что большая часть известняков с позднепалеозойской фауной, по которым определялся возраст стратифицированных образований, являются глыбами в олистостромах. По находкам конодонтов и мезозойских радиолярий на правобережье р. Матай (руч. Лямфана) он выделил пермскую карбонатно-вулканогенную, верхнетриасово-юрскую кремнисто-терригенно-вулканогенную и верхнеюрско-нижнемеловую (?) микститовую толщи. Позднее кремнистые породы этого участка были датированы только средне-позднетриасовыми конодонтами [4]. На правобережье среднего течения р. Катэн (междуречье Дзава – Ахбио) были выявлены триасовые кремни с линзами известняков и нижнемеловые (?) песчаники [13]. В соседних районах кремнистые отложения датированы пермскими и триасовыми конодонтами [8, 12], а их стратиграфическая позиция и возраст ассоциирующихся с ними терригенных и вулканогенных пород обоснованы в [18]. Нами получены новые данные, уточняющие возраст и последовательность вулканогенно-осадочных образований региона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованы обнажения вулканогенно-осадочных образований на правобережье р. Матай и среднего течения р. Катэн (рис. 2). Состав, условия залегания и распределение литостратиграфических элементов изучены литологическими и структурными наблюдениями с составлением маршрутных геологических схем и зарисовок обнажений. Для датировки отложений использовались радиолярии и конодонты, для поисков которых отобрано свыше 400 проб из различных осадочных пород. После обработки их плавиковой кислотой различной концент-

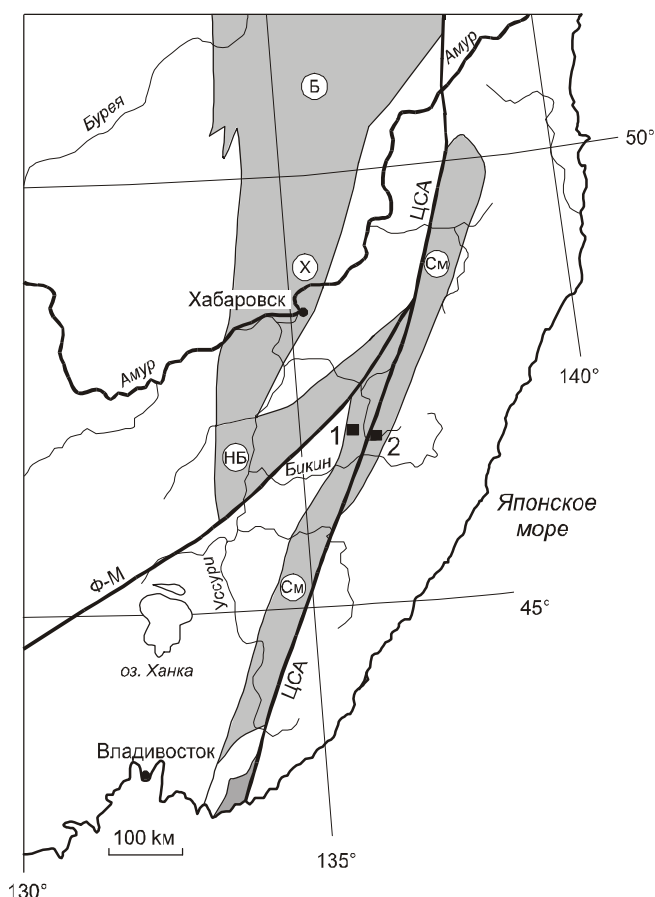


Рис. 1. Расположение Самаркинского террейна и его аналогов.

Террейны: См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикийский, Х – Хабаровский, Б – Баджалский. Крупные разломы: ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Ф-М – Фушунь-Мишаньский. 1 и 2 – участки работ: 1 – правобережье р. Матай, 2 – правобережье среднего течения р. Катэн.

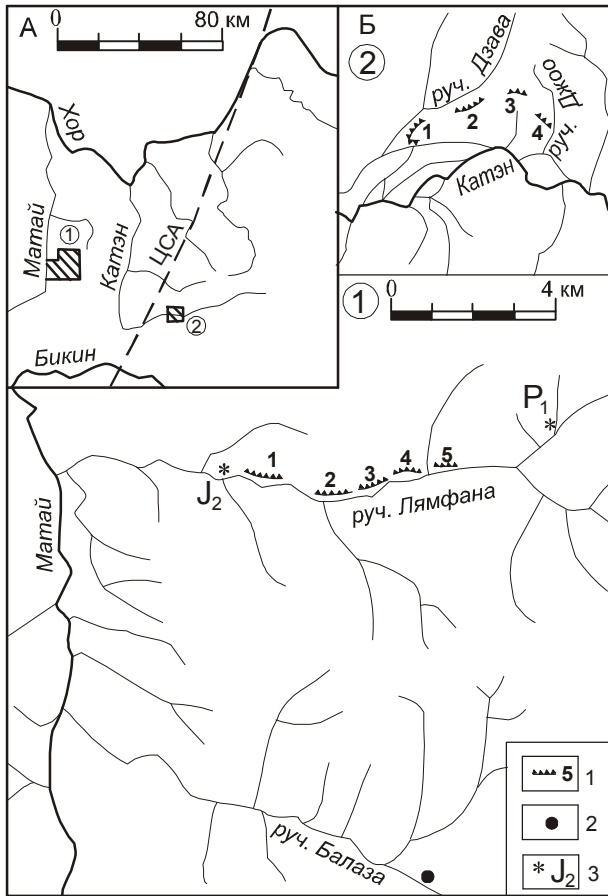


Рис. 2. Расположение участков работ (А), изученных разрезов и обнажений (Б).

1 – разрезы и их номера, 2 – обнажения, 3 – местонахождения радиолярий и их возраст. ЦСА – Центральный Сихотэ-Алиньский разлом.

рации в 84 обнаружены пригодные для определения возраста формы. Конодонты изучались под биноклем, а радиолярии – при помощи сканирующего электронного микроскопа. В некоторых случаях слои коррелировались по текстурно-структурным и вещественным особенностям осадочных пород или по характерным их ассоциациям.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Правобережье р. Матай

Пермские породы – наиболее древние образования этого участка. Они распространены больше в западной части (правобережье нижнего течения руч. Лямфана), где образуют пакет тектонических пластин и чешуй с падением сместителей на запад под углами 20–30°, и представлены тремя литологическими ассоциациями: карбонатной, кремневой и вулканогенной (рис. 3, фрагмент 1). Каждая ассоциация составляет самостоятельные, чередующиеся в разрезе тектони-

ческие пластины, разделенные местами алевролитами и глинистыми породами, в которых найдены среднеюрские (?) радиолярии *Dictyomitra* sp. и *Archaeospongoprimum* sp. (рис. 2).

Карбонатная ассоциация – серые, темно-серые, массивные или грубоплитчатые известняки, содержащие иногда частицы вулканического материала. В одной из тектонических пластин среди известняков залегает слой мощностью 7–10 м грубообломочных пород, в которых округлые или неправильные уплощенные обломки размером до 20–30 см основных вулканитов, известняков и алевролитов сцементированы карбонатным материалом. Мощность известняков 20–45 м. В них обнаружены фузулины, указывающие на возрастной диапазон от ассельского до низов болорского яруса нижней перми [13, 17]. В обломках известняков из смешанных обломочных пород (микститов), обнажающихся между 1 и 2 фрагментами, найдены фузулины мургабского и низов мидийского ярусов, а также позднепермские мшанки.

Кремневая ассоциация на правобережье руч. Лямфана – зеленовато-серые, тонко- и среднеплитчатые (1–5 см) кремни, в которых обнаружен слой мощностью 3–4 см гравийных песчаников с эрозионным нижним контактом и градиационной слоистостью. Он сложен обломками основных вулканитов. В кремнях найдены позднепермские конодонты (проба Л204): *Isarcicella* cf. *isarcica* (Huckriede), *Spathognathodus* (?) cf. *divergens* Bender et Stoppel, и пермские спикеры губок (проба Л213).

В обнажениях правого борта руч. Балаза состав и строение пермской кремневой ассоциации иной (рис. 3). Плитчатые кремни чередуются здесь с глинистыми яшмами и кремнями, кремнистыми аргиллитами; встречаются массивные и плитчатые яшмы. Мощность отложений 70 м. Кремни, по-видимому, согласно залегают на базальтах. В кремнях найдены радиолярии: в пробах Л367, Л369, Л370 – *Phaenicosphaera* ex gr. *mammilla* Shehg et Wang и *Sphaeroidea* gen. et sp. indet, в пробе Л389 – *Follicucullus falx* De Wever et Caridroit, а в Л395–Л397 – *Follicucullus porrectus* Rudenko, *Follicucullus* sp. Силициты с этими радиоляриями относятся к зоне *Follicucullus porrectus*, соответствующей в отложениях Приморья и Японии мидийскому ярусу верхней перми [19, 29].

Раннепермские кремни обнаружены в глыбе микститов верхнего течения руч. Лямфана (рис. 2). Они содержат *Pseudoalbaillella scalprata* Holdsworth et Jones и *P. rhombothoracata* Ishiga et Imoto.

Вулканогенная ассоциация состоит из пластов мощностью 2–10 м массивных, миндалекаменных или пористых базальтов, реже диабазов. Незначительно распространены кластолавы и туфы. Класто-

лавы и миндалекаменные базальты содержат ксенолиты размером до 0.7–1.0 м известняков и яшм. По химическому составу большая часть базальтов – щелочные высокоглиноземистые породы. Вулканиды в основании кремневого разреза руч. Балаза отличаются более низкими содержаниями фосфора и титана*.

Пространственная связь вулканитов с пермскими известняками и кремнями, присутствие в первых ксенолитов карбонатных пород, а в известняках вулканической примеси позволяют считать вулканиды разновозрастными кремнистым и карбонатным породам. Часть вулканогенных пород, вероятно как и в южной части Самаркинского террейна, имеет каменноугольный возраст [11].

Мезозойские отложения представлены фтанитами и кремнистыми аргиллитами, в которых Т.В. Клец [12] на правом берегу руч. Балаза обнаружила позднепермские конодонты, а также средне-позднетриасовой кремневой толщей мощностью около 30 м, изученной на правом берегу руч. Лямфана (рис. 3, фрагменты 2–5). Кремни серые, темно-серые, тонко- и среднеплитчатые (1–7 см). Особенность толщи – скрытый стратиграфический перерыв вблизи границы анизийского и ладинского ярусов [3, 4]. Он установлен по появлению выше этого стратиграфического уровня смешанных разновозрастных комплексов конодонтов. Видовой состав конодонтов свидетельствует, что перерыв в осадконакоплении охватывает ладинский и карнийский ярусы, а переотложение конодонтов происходило в раннем нории. В некоторых обнажениях кремней, после перерыва продолжительностью в один век, отмечены "переотложенные" кремни – размытые на соседних участках бассейна и отлагавшиеся в обратной последовательности, сначала с относительно молодыми, а затем с более древними конодонтами.

На кремневой толще (1) согласно залегают (рис. 3, фрагмент 4; рис. 4):

2. Кремни глинистые, серые и зеленовато-серые массивные 6 м
3. Аргиллиты кремнистые темно-серые с прослоем (2-5 см) алевропсаммитовых туффитов 4 м
4. Гиалокластиты алевропсаммитовые зеленовато-серые рассланцованные 6 м
Задерновано на мощность 6 м.
5. Аргиллиты кремнистые серые, зеленовато-серые, слоистые 8 м
6. Аргиллиты и алевроаргиллиты, серые и темно-серые, слоистые и массивные. Взаимоотношение с вышележащими слоями не установлено 30–40 м

7. Гиалокластиты алевропсаммитовые, псаммитовые и псефитопсаммитовые, зеленовато-серые. Содержат мелкие обломки (до 10 см), глыбы и пласты до 10 м туфов и базальтов 20–50 м
8. Алевроаргиллиты слоистые. Вверху – алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов 30–50 м
9. Гиалокластиты, аналогичные пачке 7 10–20 м
10. Алевролиты серые с прослоями (до 15 см) песчаников 20–40 м
11. Базальты и диабазы с редкими пластами туфов около 100 м
12. Микститы галечно-глыбовые. В алевроитовом матриксе беспорядочно распределены овальные обломки размером до 20–40 см и линзы мощностью до 2 м песчаников. Песчаники – кварц-полевошпатовые граувакки; среди обломков пород в них много зерен средних вулканитов и витрокластики. Взаимоотношение микститов с подстилающими слоями не установлено 30 м

В верховьях руч. Лямфана и по его правому борту между 1 и 2 фрагментами разреза развиты микститы другого типа. Они отличаются составом обломочного материала, где кроме песчаников присутствуют триасовые и пермские кремни, палеозойские известняки и основные вулканиты. Алевроитовый матрикс и обломки в этих микститах тектонизированы.

Мощность описанного разреза 380 м. Нижняя его часть – кремни; они содержат триасовые конодонты [4], а вышележащие породы охарактеризованы комплексами юрских радиолярий, выделенными в 15 пробах (табл. 1).

В глинистых кремнях слоя 2, которые залегают на кремнях с конодонтами *Misikella posthersteine* Kozur et Mock [13], радиолярии (пробы Л115–Л118) представлены только двумя раннеюрскими видами: *Parahsuum simplum* и *P. ovale* [5, 28, 36]. Комплекс радиолярий в слоях 5 и 6 (пробы Л123, Л124, Л184, Л102, Л129, Л133) более разнообразен. В нем определены байос-батские представители родов *Transhsuum*, *Laxtorum* и *Parahsuum* [5, 36]. А. Матсуока [36] распространение *Laxtorum(?) jurassicum* ограничивает ааленом, но в области Тетис этот вид известен в аалене – среднем байосе. Кроме того, здесь присутствуют *Archaeodictyomitra* sp., представители родов *Hsuum*, *Parvicingula*, *Tricolocapsa*, *Gongylothorax*, *Archicapsa*, *Acaenotyle*, более характерные для средне- и позднеюрских отложений многих регионов. Поэтому возраст этого комплекса – байос-бат. Радиолярии в глинистых породах слоя 8 (пробы Л43, Л45, Л100) – многочисленные *Archaeodictyomitra*, многие из которых не определены до вида, а также представители *Parvicingula*, *Gongylothorax*, *Stichocapsa*, *Cyrtocapsa*, имеющие более широкое распространение, чем радиолярии предыдущего комплекса [37]. Возраст слоя 8, вероятно, бат-келловей. Следующий комплекс (проба Л331 в слое 10) – разнообраз-

*Вещественный состав и генезис вулканитов, а также осадочных пород будут подробнее рассмотрены в другой статье.

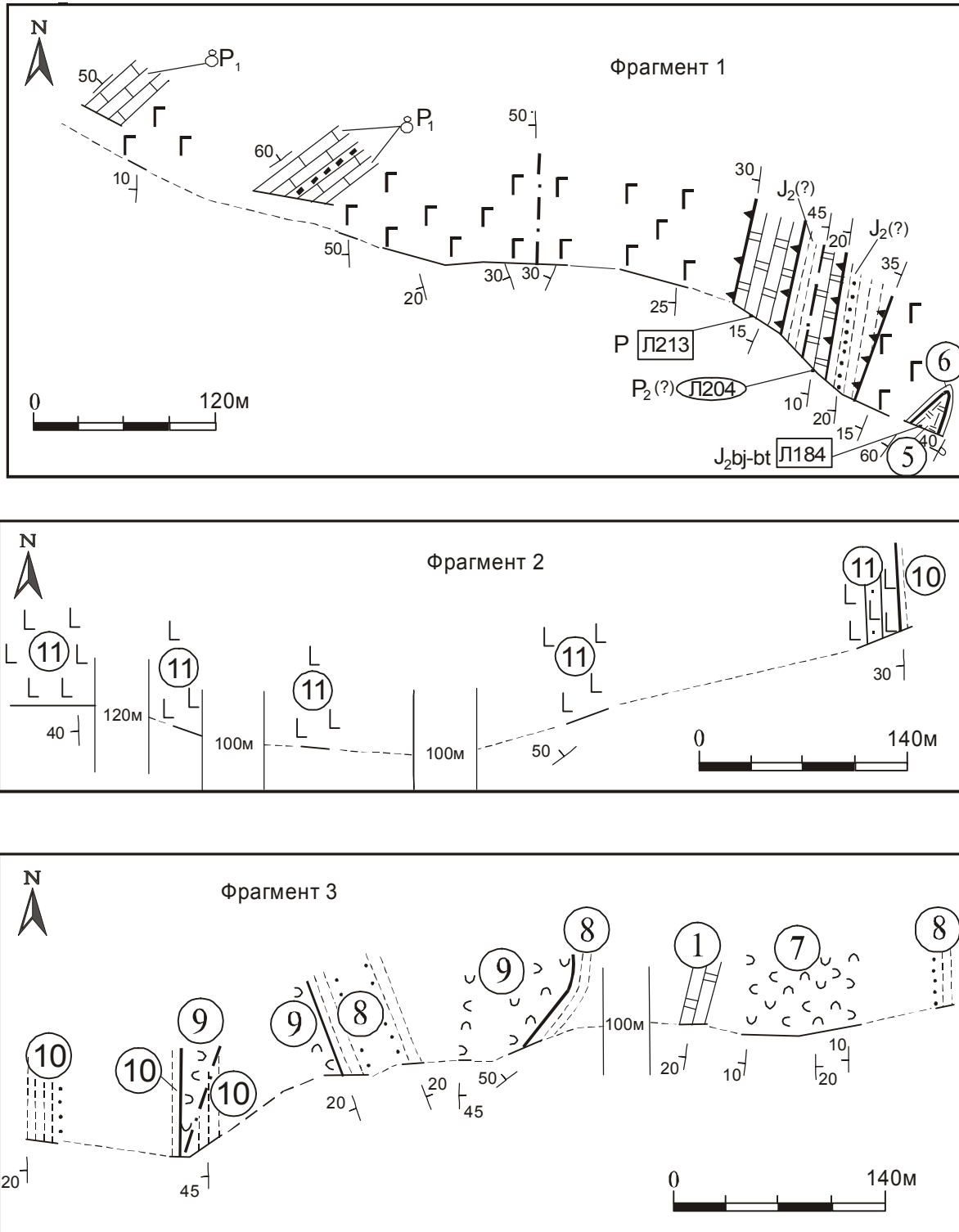
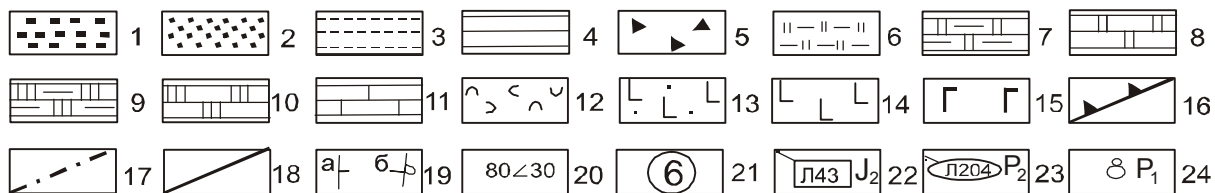
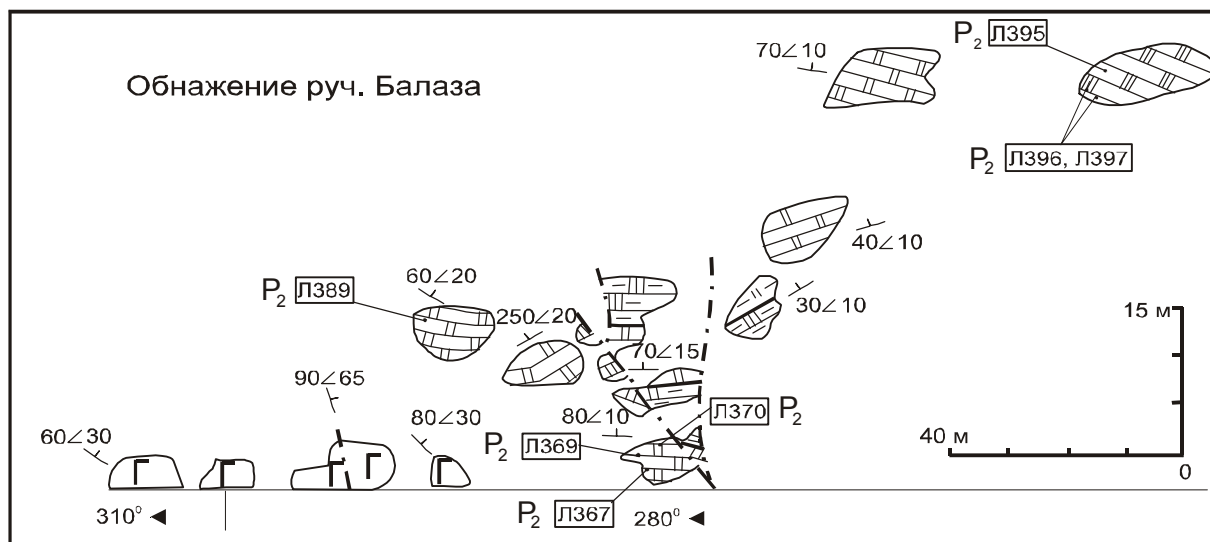
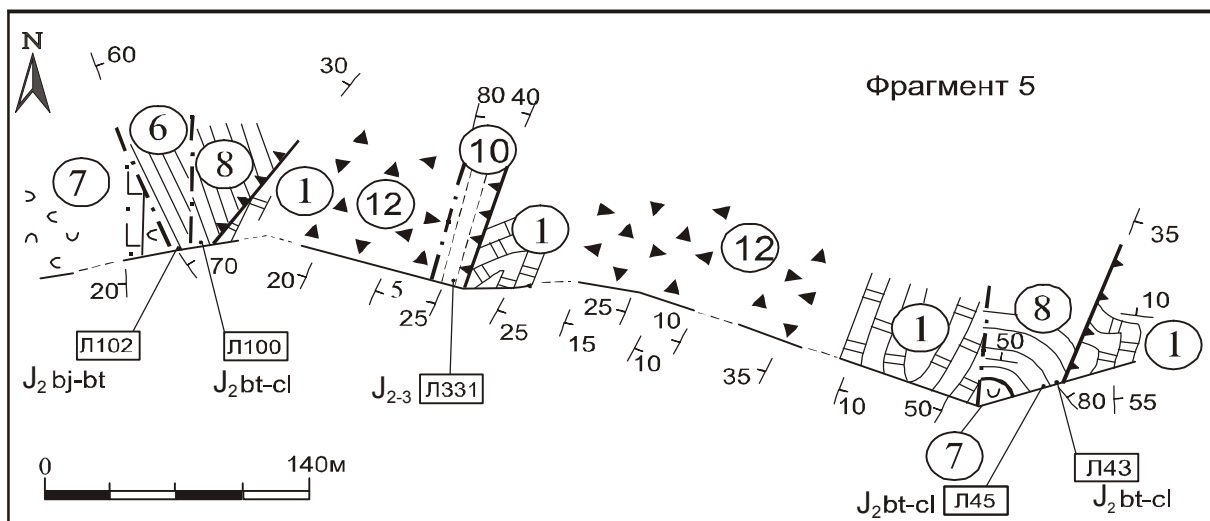
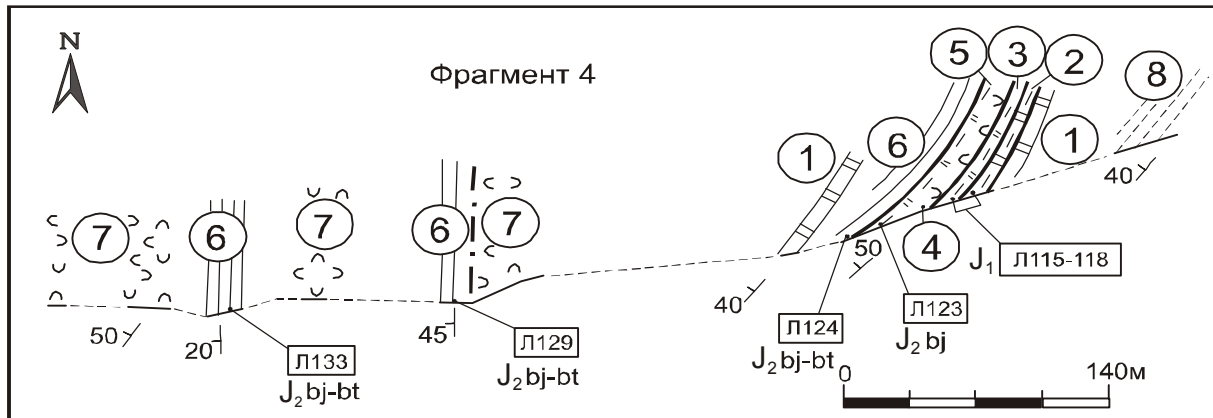


Рис. 3. Строение вулканогенно-осадочных образований на правобережье р. Матай. Положение разрезов см. на рис. 2.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – алевроаргиллиты и аргиллиты; 5 – микститы; 6 – кремнистые аргиллиты; 7-8 – кремни: 7 – глинистые, 8 – плитчатые; 9-10 – яшмы: 9 – глинистые, 10 – плитчатые; 11 – известняки; 12 – гиалокластиты; 13-15 – основные вулканиты: 13 – туфы и 14 – лавы юрские; 15 – лавы пермские; 16-17 – разрывные нарушения: 16 – надвиги, 17 – прочие; 18 – границы пачек; 19 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые; 20 – азимут и угол падения слоев; 21 – номера пачек; 22-23 – места отбора и номера проб с радиоляриями (22), конодонтами (23) и индекс их возраста; 24 – места находок фораминифер и индекс их возраста.



Продолжение рис. 3.

ные *Pseudodictyomitra*, *Archaeodictyomitra*, *Stichocapsa*, *Cyrtocapsa*. Присутствие *Obesacapsula* cf. *morroensis* предполагает его средне-позднеюрский (бат – оксфорд) возраст, несмотря на наличие *Tricolocapsa* cf. *fusiformis*, характерного для байобатского интервала [36, 37].

Основные вулканы слоя 11 – позднеюрские (?). Более высокие содержания титана, магния и натрия отличают их от каменноугольно(?)–пермских базальтов, но сближают со средне-верхнеюрскими вулканитами соседних районов [20]. Исходя из состава матрикса и включений, предполагается, что галечно-глыбовые микститы слоя 12 также позднеюрские.

Таким образом, разрез на правом берегу р. Матай состоит из позднепалеозойских и триасово-юрских вулканогенно-осадочных образований (рис. 4). Взаимоотношения между ними не установлены. Позднепалеозойские породы представлены близкими по возрасту карбонатной, кремнистой и вулканогенной ассоциациями. Стратиграфическая последовательность раннемезозойских образований мощностью около 500 м состоит из нижнетриасовых фтанитов и кремнистых аргиллитов в основании, средне-верхнетриасовых кремней, ниже-среднеюрских кремнисто-глинистых пород, средне-верхнеюрских алевролитов с прослоями песчаников и верхнеюрских(?) основных вулкаников и микститов.

Правобережье среднего течения р. Катэн

На этом участке стратиграфическая последовательность реставрирована по четырем фрагментам: в междуречье Катэн-Дзава, на левобережье руч. Дзава, на водоразделе Дзава-Джоо и на правом берегу руч. Джоо (рис. 5).

Низы разреза изучены на правом берегу руч. Джоо. В моноклинали с круто падающими на северо-запад слоями и осложненной разрывами выявлена следующая последовательность (рис. 6):

1. Аргиллиты кремнистые зеленовато-серые.....3 м
2. Кремни глинистые серые грубоплитчатые14 м
3. Фтанитовая пачка. Неравномерное чередование (1–5 см) светлых глинистых кремней и черных глинистых фтанитов (около 30 %).....8 м
- Тектонический срыв.
4. Кремни серые среднеплитчатые (3–7 см).....12 м
- Зона брекчированных кремней мощностью 3–5 м.
5. Кремни серые разноплитчатые (0,5–10 см)..... 5 м
6. Кремни светло-серые массивные10 м
- Задерновано 8–10 м.
7. Кремни серые, внизу тонко- (1–3 см), сверху – среднеплитчатые (3–7 см)7 м
8. Кремни светло-серые массивные3 м

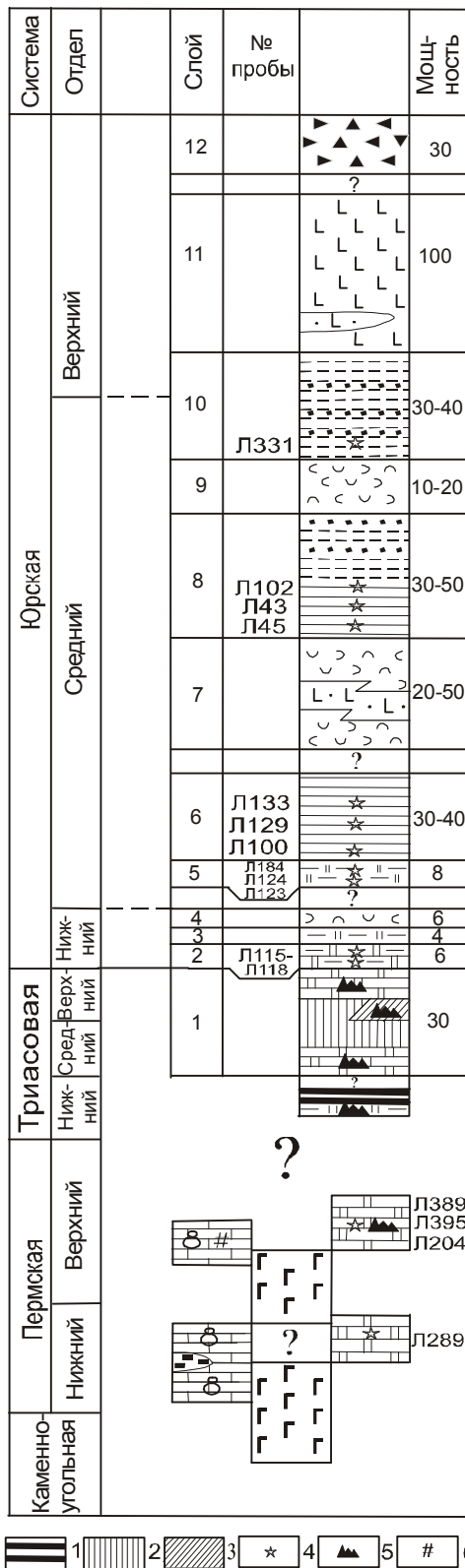


Рис. 4. Стратиграфическая колонка вулканогенно-осадочных образований правобережья р. Матай.

1 – фтаниты, 2 – интервалы скрытого стратиграфического перерыва, 3 – “переотложенные” кремни, 4 – радиолярии, 5 – конодонты, 6 – мшанки. Остальные условные обозначения на рис. 3.

Таблица 1. Юрские радиолярии в осадочных породах правобережья руч. Лямфана.

Радиолярии	Пробы									
	Л115- Л118	Л123	Л124	Л184	Л102	Л129	Л133	Л43, Л45	Л100	Л331
<i>Acaenotyle diaphragona</i> Foreman		gr	gr							
<i>Acanthocircus</i> sp.		*								
<i>Amphipindax durisaeptum</i> Aita				cf						
<i>A. tsunoensis</i> Aita				cf				cf		
<i>Archaeodictyomitra exgiua</i> (Blome)								cf	cf	
<i>A. gifuensis</i> Takemura			*					gr		
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.		*			*			*		*
<i>Archicapsa</i> sp.					*					
<i>Cinguloturris</i> sp.									*	
<i>Cyrtocapsa kisoensis</i> Yao				cf						
<i>Cyrtocapsa</i> sp.								*		*
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)							cf		cf	
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.				*						
<i>Gongylothorax sakawaensis</i> Matsuoka						gr				
<i>Guexella nudata</i> Matsuoka								gr		
<i>Hsuum matsukai</i> Isozaki & Matsuda						*				
<i>Hsuum</i> sp.		*		*	*					
<i>Laxtorum (?) jurassicum</i> Isozaki & Matsuda		*		*		*	*			
<i>Napora pyramidalis</i> Baumgartner		*								
<i>Obesacapsula morroensis</i> Pessagno										cf
<i>Obesacapsula</i> sp.								*		
<i>Parahsuum cruciferum</i> Takemura			*							
<i>P. levicostatum</i> Takemura		*								
<i>P. ovale</i> Yao	*									
<i>P. simplum</i> Yao	*									
<i>Parahsuum</i> sp.								*	*	
<i>Paronaella kotura</i> Baumgartner								*		
<i>P. mulleri</i> Pessagno								cf		
<i>Parvicingula dhimenaesis</i> Baumgartner								gr		
<i>P. schoolhousesensis</i> Pessagno et Whalen				gr						
<i>P. vera</i> Pessagno et Whalen								cf		
<i>Parvicingula</i> sp.								*	*	
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.										*
<i>Saitoum</i> sp.								*		
<i>Solenotryma ichikawi</i> Matsuoka et Yao								cf		
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao						*		cf		cf
<i>S. japonica</i> Yao					cf					
<i>Stichocapsa</i> sp.			*							
<i>Transsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)						gr				
<i>T. hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda		*			cf	*	*			
<i>T. medium</i> Takemura		*	*		cf	*				
<i>T. maxwelli</i> Pessagno		gr			gr			gr		
<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao										gr
<i>Tricolocapsa</i> sp.		*								*

Тонкоплитчатые (1–3 см) кремни мощностью 30–35 м, которые обнажены в 190 м северо-восточнее, условно отнесены к слою 9. Они перекрыты яшмами мощностью 5 м (слой 10). Выше залегают серые кремнистые аргиллиты слоя 11 с включениями марганцовистых пород.

Слои 1 и 2 по находкам в пробах К47, К48, К50, К51 (табл. 2) *Neospathodus* cf. *homeri* и *Oncodella* cf. *obuti* относятся к верхнему подъярису оленекского яруса нижнего триаса. Возраст фтанитовой пачки – анизийский, скорее всего ранне-среднеанизийский, по ее согласному залеганию на слое 2 и присутствию

представителей основных анизийских родов *Neogondolella* и *Paragondolella* (проба К54). В слое 4 встречаются позднеанизийско-раннеладинские *Neogondolella* cf. *tombergensis* (проба К56), а его средняя часть по наличию представителей рода *Sephardiella* относится к верхнему ладину. Такой возраст слоя подтвержден и обнаруженными в нем радиоляриями (пробы К56, К57, К59; табл. 3), которые известны в анизийско-ладинских кремнистых породах Приморья, Сахалина и Японии [1]. Слой 5 датируется карнием, причем в его нижней части присутствуют раннекарнийские *Paragondolella* cf. *polygnathiformis* (проба К62), а в верх-

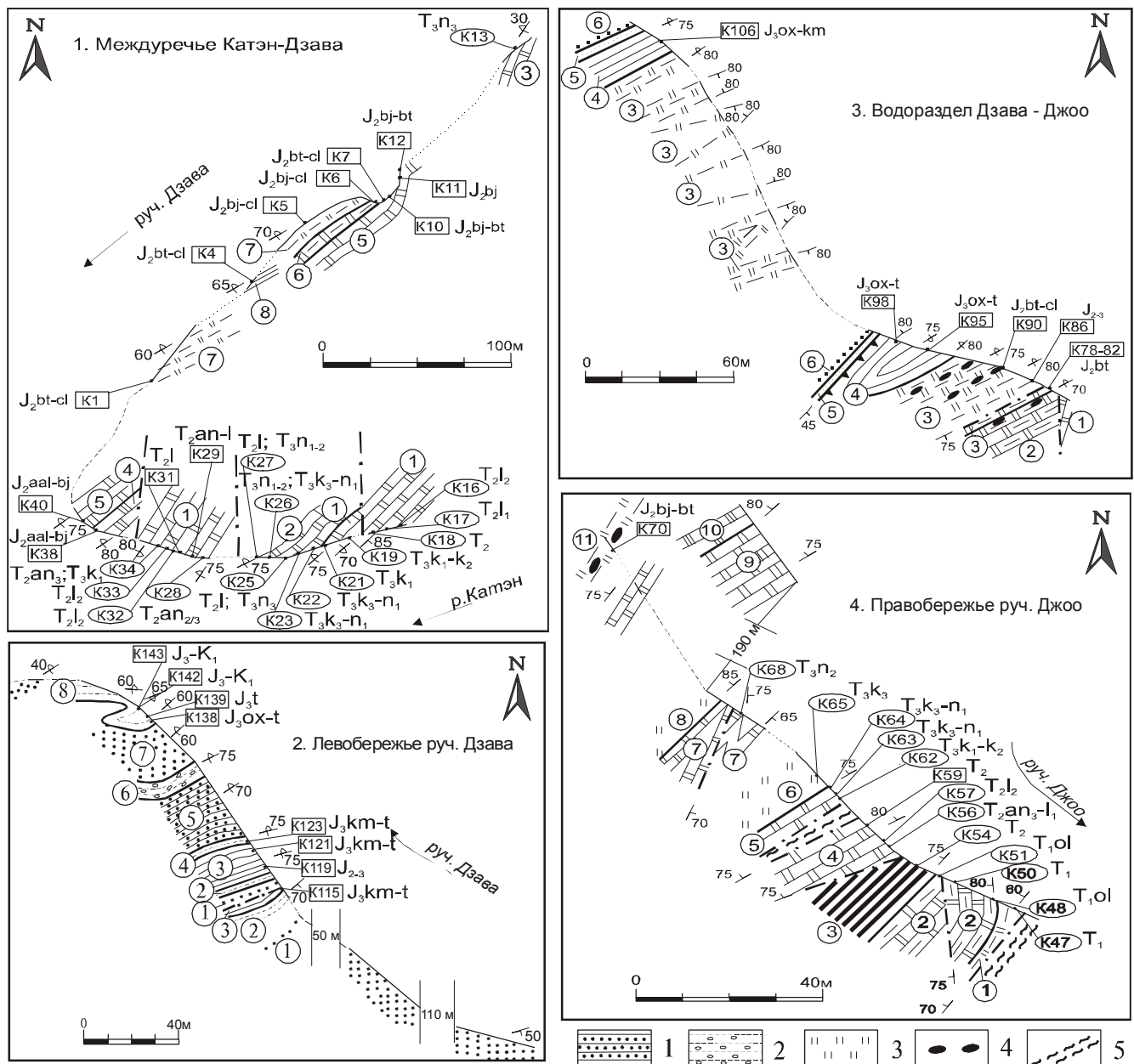


Рис. 5. Строение кремнисто-терригенных отложений правобережья среднего течения р. Катэн. Положение разрезв см. на рис. 2.

1 – алевриты с тонкими (первые см) слоями песчаников, 2 – алевриты с обломками песчаников, 3 – кремни массивные, 4 – включения марганцовистых пород, 5 – зоны рассланцевания и милонитизации. Остальные условные обозначения на рис. 3 и 4.

ней – позднекарнийско-ранненорийские *Metapolygnathus cf. communisti*, *M. cf. vialovi* (пробы К63, К64). Радиоларии в этом слое также карнийско-норийские (проба К62). На позднекарнийский возраст слоя 6 указывает *Metapolygnathus cf. nodosus* в пробе К65. Слой 7 по нахождению в нем *Epigondolella aff. bidentata* предположительно относится к верхнему норию. В междуречье Джоо – Ахбио этому уровню соответствуют серые пелитоморфные известняки, пе-

реслаивающиеся с кремнями. В известняках найдены *Epigondolella bidentata* Mosher, *E. abneptis* (Huckriede), *E. postera* (Kozur et Mostler), *E. spatulata* (Hayashi) [12, 13]. Кремни и яшмы слоев 9, 10 сопоставляются с аналогичными юрскими породами в междуречье р. Катэн – руч. Дзава (см. ниже), а комплекс радиоларий в кремнистых аргиллитах слоя 11 (табл.4, проба К70) по присутствию в нем *Tricolocapsa fusiformis*, *T. ex gr. plicarum* свидетельствует о его байос-батском возрасте [36].

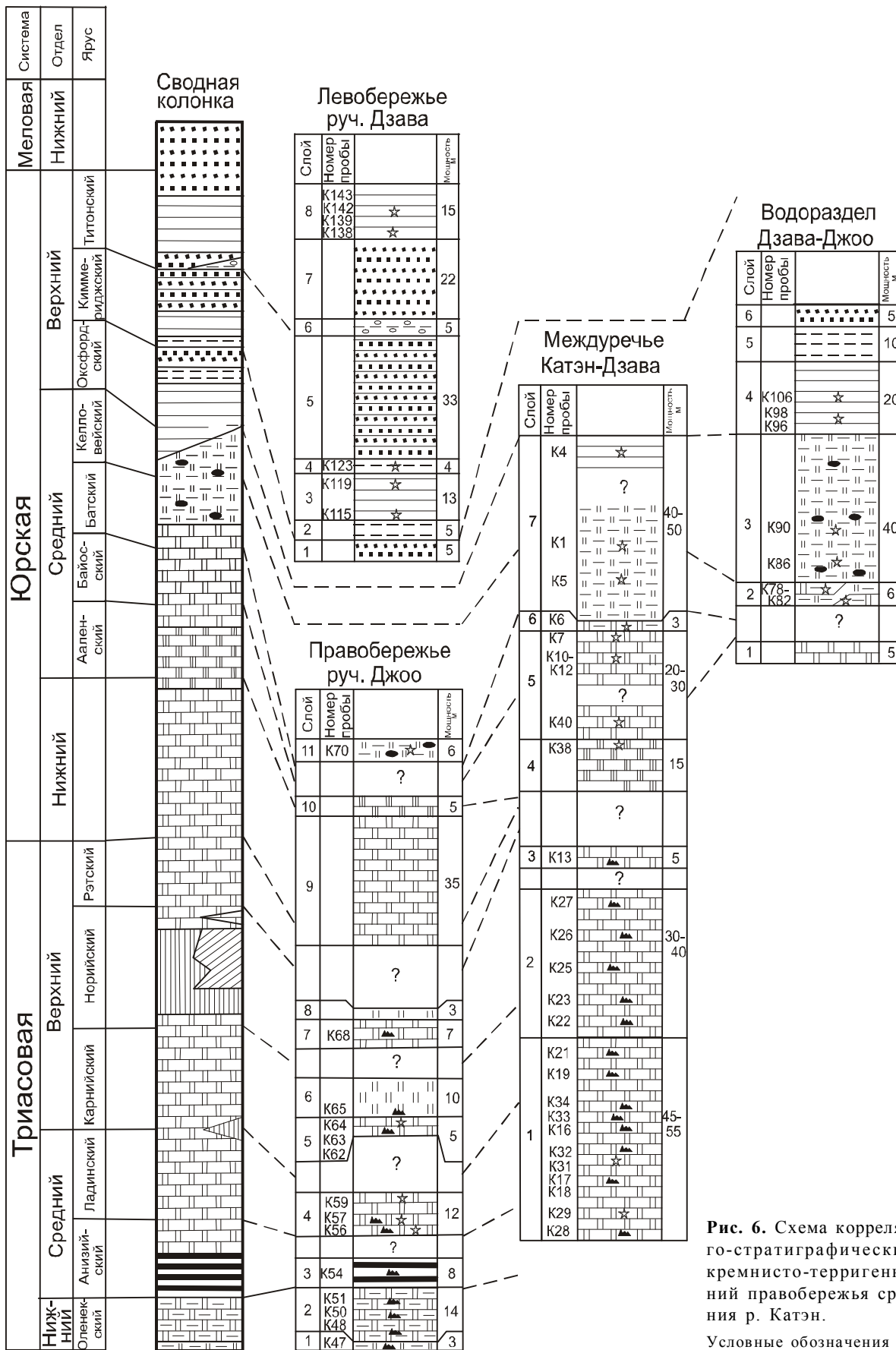


Рис. 6. Схема корреляции литолого-стратиграфических колонок кремнисто-терригенных отложений правобережья среднего течения р. Катэн.

Условные обозначения на рис. 3-5.

Таблица 3. Триасовые радиолярии в кремнистых породах правобережья среднего течения р. Катэн.

Радиолярии	Пробы					
	K56	K57	K59	K62	K29	K31
<i>Capnuchosphaera theloides</i> De Wever				*		
<i>Pentactinocorpus fusiformis</i> Dumitrica	*					
<i>Plafkerium</i> sp.						*
<i>Pseudostylosphaera japonica</i> Nakaseko et Nishimura	*				*	
<i>P. tenius</i> Nakaseko et Nishimura	*					
<i>Pseudostylosphaera</i> sp.			*			
<i>Tricolocapsa</i> sp.			*			
<i>Triassocampe coronata</i> Bragin		*				
<i>T. diordinis</i> Bragin	cf					
<i>T. deweveri</i> (Nakaseko et Nishimura)	*	*			*	*
<i>T. elegans</i> Nakaseko et Nishimura			*			
<i>T. proprium</i> Bragin				aff		
<i>Triassocampe</i> (?) sp. G			*			
<i>Triassocampe</i> sp.			*			
<i>Yeharia bulbosa</i> Bragin						*
<i>Y. elegans</i> Nakaseko et Nishimura						*
<i>Yeharia</i> sp.		*			*	

Представительный разрез кремнистых пород, строение которого несколько отличается от предыдущего, изучен в **междуречье Катэн – Дзава** (рис. 5, 6).

В нижней части (слой 1) кремни серые, среднеплитчатые (5–7 см), выше они тонкоплитчатые (0,5–4 см) с частыми неровными слоями (до 1,5 см) кремнистых аргиллитов. В верхней части разреза присутствуют яшмы, и кремни постепенно переходят в серые кремнистые аргиллиты (слой 7).

Совместное нахождение в нижней части слоя 1 средне-позднеанизийских *Paragondolella bifurcata* и позднеанизийско-ладинских *Neogondolella cornuta* (проба K28) свидетельствует о ее позднеанизийском возрасте. Радиолярии здесь также анизийско-ладинские (проба K29). Средняя часть датируется латином по находке в пробе K17 *Neogondolella* aff. *suhodolica*, а в пробах K16, K32, K33 – *Sephardiella* cf. *japonica*, *Paragondolella* cf. *diebeli*, *Paragondolella foliata*. В ней найдены и ладинские радиолярии (проба K31). Верхняя часть слоя отнесена к нижнему карнию по присутствию в пробах K19, K21 раннекарнийских *Paragondolella polygnathiformis* и *P.* cf. *diebeli*. В целом, слой 1 имеет возраст от позднего анизия до раннего карния и может быть сопоставлен по времени отложения со стандартными конодонтовыми зонами Сихотэ-Алиня – *Paragondolella excelsa*, *Paragondolella foliata*, *Paragondolella polygnathiformis* [2]. При его на-

коплении на границе ладинского и карнийского ярусов был небольшой размыв, в результате которого совместно с раннекарнийскими конодонтами найдены переотложенные средне-позднеанизийские (проба K34).

Нижняя часть слоя 2 относится к верхам карния – раннему норю по обнаруженным в пробах K22, K23 позднекарнийско-ранненорийских *Metapolygnathus echinatus* и *M.* cf. *primitia*. Выше залегают слои с разновозрастным (ладинско-норийским) комплексом конодонтов. Присутствие хорошо сохранившихся самых молодых *Misikella hernsteini* указывает на их позднеанийский возраст. Эти слои перекрывают кремни с переотложенными ладинскими, карнийско-норийскими, ранне-средненорийскими конодонтами (пробы K26, K27). В целом, возраст слоя 2 – поздний карний–поздний норий. В этом слое выявлен скрытый стратиграфический перерыв (ранний – средний норий) и переотложение в верхненорийских слоях ладинских и карнийских конодонтов.

Слой 3 по присутствию *Misikella hernsteini* (проба K13) относится к верхнему норю.

Вышележащие слои охарактеризованы радиоляриями (табл. 4). Верхи слоя 4 и низы слоя 5 по совместному нахождению в пробах K38, K40 *Laxtorum*(?) *jurassicum*, *Transhsuum hisuikyense*, *T.* cf. *medium*, несмотря на разные точки зрения специали-

Таблица 4. Юрские радиолярии в осадочных породах правобережья среднего течения р. Катэн.

Радиолярии	Пробы															
	K38	K40	K12	K11	K10	K7	K6	K5	K1	K4	K70	K78	K79	K80	K81	K82
<i>Acaenotytle diaphorogona</i> (Foreman)																
<i>Amphipyndax conicus</i> Nakaseko et Nishimura																
<i>Angulobraccia portmanni</i> Baumgartner																
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)																
<i>A. exigua</i> (Blome)			cf			cf			cf	cf	gr	gr	gr			gr
<i>A. praeprimigena</i> Kozur et Mostler							cf						*		aff	
<i>A. minoensis</i> Mizutani																
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.								*								*
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko																
<i>Cinguloturris</i> sp.															*	
<i>Cyrtocapsa</i> sp.			*				*			*						
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> Mizutani et Kido													*			
<i>Emiluvia area</i> Baumgartner																
<i>Emiluvia</i> sp.					*											
<i>Eoxitus</i> sp.					*	*					*					
<i>Eucirtidium pcticum</i> Riedel et Sanfilipo													cf			
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) <i>quinatum</i> Takemura			cf													
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)															*	
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.			*		*					*						
<i>Guexella nudata</i> (Kocher)							cf		cf			gr	gr	gr	gr	gr
<i>Homoeoparonaella argolidensis</i> Baumgartner																
<i>Hsuum matsuoikai</i> Isozaki et Matsuda					cf											
<i>Hsuum</i> sp.											*					
<i>Laxtorum</i> (?) <i>jurassicum</i> Isozaki et Matsuda	*	*														
<i>Mirifusus dinae</i> Karrer							*									
<i>M. fragilis</i> Baumgartner			cf													
<i>M. guadalupensis</i> Pessagno																
<i>Mirifusus</i> sp.						*										
<i>Obesacapsula cetia</i> (Parona)																
<i>O. verbana</i> (Parona)																
<i>Paronaella</i> sp.																
<i>Parahsuum</i> (?) <i>hiconocosta</i> Baumg. et De Wever				*												
<i>Parahsuum</i> sp.							*									
<i>Parvicingula altissima major</i> Baumg. et De Wever															*	
<i>P. boessi</i> (Parona)																
<i>P. dhimaensis</i> Baumgartner													*	*		
<i>P. mashitaensis</i> Mizutani																
<i>P. nanoconica</i> Hori et Otsuka				*												
<i>Parvicingula</i> sp.													*	*		*
<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)																
<i>Podobursa</i> sp.																
<i>Protunuma costata</i> (Heitrer)																
<i>P. fusiformis</i> Ishikawa et Yao														*	*	
<i>P. japonicus</i> Matsuoka et Yao																
<i>Protunuma</i> sp.														*		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> Lozyniak																
<i>P. primitiva</i> Matsuoka																
<i>Ristola altissima</i> (Rust)																
<i>R. cretacea</i> Baumgartner																
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)																
<i>Sethocapsa</i> sp.				*						*					*	*
<i>Solenotryma</i> (?) <i>ichikawai</i> Matsuoka et Yao						cf										
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)																
<i>S. obesa</i> Jud																
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao																
<i>S. criбата</i> Hinde																
<i>S. japonica</i> Yao							cf									
<i>S. robusta</i> Matsuoka																
<i>Stichocapsa</i> sp.			*										*			

Продолжение таблицы 4.

Радиолярии	Пробы															
	K38	K40	K12	K11	K10	K7	K6	K5	K1	K4	K70	K78	K79	K80	K81	K82
<i>Stylocapsa</i> sp									*				*			
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)																
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)										gr	*		*		*	
<i>T. hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda	*		*													
<i>T. maxwelli</i> Pessagno			gr		gr			gr	gr	gr	gr	*	gr	gr		gr
<i>T. medium</i> Takemura	cf		*													
<i>T. primum</i> Takemura					cf											
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)																
<i>T. jakobsae</i> Carter			*													
<i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusififormis</i> Ishikawa et Yao											*					*
<i>T. plicarum</i> Yao							*				gr		cf	*	*	
<i>Tricolocapsa</i> sp.	*	*				*		*				*		*		
<i>Tritabs</i> sp.				*												
<i>Unima</i> sp.							*	*		*				*		
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica																
<i>Zhamoidellum</i> sp.																

Радиолярии	Пробы													
	K86	K90	K95	K98	K106	K115	K119	K121	K123	K138	K139	K142	K143	
<i>Acaenotyle diaphorogona</i> (Foreman)								*						
<i>Amphipyndax conicus</i> Nakaseko et Nishimura									cf					
<i>Angulobraccia portmanni</i> Baumgartner								cf				cf		
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)				gr	gr			*		gr				
<i>A. exigua</i> (Blome)														
<i>A. praeprimigena</i> Kozur et Mostler														
<i>A. minoensis</i> Mizutani			*			gr				*				
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.						*		*		*		*	*	*
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko						*	*							
<i>Cinguloturris</i> sp.			*	*	*				*	*			*	*
<i>Cyrtocapsa</i> sp				*										
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> Mizutani et Kido														
<i>Emiluvia area</i> Baumgartner								*						
<i>Emiluvia</i> sp.														
<i>Eoxitus</i> sp.														
<i>Eucirtidium ptictum</i> Riedel et Sanfilipo														
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) <i>quinatum</i> Takemura														
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)														
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.														
<i>Guexella nudata</i> (Kocher)														
<i>Homoeoparonaella argolidensis</i> Baumgartner								*						
<i>Hsuum matsukakai</i> Isozaki et Matsuda														
<i>Hsuum</i> spp														
<i>Laxtorum</i> (?) <i>jurassicum</i> Isozaki et Matsuda														
<i>Mirifusus dinae</i> Karrer					gr		gr					gr		
<i>M. fragilis</i> Baumgartner							*							
<i>M. guadalupensis</i> Pessagno														
<i>Mirifusus</i> sp.										*				
<i>Obesacapsula cetia</i> (Parona)													cf	
<i>O. verbana</i> (Parona)								cf						
<i>Paronaella</i> sp.				*										
<i>Parahsuum</i> (?) <i>hiconocosta</i> Baumg. et De Wever														
<i>Parahsuum</i> sp.														
<i>Parvicingula altissima major</i> Baumg. et De Wever														
<i>P. boessi</i> (Parona)					gr		gr				*		*	
<i>P. dhimaensis</i> Baumgartner								gr			cf			
<i>P. mashitaensis</i> Mizutani			*	*			*				*			
<i>P. nanoconica</i> Hori et Otsuka														
<i>Parvicingula</i> sp.				*										
<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)												cf		

Окончание таблицы 4.

Радиолярии	Пробы												
	K86	K90	K95	K98	K106	K115	K119	K121	K123	K138	K139	K142	K143
<i>Podobursa</i> sp.						*	*		*				
<i>Protunuma costata</i> (Heitler)								*					
<i>P. fusiformis</i> Ishikawa et Yao								*					
<i>P. japonicus</i> Matsuoka et Yao								*					
<i>Protunuma</i> sp.		*											
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> Loznyiak									gr				
<i>P. primitiva</i> Matsuoka						*							
<i>Ristola altissima</i> (Rust)								gr	*		*		
<i>R. cretacea</i> Baumgartner											cf		
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)								gr				gr	
<i>Sethocapsa</i> sp.			*	*		*	*	*		*	*	*	*
<i>Solenotryma</i> (?) <i>ichikawai</i> Matsuoka et Yao													
<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)						*	*		cf	cf	*		
<i>S. obesa</i> Jud								*					
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao								cf					
<i>S. criбата</i> Hinde												gr	
<i>S. japonica</i> Yao													
<i>S. robusta</i> Matsuoka		*											
<i>Stichocapsa</i> sp.													
<i>Stylocapsa</i> sp.													
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)							*						
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozvoidova)								gr					
<i>T. hisuikyense</i> Isozaki et Matsuda													
<i>T. maxwelli</i> Pessagno	gr	gr		gr									
<i>T. medium</i> Takemura													
<i>T. primum</i> Takemura													
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)						*	*				*		
<i>T. jakobsae</i> Carter													
<i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Ishikawa et Yao													
<i>T. plicarum</i> Yao		*											
<i>Tricolocapsa</i> sp.	*												
<i>Tritabs</i> sp.							*	*					
<i>Unima</i> sp.													
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica			cf	cf									
<i>Zhamoidellum</i> sp.				*						*			

стов о распространении этих видов, несомненно имеют среднеюрский, вероятней всего, аален-байосский возраст [5, 36]. В пробах K10-K12 средней части слоя 5 распространены разнообразные и многочисленные *Transhsuum*, *Hsuum* и другие радиолярии, которые свидетельствуют о ее накоплении в средней юре. В этом же комплексе присутствует *Archaeodictyomitra exigua*, первоначально описанная из среднего келловей Америки [26], но сходные с ней представители этого рода встречаются и в аален-байосских отложениях Европы [27]. Поэтому возраст данного комплекса мы считаем байос-батским. Среди радиолярий в верхах слоя 5 и слоях 6, 7 (пробы K4-K7, K1) отсутствуют *Hsuumoidae*, но многочисленны *Guexella*, *Eucyrtidiellum*, *Solenotruma* (?), *Tricolocapsa*. Такой состав комплекса предполагает его бат-келловейский возраст [5, 36, 37].

Таким образом, возраст отложений в междуречье Катэн-Дзава – средний триас – конец средней

юры. Постепенный переход от кремнистых пород к глинистым отмечен в бате – келловее.

Аналогичные переходные слои обнажены на водоразделе руч. Дзава и Джоо (рис. 5, 6). На кремнях слоя 1 неясного возрастного положения залегают:

2. Неравномерное чередование глинистых темно-серых кремней и зеленовато-серых и красно-коричневых кремнистых аргиллитов. Мощность слоев 0,6–1,5 м.. 5–6 м

3. Аргиллиты кремнистые слоистые зеленовато-серые, в нижней части красно-коричневые, с включениями (0,5–6 см) марганцовистых пород 40 м

4. Аргиллиты и алевроаргиллиты серые, темно-серые, слоистые 15 м

5. Алевролиты песчанистые зеленовато-серые 5–10 м

6. Песчаники серые среднезернистые более 3 м

Комплекс радиолярий в слоях 2 и 3 (табл. 4) – многочисленные и разнообразные населярии. Наиболее характерны бат-келловейские виды: *Tricolo-*

capsa plicarum, *Guexella nudata*, *Eucyrtidiellum unumaensis*, *Dictyomitrella (?) kamoensis*. Очевидно слой 2 имеет батский возраст и коррелируется со слоем 6 разреза между речья Катэн – Дзава, а слой 3 относится к келловей. Присутствие в слое 4 *Archaeodictyomitra minoensis*, *Zhamoidellum cf. ovum* позволяет определить его возраст как оксфорд – киммеридж, возможно и ранний титон.

Верхняя часть разреза изучена на **левобережье руч. Дзава** (рис. 5, 6). В нем неравномерно чередуются слои алевроаргиллитов, алевролитов с тонкими (0,1–2 см) слойками песчаников и пласты песчаников с прослоями алевролитов.

Для слоев 3 и 4 характерны радиолярии: *Archaeodictyomitra minoensis*, *Triactoma blakei*, а также разнообразные *Mirifusus*, *Ristola*, *Parvicingula*, *Sethocapsa* и др. (табл. 4). Большинство видов имеет широкое стратиграфическое распространение, однако их совместное нахождение предполагает позднеюрский, скорее всего, киммеридж-титонский возраст вмещающих отложений [5, 37]. Большинство видов радиолярий в глинистых породах слоя 8 позднеюрские, и некоторые заканчивают свое развитие в титоне. Первое появление *Ristola cf. cretacea* и *Angulobracchia cf. portmani* отмечено также в титоне. Нахождение этих видов в одном образце (проба К139) ограничивает возраст слоя 8 титоном.

Завершает разрез толща песчаников (более 200 м), которая распространена в обнажениях между этим фрагментом и водоразделом руч. Дзава – Джоо. Песчаники серые, светло-серые, неравномернозернистые. Их слои образуют с алевролитами ритмы мощностью 0,3–2 м, где наблюдаются полные или урезанные (*ab*, *abc*) последовательности текстур А. Боума. Незначительно распространены гравелиты. Песчаники – граувакковые аркозы и аркозы. Для них характерны высокие содержания калиевых полевых шпатов и обломков гранитоидов. Возраст толщи песчаников условно определен как поздняя юра – ранний мел (?).

Таким образом, в стратиграфической последовательности осадочных образований правобережья среднего течения р. Катэн выделяются (рис. 6): триасово-среднеюрская толща кремней с фтанитами и кремнисто-глинистыми породами в основании, средне-верхнеюрские кремнистые аргиллиты, и алевроаргиллиты, верхнеюрские алевролиты переслаивающиеся с песчаниками, и верхнеюрско-нижнемеловая толща песчаников. Их мощность – около 600 м.

ИСТОРИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Для стратиграфических колонок вулканогенно-осадочных образований центральной части Са-

маркинского террейна характерно: 1) небольшая мощность отложений (400-600 м) при значительном (более 100 млн лет) временном отрезке их накопления, 2) преобладание в нижней части кремнистых пород, 3) постепенная смена их вверх по колонке кремнисто-глинистыми и глинистыми отложениями, 4) приуроченность терригенных кластических образований только к завершающим разрез горизонтam (рис. 7).

Кремни сложены остатками планктонных микроорганизмов (радиоляриями), имеют малую мощность, большую длительность (до 80 млн лет) и низкую скорость накопления, в них отсутствует терригенная составляющая и есть скрытые стратиграфические перерывы. Эти признаки присущи современным океаническим пелагическим отложениям [24], что позволяет считать кремни, как и сходные по возрасту и составу кремнистые породы в других регионах Тихоокеанских окраин Азии и Америки, планктоногенными пелагическими образованиями палеоокеанических бассейнов [1, 31, 35]. Кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, относятся к гемипелагическим отложениям, а алевролиты и песчаники верхних горизонтов колонки содержат в основном продукты разрушения континентальной коры – кварц, полевой шпат, обломки кислых изверженных пород, циркон и гранат.

Состав и строение рассматриваемых разрезов, где снизу вверх происходит смена пелагических отложений гемипелагическими, а затем приконтинентальными, типичны для литологических комплексов современных океанических плит вблизи зоны субдукции [25, 34] и стратиграфических последовательностей осадочного чехла их древних аналогов в аккреционных комплексах [32, 35]. Они – результат осадконакопления на дрейфующей к зоне конвергенции океанической плите, где смена обстановок седиментации выражена изменением литологии пород, которое отражает хронологию событий, предшествующих формированию аккреционной призмы. Длительность пелагической и гемипелагической седиментации определяет время существования океанической плиты, смена пелагических пород гемипелагическими указывает на ее приближение к зоне субдукции, а появление в разрезе терригенных отложений – на начало захоронения в желобе. Подводно-оползневые горизонты среди терригенных пород, вероятно, – указатели начала аккреции. Ее окончание датируется базальными слоями несогласно перекрывающих призму мелководных или континентальных отложений.

Самые древние образования в изученных разрезах – каменноугольно(?)–пермские известняки, кремни и основные вулканиты правобережья р. Матай. Их взаимоотношение с триасовыми кремнями не выяс-

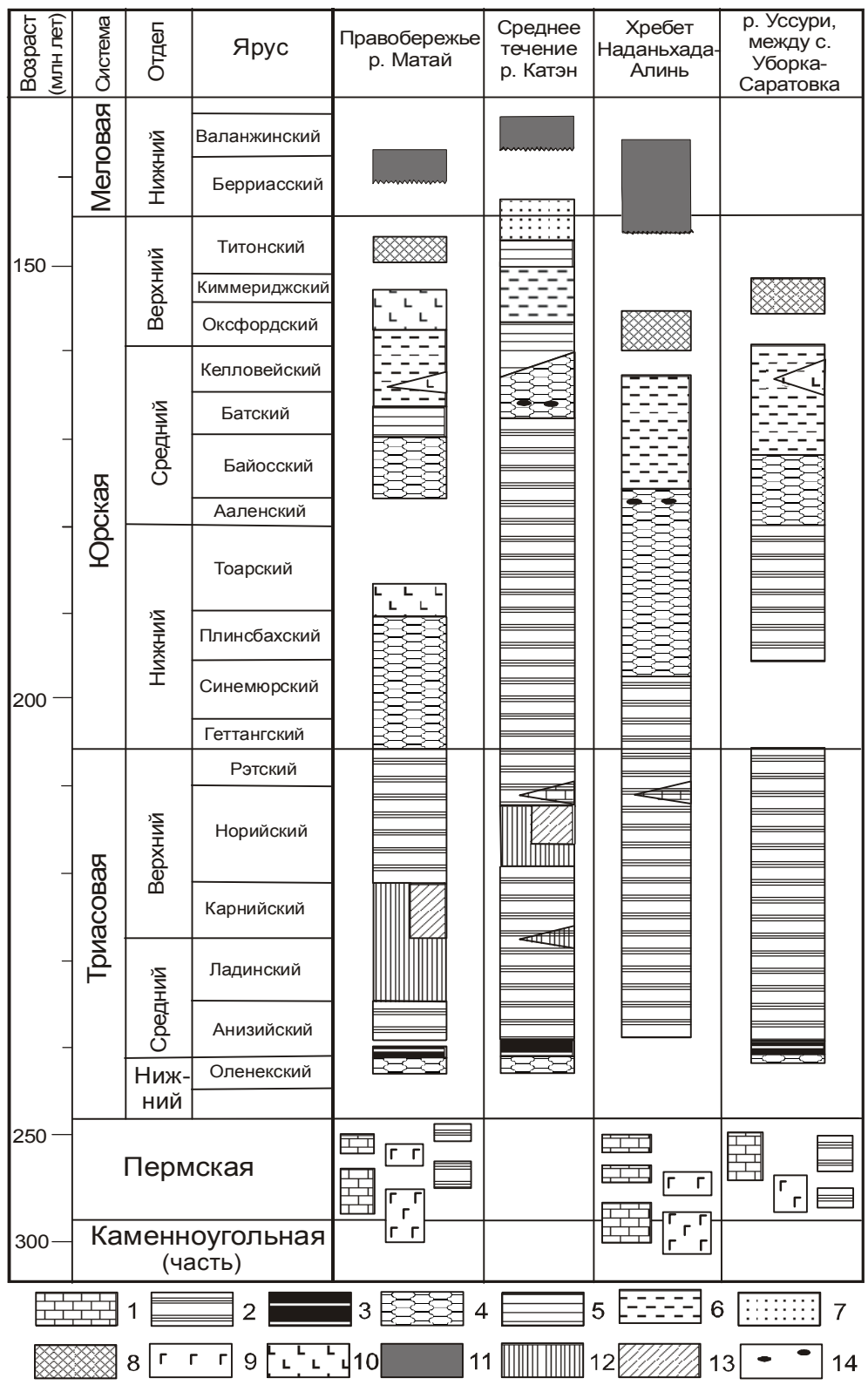


Рис. 7. Сравнение литолого-стратиграфических колонок вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна и его аналогов.

1 – известняки; 2 – кремни; 3 – фтаниты; 4 – кремнистые аргиллиты; 5 – аргиллиты и алевроаргиллиты; 6 – алевролиты; 7 – песчаники; 8 – микститы; 9–10 – основные вулканиты: 9 – позднепалеозойские, 10 – мезозойские; 11 – мелководные терригенные отложения; 12 – интервалы скрытого стратиграфического перерыва; 13 – “переотложенные” кремни; 14 – включения марганцовистых пород.

нено. Однако в сходных с Самаркинским по литологическим, возрастным характеристикам и специфике дислокаций террейнах аккреционных призм Японии между пермскими и триасовыми кремнями установлены переходные слои [30], основным элементом которых являются углеродистые кремнисто-глинистые породы, аналогичные фтанитам, приуроченным к нижней части мезозойской последовательности. Поэтому возраст аккрезированной океанической плиты для участка, характеризующегося разрезом правобережья р. Матай, будет превышать 300 млн лет. В стратиграфической колонке отложений среднего течения р. Катэн позднепалеозойские породы отсутствуют. Это предполагает более молодой возраст аккрезированной здесь океанической плиты, но, возможно, древние породы были субдуцированы.

Длительность пелагической седиментации на океанической плите составляет около 95 млн лет. В позднем палеозое она происходила в приэкваториальной области, где были развиты вулканические поднятия и острова с карбонатными шапками. Указатели такой обстановки – органогенные известняки, сходные с карбонатными породами современных внутриокеанических атоллов и подводных возвышенностей и содержащие тетическую фауну [17], а также ассоциирующиеся с известняками базальты, геохимические особенности которых идентичны вулканитам океанических островов. Пермские кремни накапливались в котловинах, прилегающих к возвышенностям. Кроме радиолярий они содержат спиккулы губок и слои турбидитов с кластикой основных вулканитов. В раннем мезозое радиоляриевые илы преимущественно отлагались в относительно глубоководных, ниже уровня карбонатной компенсации того времени, в значительных по площади котловинах – абиссальных равнинах. Смена указанных обстановок, очевидно, связана с крупным геологическим событием на рубеже перми и триаса, обусловившим изменение рельефа дна и гидродинамического режима в океаническом бассейне. Это событие вызвало появление безрадиоляриевых кремнисто-глинистых пород с высоким содержанием органического углерода.

Стратиграфические перерывы в кремневых отложениях – свидетели активной глубинной циркуляции водных масс на абиссальной равнине. На одном участке (разрез правобережья р. Матай) перерыв продолжительностью 10–12 млн лет приурочен к рубежу анизийского и ладинского веков. Эрозионная деятельность придонных течений устанавливается по переотложению конодонтов, их градационной сортировке и микроразмывам [3, 4]. Размыв кремневых осадков сопровождался их переотложением в обратном возрастном порядке на соседних участках. Сходное событие такой же длительности в другом

районе (разрез среднего течения р. Катэн) датируется ранним – средним норием. Появление здесь же в позднем нории пелитоморфных известняков, аналогичных карбонатным породам в кремнистых толщах других участков Самаркинского террейна [6], свидетельствует о существовании на абиссальной равнине поднятий, высота которых превышала уровень карбонатной компенсации.

Смена пелагических пород гемипелагически отражает приближение океанической плиты к приконтинентальной области и произошла на одном участке (правобережье р. Матай) на рубеже триаса и юры, а на другом (среднее течение р. Катэн) – в середине средней юры. Различны и обстановки накопления гемипелагических отложений. В первом случае кремнисто-глинистые породы формировались около 30 млн лет под влиянием вулканических процессов. В другом – гемипелагические отложения накопились за короткий отрезок времени. Вулканические явления здесь отсутствовали, но образовались марганцовистые породы.

Захоронение в зоне конвергенции участка океанической плиты, который представляет разрез правобережья р. Матай, началось в середине средней юры. Накопление алевроитовых и в меньшей степени песчаных отложений сопровождалось здесь базальтовым вулканизмом, максимум которого приходится на начало поздней юры. Геодинамическая природа его не ясна. В составе песчаников кроме сиалического материала присутствует вулканокластика окраинно-континентальной или островной дуги. Начало аккреции на этом участке, вероятно, определяется тектоническими движениями, вызвавшими подводно-оползневые процессы и формирование микститов в конце поздней юры. Обстановка накопления терригенных отложений на участке, характеризуемом разрезом среднего течения р. Катэн, была иной. Приближение океанической плиты к зоне конвергенции произошло в начале поздней юры. Алевроитовая седиментация со временем сменилась накоплением доннотечениявых отложений – контуритов (алевролиты с тонкими 0,5–2 см слойками песчаников), а затем – турбидитов. Пороодообразующие компоненты турбидитов указывают на другой, чем для разреза правобережья р. Матай, состав исходных пород питающей провинции, где преобладали гранитоиды. Подводнооползневые процессы были здесь локальными и незначительными, а вулканизм отсутствовал.

Завершение аккреции, определяемое по подопше несогласно перекрывающих рассмотренные стратиграфические колонки мелководных терригенных отложений, в западной части призмы произошло в берриасе [18], а в восточной – в валанжине [9].

Литолого-стратиграфические колонки вулканогенно-осадочных образований в южной части Са-

маркинского террейна [7, 10] и его аналога в районе хр. Наданьхада-Алинь [40] подтверждают полученные сведения о возрасте и составе аккрецированных с океанической плиты осадков и также указывают на различия в обстановках их накопления для разных участков. Наиболее значимы отличия для приконтинентальной области седиментации. На начальном этапе, когда субдуцировались участки, осложненные поднятиями и вулканическими постройками, терригенная седиментация на континентальном склоне сопровождалась значительными по масштабам подводными оползнями и базальтовым вулканизмом. В обломочных породах этого участка присутствует также пирокластическая окраинно-континентальная дуга. Очевидно аккреция в этот период осуществлялась под влиянием дугового вулканизма. В начале поздней юры вблизи континентальной окраины накапливались, главным образом, турбидиты, кластики которых представлена в основном гранитоидами. Вулканические явления ни в бассейне седиментации, ни на континенте не отмечены. Ответственной за эту обстановку могла быть иная, “очень косая и медленная субдукция” [16]. Но, возможно, отличия в обстановках осадконакопления и в составе источников обломочного материала вызваны образованием верхних горизонтов рассмотренных разрезов на различных участках континентальной окраины, которые затем были совмещены по сдвигам [15].

Длительность формирования аккреционной призмы Самаркинского террейна можно оценить по разнице между началом терригенной седиментации в реконструированных колонках (см. рис. 7), и она составляет около 20 млн лет. Эта цифра соответствует интервалу между возрастными базальными слоями несогласно перекрывающих аккреционную призму мелководных отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенными исследованиями реставрирована первичная стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований, аккрецированных с океанической плиты на двух участках Самаркинского террейна: западном – правобережье р. Матай и восточном – правобережье среднего течения р. Катэн.

На правобережье р. Матай самые древние образования – позднепалеозойские известняки, кремни и вулканиды. Стратиграфическая последовательность раннемезозойских образований представлена нижнетриасовыми фтанитами и кремнистыми аргиллитами в основании, средне-верхнетриасовыми кремнями, ниже-среднеюрскими кремнисто-глинистыми породами, средне-верхнеюрскими алевролитами, верхнеюрскими (?) основными вулканидами и микститами. Мощность разреза – более 500 м.

На правобережье среднего течения р. Катэн выделяются триасово-среднеюрская толща кремней, средне-верхнеюрские кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, верхнеюрские алевролиты и верхнеюрско-нижнемеловые песчаники. Их мощность – 600 м.

Эти последовательности представляют собой первичные разрезы осадочного чехла различных участков древней океанической плиты и отражают историю седиментации при ее движении от центральных областей океана к зоне конвергенции. Пелагическая седиментация вначале происходила на участке, осложненном котловинами и вулканических поднятиями с островами, а затем на абиссальной равнине. Накопление гемипелагических отложений на одних участках сопровождалось подводным вулканизмом, а на других – образованием марганцовистых пород. Терригенные породы верхней части разреза в первом случае – “свидетели” вулканических процессов как в области седиментации, так и в питающей провинции, и крупномасштабных подводно-ползневых событий на континентальном склоне, а в другом – только турбидитовой седиментации, и происхождение кластики песчаников здесь иное, без участия синхронных вулканических процессов.

Эти различия в обстановках приконтинентальной области океанической плиты, вероятно, являются следствием различных процессов субдукции во время длительного (около 20 млн лет) формирования аккреционной призмы Самаркинского террейна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам ДВГИ И.В. Кемкину, В.В. Голозубову за полезное обсуждение рукописи статьи и признательны профессору П.В. Маркевичу и член-корреспонденту РАН А.И. Ханчуку за конструктивные замечания и предложения по ее улучшению. Работа была выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-65832 и 98-04-49355).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Ю. Н. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Труды ГИН; Вып. 469).
2. Бурий Г. И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 136 с.
3. Бурий Г. И., Филиппов А. Н. Стратиграфические перемены в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 136–139.
4. Бурий Г. И., Филиппов А. Н., Руденко В. С. Стратиграфия и условия образования кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Ануйская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Даль-

- него Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
5. Вишневецкая В. С., Филатова Н. Н. Радиолариевая био-стратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16–43.
 6. Волохин Ю. Г., Бурый Г. И. и др. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные формации Советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 98–110.
 7. Волохин Ю. Г., Бурый Г. И. и др. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
 8. Дагис А. А., Клец Т. В., Шевелев Е. К. Конодонты из кремнистых толщ перми и триаса Центрального Сихотэ-Алиня // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 4–20. (Тр. ИГиГ; Вып. 689).
 9. Калинин Е. А. Слои с *Vuchia* бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 78–85.
 10. Кемкин И. В., Голозубов В. В. Первая находка раннеюрских радиоларий в кремневых аллохтонах Самаринской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 103–109.
 11. Кемкин И. В., Ханчук А. И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
 12. Клец Т. В. Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1995. 111 с.
 13. Микститы Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 112 с.
 14. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
 15. 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.
 16. Нечаев В. П., Мусашино М., Донг У Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 21–35.
 17. Попеко Л. И. Биостратиграфия позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 16–29.
 18. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
 19. Руденко В. С. Пермские *Albaillellaria* (радиоларии) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1991. 23 с.
 20. Филиппов А. Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
 21. Ханчук А. И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
 22. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
 23. Ханчук А. И., Раткин В. В., Рязанцева М. Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
 24. Хворова И. В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 3. Океанский тип седиментогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 115–124.
 25. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea / Hsu K. J., Jenkyns H., eds.). 1974. P. 11–48.
 26. Blome C. D. Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon // Micropaleontology. 1984. V. 30, N 4. P. 343–389.
 27. Grill J., Kozur H. The first evidence of the *Unuma echinatus* radiolarian zone in the Rudabanya Mts. (Northern Hungary) // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1986. Bd. 13, N 11. S. 239–275.
 28. Hori R., Yao A. Parahsuum (Radiolaria) from the Lower Jurassic of the Inuyama area, Central Japan // Journal of Geosciences, Osaka City University. 1988. V. 31. P. 47–61.
 29. Ishiga H. Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan // Journal of Geosciences, Osaka City University. 1986. V. 29. P. 89–100.
 30. Ishiga H., Yamakita S. Permian/Triassic boundary in pelagic sediments of Southwest Japan – an introduction // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1992. V. 44, N 7. P. 419–423.
 31. Isozaki Y., Blake M. C. Biostratigraphic constrains on formation and timing of accretion in a subduction complex from the Franciscan Complex // The Journal of Geology. 1994. V. 102, N 3. P. 283–296.
 32. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
 33. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1989. V. 69, N 3/4. P. 213–232.
 34. Lash G. G. Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence // Geology. 1985. V. 13, N 9. P. 867–870.
 35. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. V. 19, N 2. P. 475–499.
 36. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // The Island Arc. 1995. V. 4, N 2. P. 140–153.
 37. Middle Jurassic and Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biocronology / Baumgartner P.O. et al., eds. INTERRAD Jurassic-Cretaceous Working Group // Memories de Geologie (Lauzanne). 1995. N 23. 1172 p.

38. Natal'in B. A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*. 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
39. Piper D. I. W., von Huene R., Duncan J. R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench // *Geology*. 1973. V. 1, N 1. P. 19–22.
40. Yang Q., Mizutani S., Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada terrane of NE China and the Mino terrane of Central Japan // *The Journal of the Earth and Planetary Science, Nagoya University*. 1993. N 40. P. 27–43.

Поступила в редакцию 26 апреля 1999 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

A. N. Philippov, G. I. Buriy, V. S. Rudenko

Stratigraphic sequence of volcanogenic-sedimentary deposits from the Samarka terrane (Central Sikhote-Alin): a record of paleoceanic sedimentation

Both sedimentological study and data on microfauna (radiolarians and conodonts) allowed reconstruction the stratigraphic sequence of sedimentary deposits on two areas of the Samarka terrane - a fragment of the Middle-Late Jurassic subduction-accretionary wedge of the Central Sikhote-Alin. In the western part of the terrane (Matai River right bank), it consists of the Upper Paleozoic chert, limestone and basalt, the Lower Triassic carbonaceous chert and siliceous mudstone, the Middle-Upper Triassic chert, the Lower-Middle Jurassic siliceous mudstone, the Middle-Upper Jurassic siltstone, and Upper Jurassic(?) basalt and mixtite. In the eastern part of the terrane (Katen River right bank in the middle course), a Triassic-Middle Jurassic chert unit with phtanite in the basement, the Middle-Upper Jurassic siliceous mudstone and siltstone, the Upper Jurassic siltstone, and the Upper Jurassic-Lower Cretaceous sandstone units occur. These sequences represent the original sections of the sedimentary cover on different areas of the ancient oceanic plate and reflect the sedimentary history during its movement from spreading ridge to convergent zone. Sedimentary environments of lithostratigraphic elements accumulation have been determined and it was established that in the near-continental area they differed significantly when different areas of the oceanic crust had been accreted. At the initial stages of accretionary wedge formation in the middle of Middle Jurassic (Matai River right bank section), the slides were the main sedimentary processes and simultaneously underwater basaltic volcanism occurred. Besides pyroclastics of a marginal-continental arc have been found in the sediments. Later, at the beginning of Late Jurassic (Katen River middle course) mainly turbidites were accumulated, the clastics of which are represented in main by granitoids. Volcanic events occurred neither in the sedimentary basin nor on the continent. These distinctions are, perhaps, the consequence of different subduction-accretionary processes during long-term (about 20 Ma) development of the Samarka terrane accretionary wedge.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЭФФУЗИВОВ БОГОПОЛЬСКОЙ СВИТЫ В ПРИМОРЬЕ

В.К. Попов, А.В. Гребенников

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье приводятся первые данные изотопного Rb-Sr абсолютного возраста вулканических пород богопольской свиты. В качестве опорного разреза богопольской свиты принята стратифицированная толща туфов и гиапоигнимбритов Якутинской вулканоструктуры. Абсолютный возраст вулканических пород, завершающих разрез богопольской свиты, составляет $59.68 \pm 1.59 - 52.92 \pm 1.00$ млн лет. Полученные данные позволили уточнить положение в стратиграфической схеме богопольской свиты и других приграничных мел-палеогеновых стратонав. На основании рассмотренных материалов предложена схема стратификации мел-палеогеновых образований в стратотипической местности. Обоснованное геохронологически данными возрастное положение стратонав хорошо увязывается с представлениями о глобальных геологических событиях мела и палеогена.

Ключевые слова: абсолютный возраст, Rb/Sr изотопия, стратиграфия, мел, палеоген, эффузивы, Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы расчленения переходных мел-палеогеновых вулканогенных свит и толщ Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса являются одними из наиболее дискуссионных в проблеме стратиграфии и корреляции меловых и палеогеновых образований юга Дальнего Востока. К таким переходным, или транзитным, стратонам относятся образования богопольского и верхнецагайского (цагайский, маломихайловский, тахобинский флористические комплексы) горизонтов. Из-за отсутствия флористических комплексов, характеризующих богопольский горизонт в стратотипическом разрезе, положение богопольской свиты в общей стратиграфической шкале остается неопределенным.

Нами получены новые прецизионные данные абсолютного Rb-Sr возраста вулканических пород богопольской свиты, которые позволяют рассмотреть возрастное положение богопольского горизонта и коснуться вопросов корреляции данных абсолютной геохронологии с результатами биостратиграфических исследований.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химическая подготовка образцов для изучения Rb-Sr изотопной системы проводилась по методу Кагами и др [17, 18] в университете Шимане (Shimane University), Япония. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления. Изотопный состав Sr определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Поправка на изотопное

фракционирование вводилась нормированием по $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Воспроизводимость результатов контролировалась стандартом NBS987. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составило 0.710255 ± 0.000009 ($2s_{\text{ед}}$, по 5 измерениям). Возраст и первичные отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$, или IR) рассчитаны по методу Йорка [21]. Средние значения рассчитывались из 100–240 измерений для каждого образца. Замеры в образцах с низким содержанием Sr (биотиты и фьямме) были продублированы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БОГОПОЛЬСКОЙ СВИТЫ (ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ)

Богопольская свита впервые была выделена и описана Е.В. Быковской [2] в бассейне р. Зеркальной (Тадуши) у села Богополь и впоследствии была утверждена в качестве стратона. Ее положение в стратиграфической колонке было обосновано лишь на взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими образованиями. Вулканические породы богопольской свиты залегают на эффузивах сияновской свиты и перекрываются породами тадушинской свиты с флорой дат-палеоценового возраста. Отсутствие в стратотипическом разрезе отложений, содержащих растительные остатки, породило неопределенность ее возрастной привязки. Несмотря на то, что за 45 лет в стратотипической местности (территориально охватывающей два крупнейших рудных района Приморья – Кавалеровский и Дальнегорский) был проведен комплекс детальных геолого-съёмочных, поисковых работ и тематических биостра-

тиграфических исследований, возраст богопольской свиты до сих пор корректно не обоснован.

Достаточно отметить, что в XXXII томе Геологии СССР [3] свита условно была отнесена к палеогену. Наряду с геологическими взаимоотношениями – перекрыванием ее породами тадушинской свиты, “содержащими флору переходного дат-палеоценового возраста” [там же, с. 319], этому сопутствовали определения абсолютного возраста богопольских эффузивов, равных 40–50 млн лет [2, 7]. Позднее, в объяснительной записке к геологической карте Приморского края масштаба 1: 1 000 000 богопольская свита отнесена к верхнему маастрихту – нижнему данию [10].

В схеме стратиграфии меловых отложений Сихотэ-Алинской складчатой системы возрастной уровень богопольского горизонта (в составе богопольской свиты и ее возрастных аналогов), согласно решению Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания (г. Хабаровск, 1994), соответствует верхнему маастрихту [11, с. 109]. В то же время, в общей стратиграфической шкале палеогеновой системы (Ольга-Тернейская структурно-формационная зона) богопольская свита отнесена к данию, а тадушинская – зеландию [там же, с. 113]. В основных задачах дальнейших исследований было рекомендовано “продолжить работы по палеонтологическому обоснованию возраста и расчленения приморской серии, самаргинского и богопольского горизонтов”.

Позднее, в результате геолого-съёмочных работ (ГДП-200), в Объяснительной записке, составленной к геологической карте листа L-53-XXVIII масштаба 1: 200 000 (новая серия), возраст богопольской свиты (в составе богопольского вулканического комплекса) указывается как позднемаастрихтский-датский [8].

Стратифицированные эффузивные породы богопольского вулканического комплекса, представленные туфитами, туфами, игнимбритами и вулканическими стеклами риолитового и риодацитового состава, в стратотипическом районе (бассейны рек Зеркальная, Рудная, Ороченка, Березовая, Черемуховая) слагают Богопольскую, Якутинскую, Березовскую, Ороченскую, Кедровскую и Перевальную вулканотектонические структуры [7, 14]. По мнению А.П. Матюнина [6], слагающие их породы относятся ко второму типу разрезов богопольской свиты. Отмеченные структуры имеют сходное строение. По фациальным типам пород наиболее близки разрезы Богопольской, Якутинской и Ороченской ВТС [8]. В разрезах этих вулканических построек развиты вулканические стекла (перлиты) и гиалоигнимбриты риолитов и риодацитов. Среди разновозрастных вулканических свит и толщ Восточно-Сихотэ-Алинско-

го вулканического пояса гиалоигнимбриты являются маркирующим горизонтом богопольской свиты.

Это послужило нам основанием для детального петролого-геохимического изучения гиалоигнимбритов Якутинской структуры как реперных пород сводного разреза богопольской свиты в стратотипической местности (рис. 1).

Якутинская вулканоструктура, сложенная кислыми эффузивами богопольской свиты, примыкает к северному флангу (структурно перекрывая его) Южно-Якутинской ВТС, сложенной андезитами, псаммитовыми и псефитовыми туфами дацитов и риодацитов сияновской свиты. Об их независимом положении, кроме несогласного налегания пород, свидетельствует различное простираание данных структур: меридиональное – Южно-Якутинской и северо-западное – Якутинской. Возраст сияновской свиты обоснован флористическими комплексами как маастрихтский [7, 10] или кампан-маастрихтский [8, 11].

Богопольская свита несогласно через кору выветривания перекрывает сияновскую свиту. В нижней части свита сложена литокристаллокластическими псаммитовыми и псефитовыми туфами и ксенотуфами риолитового состава мощностью до 200 м. Выше разрез достраивается спекшимися и сваренными туфами и игнимбритами риолитового состава мощностью до 650 м.

Нами была изучена верхняя часть разреза богопольской свиты, сложенная туфами и игнимбритами, содержащими фьямме и прослой черного массивного вулканического стекла. Такой выбор объяснялся наличием в породах вулканического стекла, большого количества минералов-вкрапленников необычной ассоциации (оливина, кварца, орто- и клинопироксена, роговой обманки, биотита, кислого плагиоклаза, санидина, ильменита, ортита) и их хорошей сохранностью, что имеет первостепенное значение для петролого-геохимического изучения вулканических пород.

Отбор образцов был проведен по разрезу вдоль водораздельного хребта, разделяющего верховья рек Нежданка и Высокогорская, от Высокогорского перевала (отм. 675,6 м) до вершины Якут-Горы (отм. 1328,9 м). Схематический разрез изученных стратифицированных вулканических пород богопольской свиты представлен на рис. 2. Здесь выделяется пять полого залегающих (до 10°) покровов игнимбритов общей мощностью 650 м. Тела, мощностью от 100 до 140 метров, имеют сложное зональное строение. Зональность выражена переходом от слабо спекшихся туфов в подошве и кровле к сваренным туфам и игнимбритам (с фьямме и линзами стекла) в центральной части покрова. Такой характер строения типичен для “классических” игнимбритов, раз-

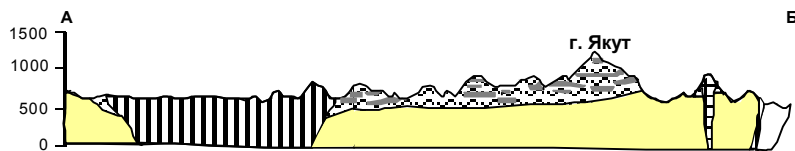
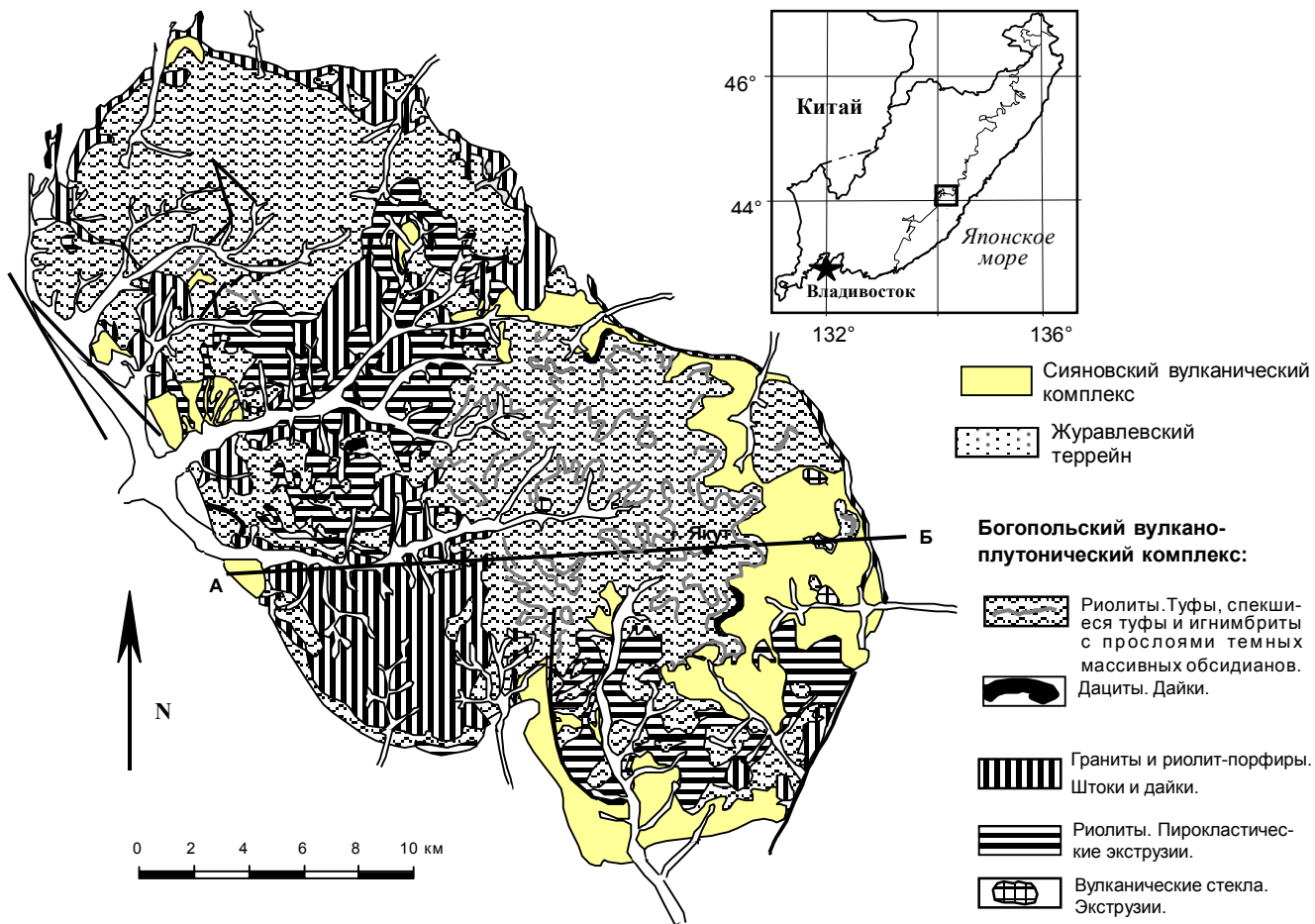
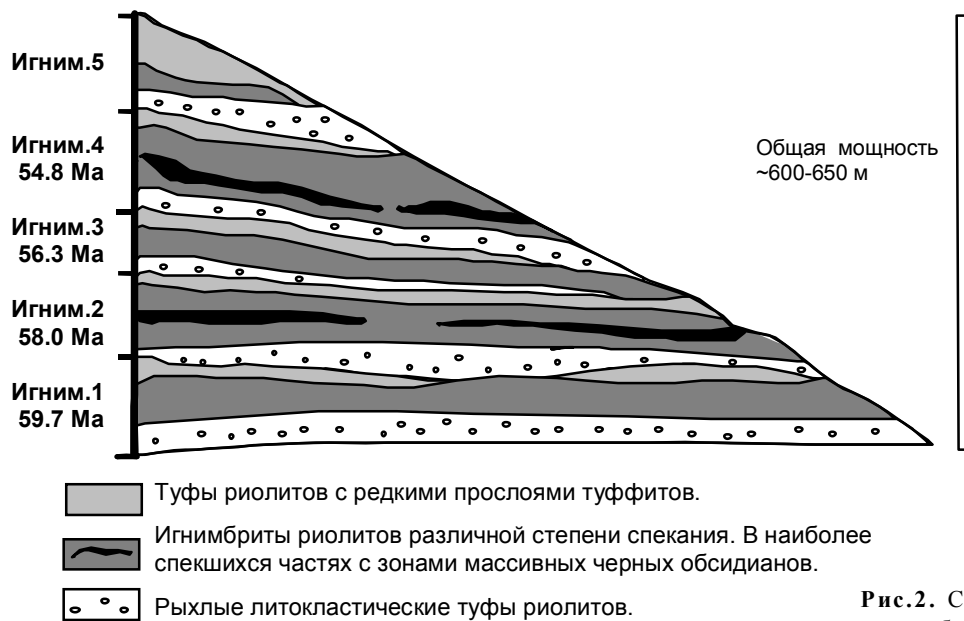


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Якутинской вулканотектонической структуры.



Игним.1 Игнимбритовый покров и его возраст в млн лет.

Рис.2. Схематический разрез верхней части богопольской свиты в Якутинской вулканоструктуре.

витых в районах современного вулканизма (Камчатка, Новая Зеландия, США и др.). Он обусловлен температурными условиями спекания изверженного материала палящей лавины.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИГНИМБРИТОВ

Изучение Rb-Sr изотопной системы было проведено для породообразующих минералов и фьямме из игнимбритов первого – четвертого покровов, экструзива (г. Нежданка) и даек, прорывающих стратифицированные образования, (табл. 1). Вариации $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ изотопных отношений в породообразующих минералах, фьямме и стекле основной массы позволили построить изохроны для каждого образца (рис. 3).

Полученные данные абсолютного возраста игнимбритовых покровов свидетельствуют об их образовании в зеландии – танете ($59.68 \pm 1.59 - 54.77 \pm 0.04$ млн лет). Период между фазами зафиксированных извержений составлял от 1 до 1,5 млн лет. Абсолютный возраст даек гялодацитов (обр. АВ-62/1) и риолитов (обр. АВ-62) составляет соответственно 57.05 ± 0.72 и 55.33 ± 0.10 млн лет. Это свидетельствует об их внедрении между фазами игнимбритовых извержений. Экструзивному телу г. Нежданка, сложенному перлитами риолитового состава (обр. АВ-59), отвечает изохрона, соответствующая возрасту 52.92 ± 1.00 млн лет (ипрский век). Возможно, возраст игнимбритов пятого покрова близок этому значению.

Таблица 1. Результаты определения изотопного состава Sr и концентрации Rb и Sr в вулканических породах Якутинской ВТС.

Образец	Геологическое тело	Порода	Состав	Rb г/т	Sr г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (P) (2b)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I)	Возраст, Ma (2b)
AV-59	Экструзив	риолит	Pl	49,5	270,7	0,529	0.707164±11	0,706767	
AV-59/2A	Экструзив	риолит	Вал. состав	*164.6	*33.3	14,315	0.717667±34	0,706906	52.92±1.00
AV-59/2B	Экструзив	риолит	Вал. состав	*214.1	*25.9	23,957	0.724686±13	0,706677	
AV-59/3	Экструзив	риолит	Вал. состав	*198	*125.9	4,551	0.709972±29	0,706550	
AV-62	Дайка	риолит	Bi	467,5	*30.6	41,140	0.741773±10	0,706916	
AV-62	Дайка	риолит	K fs+Вал.	165,0	195,1	2,447	0.708861±10	0,706937	55.33±0.10
AV-62	Дайка	риолит	Вал. состав	*153.9	*107.1	4,159	0.710175±10	0,706906	
AV-62	Дайка	риолит	K fs	*178.295	*238.41	2,164	0.708409±10	0,706709	
AV-62/1	Дайка	дацит	Вал. состав	145,1	422,0	0,990	0.708512±10	0,707705	
AV-62/1	Дайка	дацит	Px+Вал.	82,1	278,9	0,852	0.708305±10	0,707614	57.05±0.72
AV-62/1	Дайка	дацит	Px	15,6	122,4	0,368	0.707915±10	0,707617	
AV-62/1	Дайка	дацит	Pl	14,5	1046,9	0,040	0.707459±10	0,707427	
AV-60/4	Игним.-4	риолит	K fs	123,3	330,9	1,078	0.707435±14	0,706597	
AV-60/4	Игним.-4	риолит	Px+Amr	45,1	47,6	2,741	0.709513±20	0,707380	54.77±0.04
AV-60/3a	Игним.-4	риолит	фьямме	246,5	0,9	800,233	1.330234±30	0,707191	
AV-60/2	Игним.-3	риолит	Opх	57,8	31,0	5,400	0.711570±14	0,707249	
AV-60/2	Игним.-3	риолит	Bi	494,7	18,8	76,632	0.768551±31	0,707239	56.32±0.04
AV-60/2	Игним.-3	риолит	Px+Bi	120,6	43,3	8,055	0.713660±27	0,707215	
AV-60/2	Игним.-3	риолит	K fs				0.708624±27		
AV-60/1	Игним.-2	риолит	фьямме	269,7	7,2	108,635	0.797640±14	0,708098	
AV-60/1	Игним.-2	риолит	Px+Amr(Bi)	122,2	41,7	8,474	0.715185±26	0,708200	58.02±0.21
AV-60/1	Игним.-2	риолит	Px+Amr	55,4	29,6	5,422	0.712477±22	0,707961	
AV-60/1	Игним.-2	риолит	K fs	117,3	111,4	3,049	0.709429±22	0,706916	
AV-60	Игним.-1	риолит	Opх	16,2	33,6	1,392	0.707870±14	0,706689	
AV-60	Игним.-1	риолит	K fs	108,0	239,4	1,306	0.707563±16	0,706457	59.68±1.59
AV-60	Игним.-1	риолит	фьямме	230,0	39,6	16,812	0.720845±12	0,706592	

Примечание. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (P) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) – измеренное и первичное изотопные отношения, соответственно. *Sr и *Rb получены с помощью XRF анализа, другие – методом изотопного разбавления. Игним.-1 – Игним.-4 – покровные тела игнимбритов.

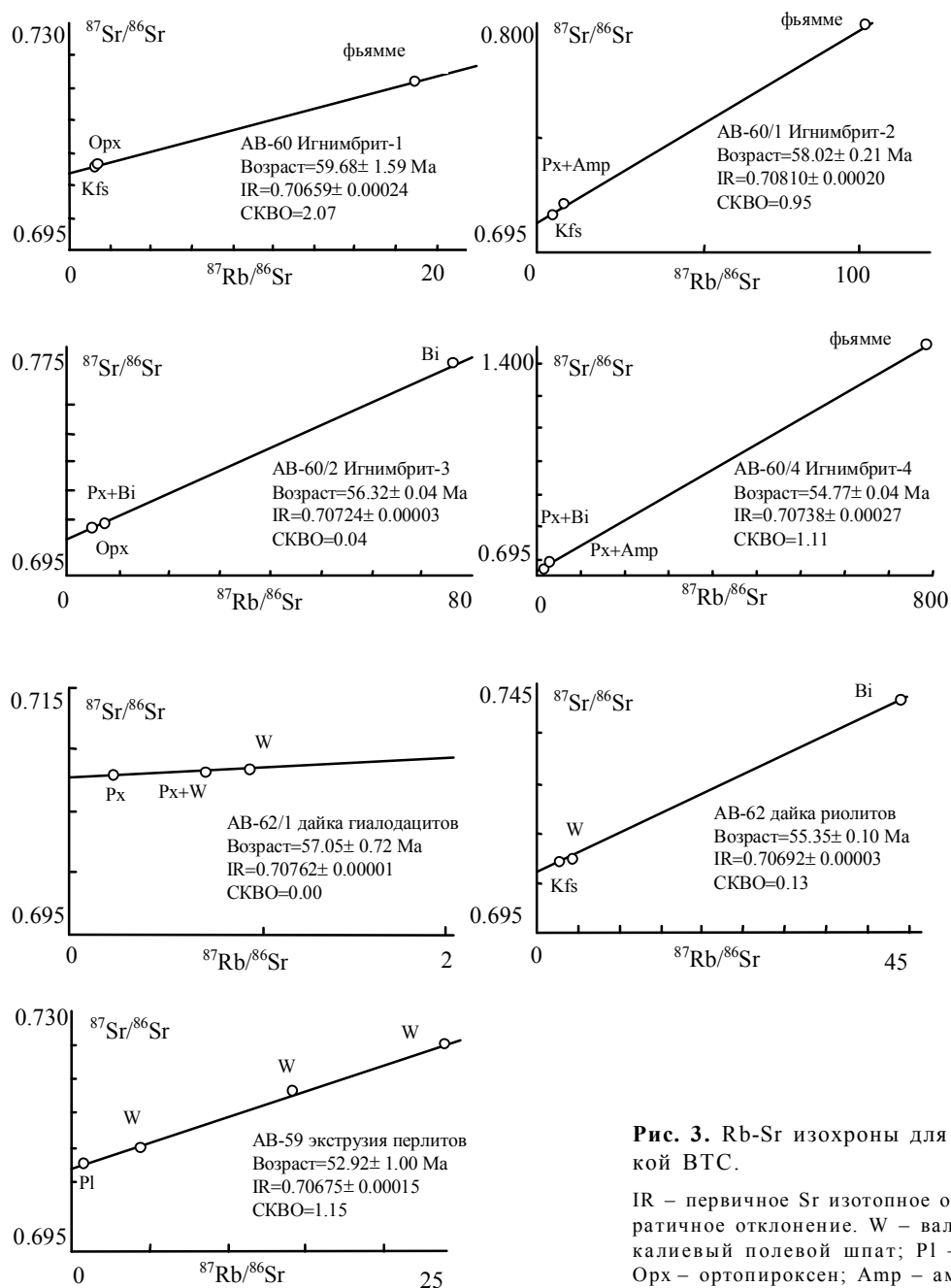


Рис. 3. Rb-Sr изохроны для изверженных пород Якутинской ВТС.

IR – первичное Sr изотопное отношение; СКВО – среднее квадратичное отклонение. W – валовый состав; Вi – биотит; Кfs – калиевый полевой шпат; Пi – плагиоклаз; Пх – пироксены; Орх – ортопироксен; Амп – амфибол.

Примечательно, что приведенные в работе [1] значения К/Ar возраста вулканических стекол и риолитов г. Нежданка (52 ± 5 и 54 ± 4 млн лет) идеально совпадают с нашими данными. Это касается и значений абсолютного возраста образцов, отобранных непосредственно в стратотипическом разрезе богопольской свиты. В работе А.П. Матюнина (со ссылкой на В.Ф. Маринина и Е.В. Быковскую) [6] приводятся два определения – из туфа риолита Богопольского месторождения перлитов (53 млн лет) и сферолитового риолита пади Колобенкова у дер. Бого-

поль (48 млн лет). Л.Г. Филимонова [13] считает возраст вулканических богопольской свиты в южной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса еще более молодым – 55–42 млн лет.

Таким образом, приведенные данные абсолютного возраста вулканических стекол, игнимбригов, риолитов и туфов, слагающих верхнюю часть разреза богопольской свиты, свидетельствуют об их формировании в палеоцене – раннем эоцене.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ О СТРАТИГРАФИИ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В совместной публикации российских и японских геологов [20], посвященной результатам палеомагнитных исследований вулканических пород в бассейне р. Зеркальной (в стратотипической местности), приведены значения абсолютного К/Аг возраста пород самаргинской (возрастного аналога сияновской) (66.0 ± 2.0 млн лет), богопольской (52.6 ± 1.3 и 50.6 ± 1.2 млн лет) и суво-

ровской свит (45.8 ± 1.1 млн лет), которые хорошо согласуются с установленной временной последовательностью их образования. Рассматриваемый в указанной работе образец эффузивов самаргинской свиты (SA 16) с возрастом 66.0 ± 2.0 млн лет был отобран в пределах Угловской вулканоструктуры. Близкие к этому значения абсолютного (К/Ar) возраста имеют андезиты, дациты и туфы риолитов сияновской свиты на правом борту р. Высокогорной (выше устья), составляющие 75 ± 5 , 62 ± 4 , 74 ± 4 млн лет, соответственно [1].

Таблица 2. Схема стратификации приграничных мел-палеогеновых образований бассейна р.Зеркальной и прилегающей территории.

ВОЗРАСТ, МЛН ЛЕТ	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ	КОЛОНКА I	КОЛОНКА II		
						официально принятая [9]	предлагаемая авторами		
33,7	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ЭОЦЕН	ВЕРХНИЙ	ПРИАБОН	УГЛОВСКИЙ	Светлинская свита	Светлинская свита		
37,0			СРЕДНИЙ	БАРТОН				Светлинская свита	Суворовская свита
41,3				ЛЮТЕТ					
49,0		НИЖНИЙ	ИПР	РАЙЧИХИНСКИЙ	Суворовская свита	Туяновская свита			
54,8					?	Тадушинская свита			
57,9		ПАЛЕОЦЕН	ВЕРХНИЙ	ТАНЕТ	КИВДИНСКИЙ	Туяновская свита	Богопольская свита		
61,0			НИЖНИЙ	ЗЕЛАНДИЙ	ВЕРХНЕ-ЦАГАЯНСКИЙ	Тадушинская свита			
65,0				ДАНИЙ		Богопольская свита			
71,3		МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ МЕЛ		МООСТРИХТ	БОГОПОЛЬСКИЙ	Сияновская и самаргинская свиты		
80,0						САМАРГИНСКИЙ		Сияновская и самаргинская свиты	

Полученные нами данные абсолютного возраста вулканических пород позволяют вернуться к рассмотрению положения в стратиграфической схеме богопольского горизонта, который, согласно [11], “проводится по кровле богопольской свиты с позднемаастрихтским комплексом флоры”. Ранее В.А. Красилов [5] предлагал в качестве опорного (между мелом и палеогеном) разрез белогорской и тадушинской свит, изученный им в Устиновском карьере на р. Зеркальной. Заменяв белогорской свитой палеонтологически “немой” стратотипический (“преимущественно экструзивный”) разрез богопольской свиты, он подчеркнул, что “белогорская флора, носящая переходный маастрихт- датский облик, еще тяготеет к маастрихтским сияновской и самаргинской, тогда как тадушинская практически не содержит меловых элементов” [там же, с. 34]. В работе [6] со ссылкой на данные Л.Г. Филимоновой приводится К/Аг возраст кислых эффузивов из того же Устиновского карьера, который составляет 74 ± 4 млн лет. В таком случае, логично сопоставление флороносных слоев белогорской свиты с сияновской, а выпадающие здесь из разреза эффузивы богопольской свиты (всюду залегающие над сияновскими) оставить, как и принято, дотадушинскими.

Для построения обоснованной стратиграфической колонки весьма важными являются новые данные абсолютного возраста базальтов суворовской свиты, залегающих над тадушинской. Авторами работы [19] приводится К/Аг возраст базальтов суворовской свиты, который составляет 47.3 ± 1.2 млн лет. Это близко с приведенным выше из работы [20] определением 45.8 ± 1.1 млн лет. В таком случае, возраст тадушинской свиты должен укладывается в рамки раннего – среднего эоцена (верхи ипра – низы лютеция).

Рассмотренные материалы хорошо согласуются со стратиграфической схемой кайнозойских отложений восточной части Зеркальненской депрессии, предложенной авторами работы [9]. В этом случае “омолаживается” только возраст тадушинской, туяновской и суворовской свит, но не меняют положения в стратиграфической колонке более молодые стратона – светлинский, возновский и крушевский (табл. 2).

Что касается заключения С.И. Неволиной [10] о позднемаастрихтско-раннедатском возрасте богопольского растительного комплекса, данные абсолютного возраста сияновской свиты позволяют согласиться с этим, так как описанный флористический комплекс характеризует низы разреза богопольской свиты. Возрастное же положение тадушинского стратона требует дополнительного уточнения или ревизии характеризующего его комплекса флоры.

В завершение подчеркнем, что обоснованные геохронологическими данными возрастное положение

и особенности вещественного состава данных стратона, сформированных в различных геодинамических условиях, также хорошо увязываются с представлениями о глобальных геологических событиях мела и палеогена [4, 12, 15, 16]. Не вдаваясь в детальный разбор этого вопроса, выделим один важный, на наш взгляд, рубеж – 52–50 млн лет, отражающий в Приморье время зарождения серии широтных тектонических впадин (Максимовской, Зеркальненской, Угловской, Краскинской и др.) и последующего заполнения их вулканическими и осадочно-угленосными образованиями.

Мы осознаем, что полученные материалы, значительно уточняя возраст рассматриваемых образований, все-таки не систематичны и порождают новые вопросы. Например, появляется вопрос о корреляции тадушинского горизонта с утвержденными [11] верхнецагайским и кивдинским горизонтами, характеризуемыми соответствующими комплексами флоры датского и раннепалеоценового (зеландий) возраста. Требуется дополнительное обоснование для проведения рубежа между мелом и палеогеном по границе самаргинского и богопольского горизонтов. Для этого необходимо дальнейшее изучение опорных разрезов и границ стратиграфических подразделений с использованием комплекса современных биостратиграфических и изотопных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А., Фаворская М.А. Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный К – Аг методом // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 4. С. 905–908.
2. Быковская Е.В., Подгорная Н.С. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959. №17. С. 12–44.
3. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 690 с.
4. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. №6. С. 3–20.
5. Красилов В.А. Смена флоры на границе мела и палеогена в Кавалеровском районе, Приморье // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 34–37.
6. Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхне-Арминского оловорудных районов: Автореф. дис... канд. геол.-минер.наук. Владивосток, 1988. 26 с.
7. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток, 1989. 172 с.
8. Михайлов В.А., Костин А.Я., Королев В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000 листа L-53-XXVIII (Южно-Сихотэ-Алинская серия Госгеолкарты – 200). Объясн. зап. (в печати).
9. Михайлов В.А., Феоктистов Ю.М., Климова Р.С. Но-

- вые данные по флоростратиграфии кайнозоя восточной части Зеркальненской депрессии // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 38–49.
10. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия. Владивосток, 1989. 66 с.
 11. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск, 1994. 124 с.
 12. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия, геол. корреляция. 1998. №2. С. 3–17.
 13. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.
 14. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972. 150 с.
 15. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозой и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 7–30.
 16. Чжаоцзюнь Лю, Кириллова Г.Л., Синьчжоу Чжан, Сыминь Ван. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия – Суйфунхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции в регионе // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 36–45.
 17. Kagami H., Okano O., Sudo H., Honma H. Isotope analysis of Rb and Sr using a full automatic thermal ionization mass spectrometer // Paper Inst. Therm. Spring Res., Okayama Univ. 1982. V. 52. P. 54–70.
 18. Kagami H., Iwata M., Sano S. Sr and Nd isotopic composition and Rb, Sr, Sm and Nd Concentrations of standard samples // Tech. Rept. ISEI, Okayama Univ. 1987. Ser. B. 4. P. 1–16.
 19. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: Constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. N 7. P. 271–282.
 20. Otofujii Y., Matsuda T., Itaya T., Shibata T., Matsumoto M., Yamamoto T., Morimoto Ch., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G., Kimura K. Late Cretaceous to Early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: implications for deformation of East Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 130. P. 95–108.
 21. York D. Least-squares filling of a straight line with correlated errors // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. V. 5. P. 320–324.

Поступила в редакцию 23 мая 2000 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.K. Popov, A.V. Grebennikov

New data on the age of effusives from the Bogopolsky suite in Primorye

The paper presents the first data on Rb-Sr absolute age of the effusive rocks from the Bogopolsky suite. The stratified tuffs and hyaloclastites of the Yakutinskaya volcanic structure are accepted as a reference section of the Bogopolsky suite. The absolute age of the effusive rocks of the upper part of the suite is $59.68 \pm 1.59 - 52.92 \pm 1.00$ Ma. The obtained data have allowed us to make more precise a position of the Bogopolsky suite and other Cretaceous-Paleogene strata in the stratigraphic scale. On the basis of the materials considered, the scheme of stratification of Cretaceous-Paleogene formations in the stratotypical area is proposed. The age of strata substantiated by the geochronological data is in good accordance with Cretaceous and Paleogene global geologic events.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 552.321 (519.3)

БИОТИТ-КОРДИЕРИТ-АНДАЛУЗИТОВЫЕ РОГОВИКИ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ
ЧХОНЧЖИН-КАЙШАНТУНСКОЙ ЗОНЫ ОФИОЛИТОВ

С.С. Зимин, В.П. Молчанов, В.И. Сапин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В работе описаны биотит-кордиерит-андалузитовые роговики, возникшие на контакте маломощного силла гипербазитов с глинистыми сланцами и алевролитами верхнего палеозоя (P_1), обнажающимися на северном фланге Чхончжин-Кайшантунской зоны офиолитов (КНДР). Приведены химические составы ороговикоманной породы, кордиерита и андалузита, сделана оценка температуры их образования.

Ключевые слова: офиолиты, метаморфизм, петрохимия, минералогия, палеозой, Корейская Народно-Демократическая Республика.

Офиолиты довольно широко распространены в северной части Корейского полуострова [3, 4]. Будучи частью позднепалеозойской Лаоелин-Гродковской складчатой области, они протягиваются с юга (г. Чхончжин) на север в меридиональном направлении на территорию КНР, отделяясь на западе от кристаллического массива докембрия крупным Сусончхонским разломом типа структурного шва. Офиолиты прорваны и большей частью уничтожены мезозойскими (J) гранитоидами. Один из фрагментов их находится на юге в районе г. Чхончжин, другой – на севере, на территории КНР вблизи г. Кайшантуня, а третий – около села Пусанли, в 30 км на юг от границы с КНР, где и были обнаружены рассматриваемые ниже роговики. Протяженность офиолитовой толщи в этом районе составляет 10 км, а ширина – 5 км. В строении ее участвуют, помимо глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и вулканитов верхнего палеозоя, линзовидные тела известняков и небольшой силл серпентинизированных дунитов (P_1). Подобные полные разрезы офиолитов реконструированы лишь на севере зоны близ китайского города Кайшантуня [1].

Верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы офиолитовой зоны прорваны и метаморфизованы не только гранитоидами, но и гипербазитами. Так, каньоном реки Пусанчен вскрыт, наряду с вулканитами, глинистыми сланцами и алевролитами, маломощный силл, сложенный черными лизардитовыми серпентинитами (рис. 1). Помимо лизардита, главного минерала, в породе обнаружены зерна окисленного хромита, а также чешуйки, редкие

гнезда и тонкие прожилки антигорита в ассоциации с хлоритом.

В серпентинитах отмечаются ксенолиты черных глинистых сланцев и алевролитов, полностью перекристаллизованных в черные плотные роговики с раковистым, несколько шероховатым изломом. Роговики залегают и в лежащем боку силла. Они имеют облик черных плотных пород, в которых просматриваются субпараллельно расположенные белесые иголки андалузита. Под микроскопом в роговиках видна порфиробластовая структура (рис. 2). Основу породы составляет микролепидобластовый агрегат чешуек графита (до 0.005 мм) и биотита (до 0.02 мм), гранобластовых зерен кварца. На этом фоне выделяются субпараллельно расположенные порфиробласты андалузита, нередко с кристаллической огранкой. Осевая часть их заполнена пылевидными частичками графита. Длина фенокристов достигает 5 мм. По краям сердечника, заполненного графитом, а также по секущим поперечным трещинкам развиты мелкие чешуйки биотита. Наряду с андалузитом встречаются фенокристы кордиерита в виде овальных зерен величиной до 0.6 мм, в которых иногда отчетливо видны секториальные двойники. Фенокристы кордиерита в большинстве случаев замещены слюдястыми продуктами разложения этого минерала.

В ороговикоманых алевролитах и мелкозернистых песчаниках наблюдаются реликты обломочных зерен кварца и полевых шпатов. В табл. 1 приведены химические составы андалузита и кордиерита, а также роговика, возникшего, видимо, за счет гли-

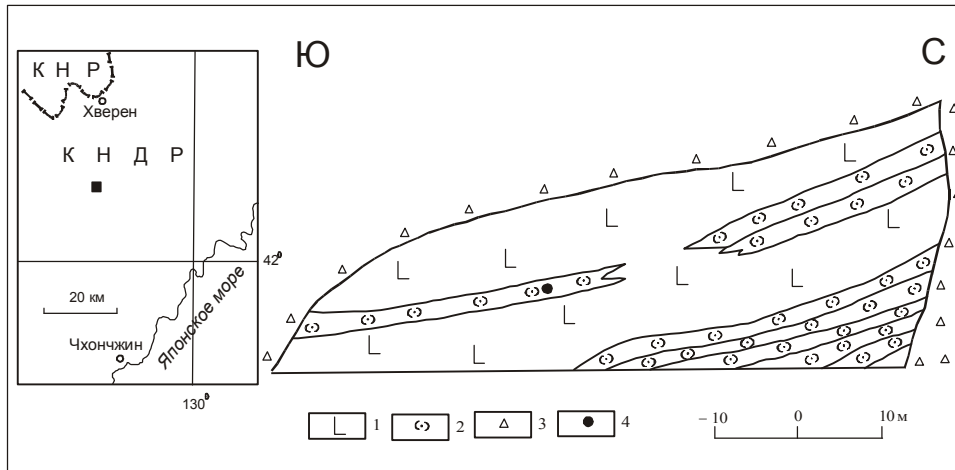


Рис. 1. Схема залегания роговиков и серпентинитов в береговом обрыве около с. Пусанли.

1 – серпентиниты; 2 – роговики по алевролитам, глинистым сланцам, песчаникам и вулканитам; 3 – делювий; 4 – место отбора пробы.

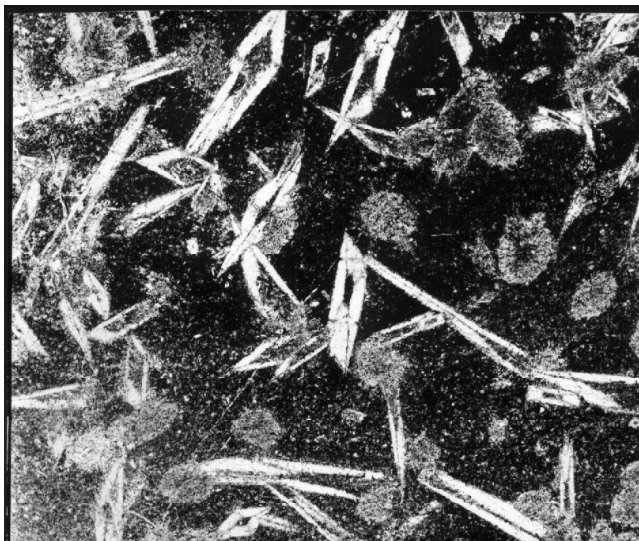


Рис. 2. Роговик. На фоне главной массы породы (черное), состоящей из мелких чешуек графита и биотита, зерен кварца, видны игольчатые порфиробласты андалузита с сердечником из графита, а также округлые фенокристы кордиерита со слюдястыми продуктами разложения этого минерала. Обр. Cr-71. Увел. 14, николи II.

Таблица 1. Химический состав роговика, кордиерита и андалузита (мас.%).

Элементы	1	2	3
SiO ₂	58.99	48.69	37.50
TiO ₂	0.99	-	-
Al ₂ O ₃	22.80	33.79	61.20
Fe ₂ O ₃	1.93	-	-
FeO	4.27	15.86	0.26
MnO	0.13	0.71	0.00
MgO	0.64	2.35	0.01
CaO	1.12	0.04	0.00
Na ₂ O	1.29	0.32	0.02
K ₂ O	3.05	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.23	0.00	0.00
H ₂ O	0.62	0.00	0.00
п.п.п.	3.64	0.00	0.00
Сумма	99.70	101.77	99.01
Формульные коэффициенты			
Al		4.100	1.966
Na		0.064	0.001
K		0.000	0.000
Si		5.013	1.022
Fe		1.365	0.006
Mg		0.361	0.001
Ca		0.005	
Mn		0.061	

Примечание. 1 – роговик, 2 – кордиерит, 3 – андалузит; прочерк – не обнаружено.

нистого алевролита. Из табл. 1 следует, что кордиерит относится к железистой разновидности ($f=87\%$), содержащей примесь марганца.

Температуры образования роговиков предположительно оценены нами в 700°C. Гранатовые роговики, обнаруженные ранее в Усть-Бельском массиве гипербазитов на Северо-Востоке России [2], образовались в более высокотемпературных условиях. Низкие температуры образования роговиков в нашем случае, видимо, связаны с тем, что гипербазитовый расплав, внедрившийся в алевролиты и глинистые слан-

цы, был в значительной мере уже закристаллизован благодаря малому его объему.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.
2. Зимин С.С., Юдин А.М., Гайденок С.В. и др. Находки роговиков в Усть-Бельском массиве гипербазитов.

- тов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 111–114.
3. Лян Чан Чен, Зимин С.С., Октябрьский Р.А. и др. Новый тип скарнового оруденения в Чхончжин (Кайшантунской зоне офиолитов (КНДР и КНР) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 132–136.
4. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Зимин С.С. и др. Особенности формирования золотых руд в офиолитах севера Корейского полуострова // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 65–71.

Поступила в редакцию 5 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

S.S. Zimin, V.P. Molchanov, V.I. Sapin

Biotite-cordierite-andalusite hornfels from ultrabasites of the Chkhonzhin-Kaishantunsky ophiolitic zones

The paper describes biotite-cordierite-andalusite hornfels originated at the contact of thin sill of ultrabasites with clayey shales and siltstones of the Upper Paleozoic (P₁), which occur on the northern flank of the Chkhonzhin-Kaishantunsky ophiolitic zone (Korean People's Democratic Republic). Chemical compositions of the altered rocks, cordierite, and andalusite were determined and the temperature of their formation was estimated.

ОБРАЗОВАНИЕ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ В МЕСТАХ ВЫДЕЛЕНИЯ МЕТАНА НА МОРСКОМ ДНЕ

*П.Я. Тищенко**, *А.Н. Деркачев**, *Г.Ю. Павлова**, *Э. Зюсс***, *К. Вальман***,
*Г. Борман***, *Й. Грайнерт***

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

***GEOMAR Research Center for Marine Geosciences Wischhofstr, Kiel, Germany*

На северо-восточном склоне о.Сахалин обнаружены карбонатные конкреции в местах проявления метановых газгидратов. Предложен механизм хемогенного образования карбонатных конкреций, необходимым подготовительным этапом которого является сульфатредукция и метаногенез, создающие высокий щелочной резерв поровой воды. Обязательным условием образования конкреций является удаление из поровой воды растворенной углекислоты пузырьками метана.

Ключевые слова: карбонатные конкреции, газгидраты, аутигенное минералообразование, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Процессу хемогенного образования карбоната кальция из морской и поровой воды посвящено много статей, обзоров и монографий [7, 21]. Открытие газгидратов послужило новым стимулом к исследованиям в этом направлении. В местах выделения метана на морском дне (cold-seep) в донных отложениях, как правило, обнаруживаются карбонатные конкреции [3, 6, 8-10]. Не является исключением склон северо-восточного Сахалина, где были найдены газгидратный метан и карбонатные конкреции [2,8].

В 28-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (август–сентябрь 1998 г.) были отобраны восстановленные осадки в районе выхода подводных газовых источников на северо-восточном склоне о-ва Сахалин в Охотском море [14]. Газовые выходы были обнаружены с помощью системы OFOS (Ocean Floor Observation System) и акустической установки “Sargan-EM-UDM”. В этой работе мы рассмотрим две колонки, поднятые на станциях, расположенных в непосредственной близости друг от друга: ст. LV28-20 и LV28-21 с координатами 54°26.519 N 144°04.093 E и 54°26.751 N 144°04.940 E, соответственно (в дальнейшем они будут обозначаться как ст. 20 и 21). Схематический разрез этих колонок, состав осадков показаны на рис. 1. Обе колонки представлены терригенно-кремнистыми (обломочно-глинисто-диатомовыми) осадками голоценового возраста, которые интенсивно биотурбированы донными роющими организмами. На отдельных горизонтах колонок встречаются лин-

зы и прослойки гидротроилита черного цвета. Во многих отношениях колонки похожи друг на друга. Однако главное отличие колонки ст. 21 состоит в том, что в ее нижней части осадки сильно насыщены метаном, в результате чего они приобретают характерную псевдобрекчиевидную текстуру из-за интенсивного выделения газа. Такие газонасыщенные осадки обычно наблюдаются над твердыми газгидратами [4]. Подобный разрез осадков с горизонтами газгидратов был вскрыт трубками в 1999 г. при проведении дополнительных исследований на этом участке дна [15]. В колонке ст. 21 обнаружены также мягкие карбонатные конкреции размером до 3 см, в том числе сцементированные карбонатным материалом обломки двустворчатых моллюсков, в изобилии встречаемые на участках выхода метана на морское дно. По данным рентгеноструктурного анализа конкреции сложены магниезиальным кальцитом (9–16 мол. % $MgCO_3$). Изотопный состав этих конкреций ($\delta^{13}C = -31.5 \div -4545.5 \text{ ‰ PDB}$, $\delta^{18}O = 3.8 \div 4.7 \text{ ‰ PDB}$) близок по углероду к изотопному составу метана.

Поскольку содержанием данной статьи является выяснение причинной связи между образованием карбонатных конкреций и наличием газгидратов, для сравнения нами взята колонка с близким литологическим составом осадков, но с различным положением на морском дне: ст. 21 расположена на участке метановой аномалии, а ст. 20 – фоновая, с обычными для данного района Охотского моря условиями осадконакопления.

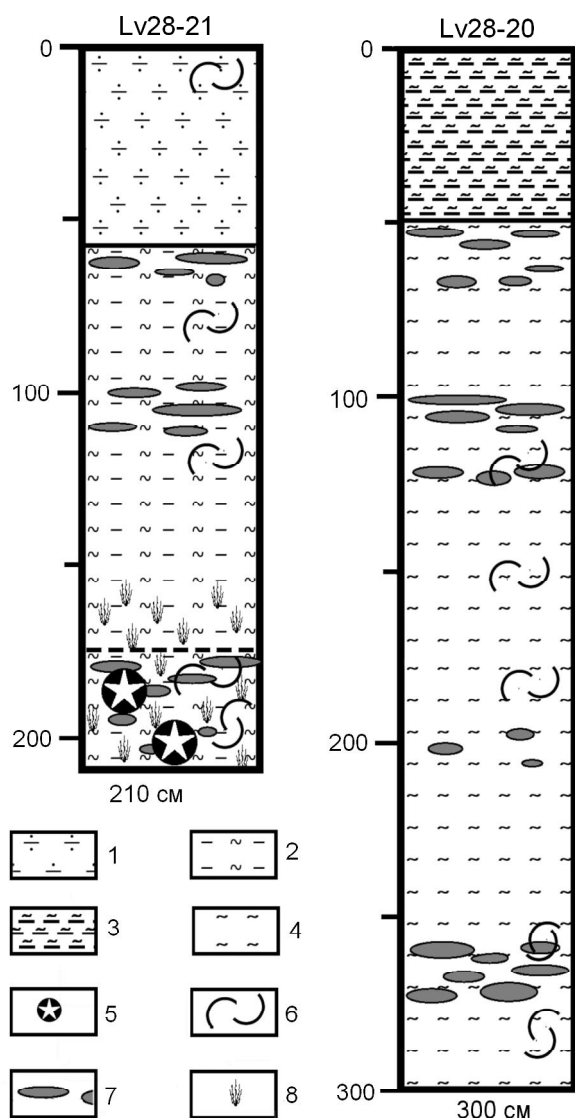


Рис. 1. Литологические разрезы колонок ст. 20 и 21.

1 – алеврит псаммитовый; 2 – алеврит пелитовый; 3 – пелит алевритовый; 4 – пелит; 5 – карбонатные конкреции; 6 – обломки двустворчатых моллюсков; 7 – горизонты с обильными включениями гидротроилита; 8 – горизонты с псевдобрекчиевидной текстурой, сильно газонасыщенные.

КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА МОРСКОЙ ВОДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Для того, чтобы дать общую характеристику исследуемого района, рассмотрим карбонатную систему морской воды Охотского моря. Наиболее масштабно карбонатная система Охотского моря изучалась в 24-м рейсе НИС “Академик Лаврентьев” (май 1995 г.). Карта гидрохимических станций показана на рис. 2. На этих станциях, наряду с STD-зондированием, выполнялись измерения pH и щелочности морской воды. Подробная методика их измерений нами уже давалась [11]. Во всех расчетах были использованы константы карбонатной

системы, предложенные в [18]. Профили нормализованной щелочности (F) и pH *in situ* для всех станций даны на рис. 3. По результатам измерения pH и щелочности были рассчитаны степени насыщенности морской воды по отношению к арагониту (L_a) и кальциту (L_c), которые определяются соотношениями

$$L_a = [Ca] \cdot [CO_3] / K_a \quad (1)$$

$$L_c = [Ca] \cdot [CO_3] / K_c \quad (2)$$

Квадратные скобки в уравнениях (1), (2) указывают на измеренные концентрации в растворе элементов, образующих минерал; K_a , K_c – константы произведения растворимости арагонита и кальцита, соответственно. Значения произведения растворимости (K_a , K_c) нами были взяты из работы [18]. Профили L_a и L_c показаны на рис. 4. В этих расчетах концентрация кальция вычислялась из условия постоянства Ca-соленостного отношения ($[Ca] = 0.01028 \cdot S/35$ [18]). Минимум нормализованной щелочности на горизонтах 150–250 м мы связываем с образованием твердой фазы биогенного карбоната кальция. Увеличение нормализованной щелочности в диапазоне 300–2000 м означает растворение осаждающихся карбонатных частиц. Иначе говоря, в настоящее время происходит накопление биогенного материала в осадках Охотского моря вплоть до батиметрической глубины 2000 м. Глубины для ст. 20 и 21 равны 685 м и 702 м, соответственно.

Верхние горизонты охотоморской воды переиспещены арагонитом и кальцитом, поскольку L_a и L_c больше единицы (рис. 4). Ненасыщенность морской воды по отношению к арагониту наступает ниже 250 м и по отношению к кальциту – ниже 500 м. Тот факт, что процесс растворения биогенного карбоната кальция начинается еще в области перенасыщения (рис. 3, 4), согласуется с современным представлением о том, что механизм растворения, скорее всего, носит микробиологический характер [19]. Максимальная перенасыщенность по отношению к кальциту не превышает величины 5 (рис. 4). Эти наблюдения проводились в период весеннего цветения, т.е. в сезон максимально возможного перенасыщения. В работе [1] была показана способность карбонатов кальция образовывать устойчивые перенасыщенные растворы. Хемогенное образование твердой фазы $CaCO_3$ из морской воды становится наблюдаемым по эффекту Тиндаля лишь при восьмикратном перенасыщении [1].

Таким образом, из рассмотрения карбонатной системы морской воды Охотского моря мы можем сделать следующие выводы: во-первых, осаждающийся органический материал достигает глубин, как минимум, 2000 м, накапливаясь при этом в осадках и

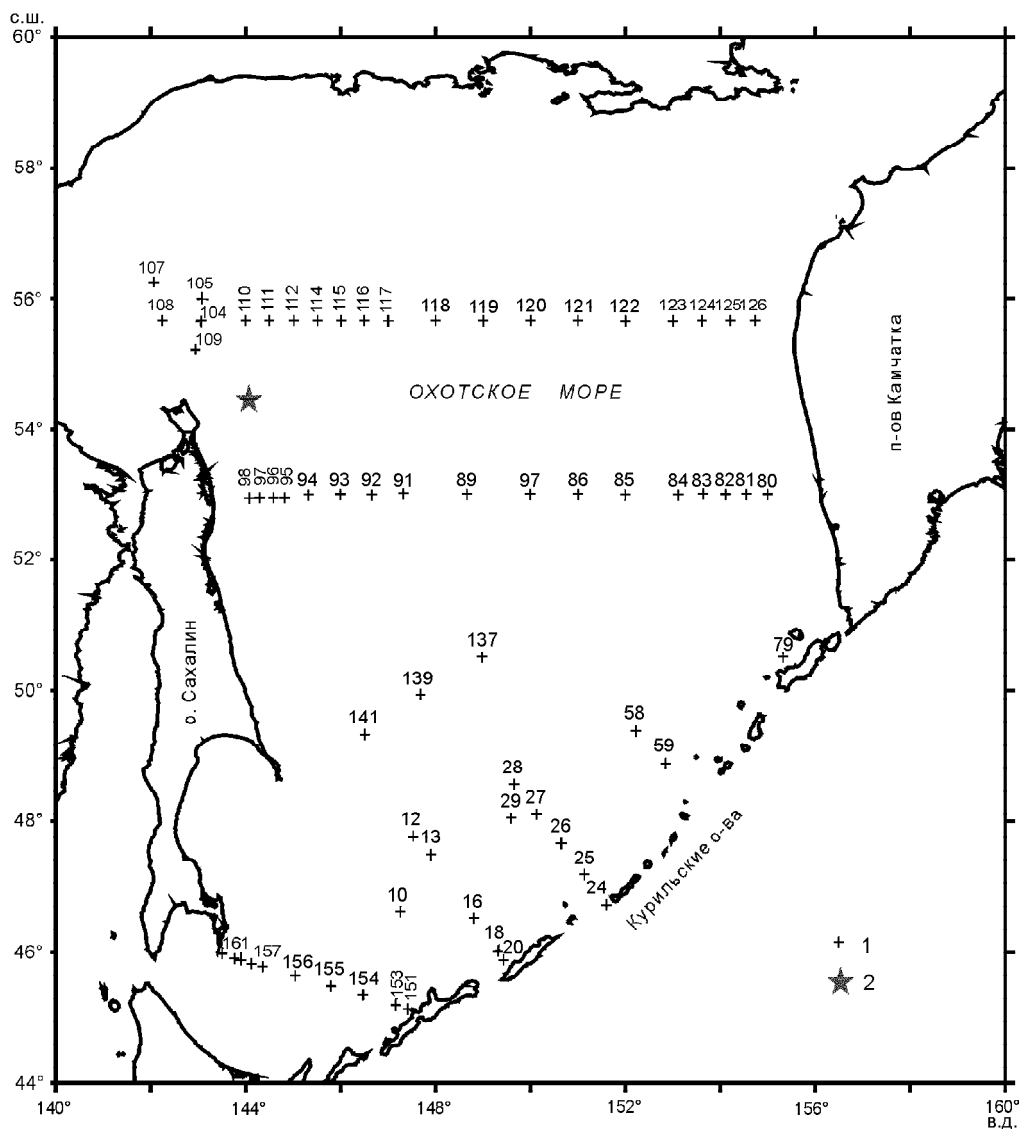


Рис. 2. Схема расположения станций,

1 – гидрохимические наблюдения, 25-й рейс НИС “Академик Лаврентьев” (Май, 1995 г.).

2 – литологическая станция (ст. 20, 21), 28-й рейс НИС “Академик Лаврентьев”.

образуя восстановленные условия в них; во-вторых, из морской воды не происходит хемогенного образования карбоната кальция даже в период весеннего цветения.

КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА ПОРОВОЙ ВОДЫ

Поднятые колонки осадков представляли собой восстановленные илы зеленовато-серого цвета с запахом сероводорода. Измеряемыми карбонатными параметрами были рН и щелочность. Помимо этого состав поровой воды анализировался на биогенные элементы (PO_4^{3-} , NH_4^+ , Si), растворенный кальций и сульфат-ион. После поднятия трубок были измерены рН осадков при температуре 4°C потенциометрическим методом в шкале SWS. При той же температуре была отжата поровая вода через мембранный фильтр с размером пор $0.2 \mu\text{м}$. Анализ биогенных элементов (PO_4^{3-} , NH_4^+ , Si) был выполнен спектрофотометрическим методом стандартной процедурой [17]. Общая щелочность (ТА)

анализировалась в потоке азота титрованием 1 мл поровой воды раствором 0.02N HCl в открытой ячейке [5]. Определение кальция было выполнено на берегу комплексонометрическим титрованием EGTA [22]. Сульфат ионы (SO_4^{2-}) также анализировались на берегу методом ионно-обменной хроматографии.

Вертикальные профили гидрохимических параметров поровой воды приведены на рис. 5. Резкое уменьшение концентрации сульфатов до аналитического нуля и возрастание щелочности указывают на процесс сульфатредукции. Непрерывное возрастание концентрации аммония с глубиной мы объясняем метаногенезом. За исключением некоторых особенностей, которые будут обсуждаться позднее, для обеих станций мы наблюдаем схожее поведение гидрохимических параметров.

Используя модель Редфилда для стехиометрического соотношения биогенных элементов в орга-

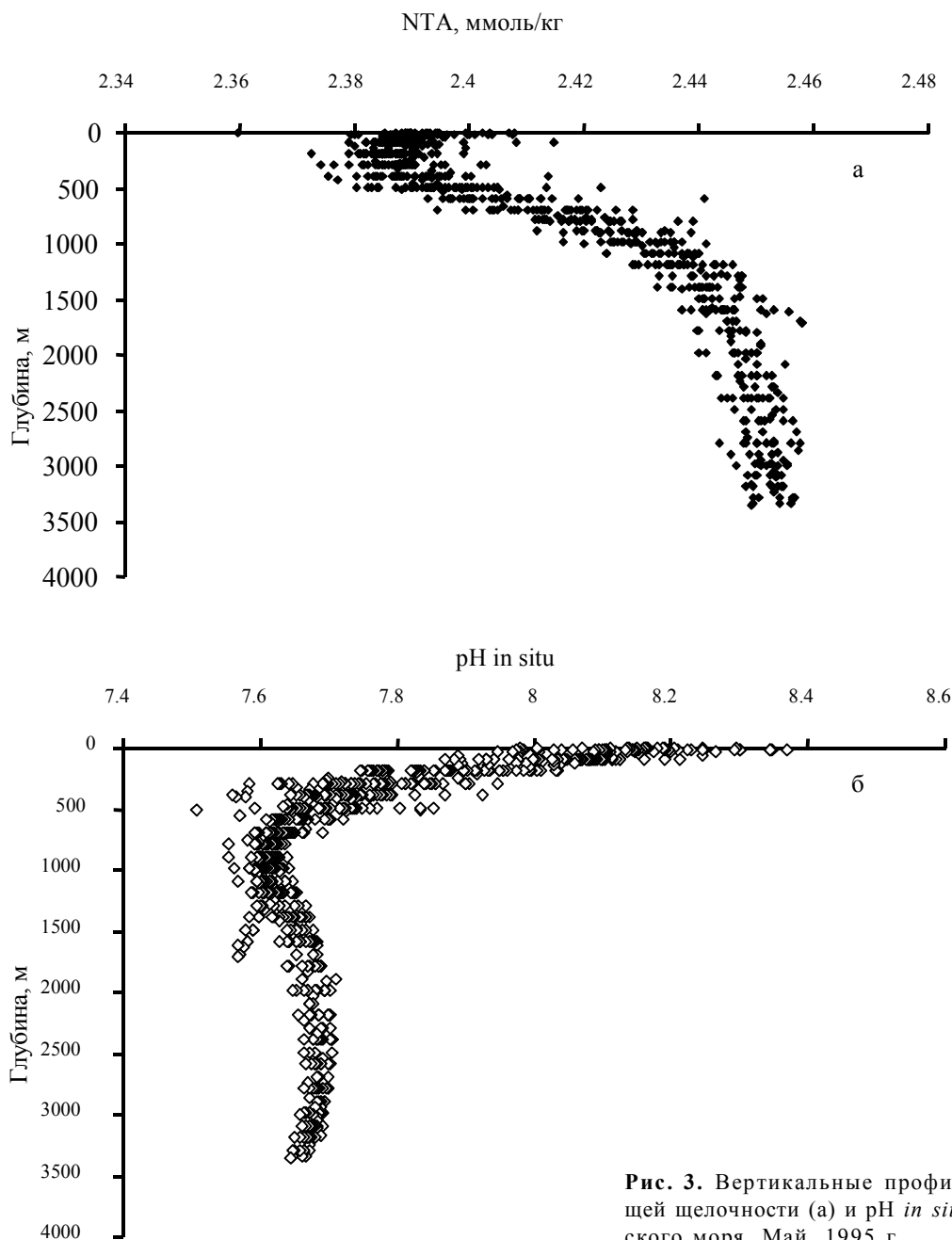
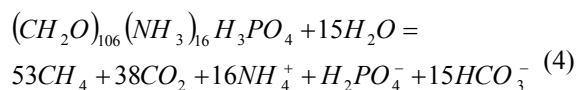
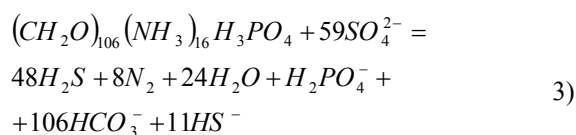


Рис. 3. Вертикальные профили нормализованной общей щелочности (а) и pH *in situ* (б) морской воды Охотского моря. Май, 1995 г.

ническом веществе, мы можем записать процессы сульфатредукции и метаногенеза, соответственно:



Из массового баланса реакций (3), (4) можно рассчитать концентрацию общего неорганического углерода в поровой воде по формуле

$$\begin{aligned}
 [TCO_2] = & \frac{NTCO_2^o}{35} \cdot S + \left(\frac{NSO_4}{35} \cdot S - \right. \\
 & \left. - [SO_4] \right) \cdot \frac{106}{59} + [NH_4] \cdot \frac{53}{16} \quad (5)
 \end{aligned}$$

Здесь, $NTCO_2^o$ – преформное нормализованное содержание неорганического углерода в поровой

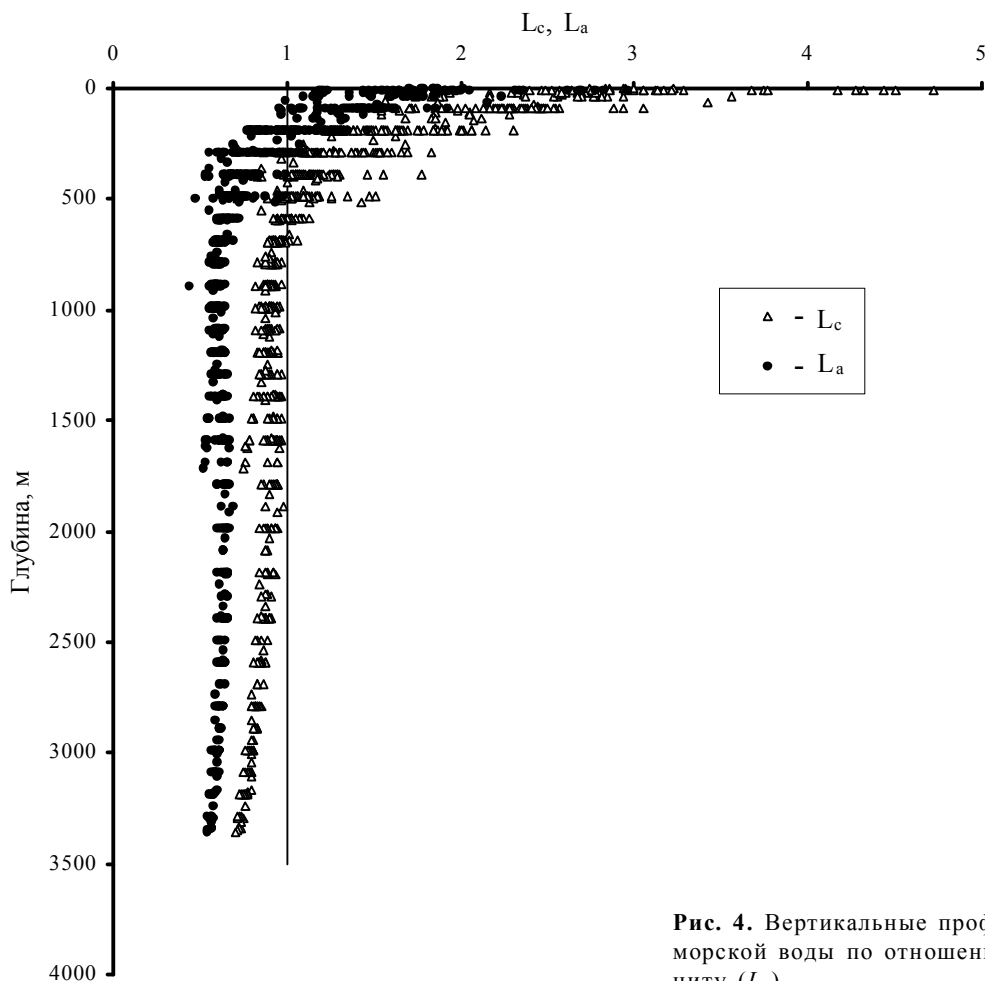


Рис. 4. Вертикальные профили степени насыщенности морской воды по отношению к арагониту (L_a) и кальциту (L_c).

воде. Мы принимаем его равным значению для придонной воды. Из анализа карбонатной системы морской воды мы получили величину $NTCO_2^o = 2.40$ ммоль/кг. Из химического состава морской воды было принято, что $NSO_4 = 28.24$ ммоль/кг. Нами была рассчитана карбонатная система поровой воды с применением двух наборов параметров: (а) – измеренные рН и щелочность ($pH_{изм} - TA_{изм}$); (б) – модельное содержание общего неорганического углерода (уравнение (5)) и измеренная щелочность ($TCO_{2\text{ модель}} - TA_{изм}$). Для двух вариантов мы рассчитали $pH_{in\ situ}$ (рис. 6), степень насыщенности поровой воды арагонитом и кальцитом (рис. 7) и парциальное давление углекислого газа (рис. 8).

Возникает вопрос – какой расчет более правильный? Прежде чем ответить на него, мы рассчитаем парциальное давление растворенного метана в поровой воде. В соответствии с массовым балансом реакции (4), можно записать:

$$[CH_4] = \frac{53}{16} \cdot [NH_4] \quad (6)$$

Из соотношения (6) и данных по растворимости метана в морской воде [13] было вычислено парциальное давление метана в поровой воде (рис. 9). Оно оказалось столь высоким, что метан может образовывать пузырьки при внешних давлениях до 10 атм. Иначе говоря, во время подъема трубки на глубинах менее 100 м будет идти дегазация метана внутри трубки. Этот процесс повлечет за собой уменьшение концентрации растворенной углекислоты, что, в свою очередь, увеличит рН поровой воды. Мы считаем, что измеренные значения рН осадков неправильные из-за процесса дегазации, а также из-за существенной неопределенности в потенциале жидкостного соединения. Из модельных расчетов следует, что рН поровой воды лежит в диапазоне 6–6.9 (рис. 6). Это обусловлено высокой концентрацией углекислого газа. Столь низкие значения рН приводят к тому, что поровая

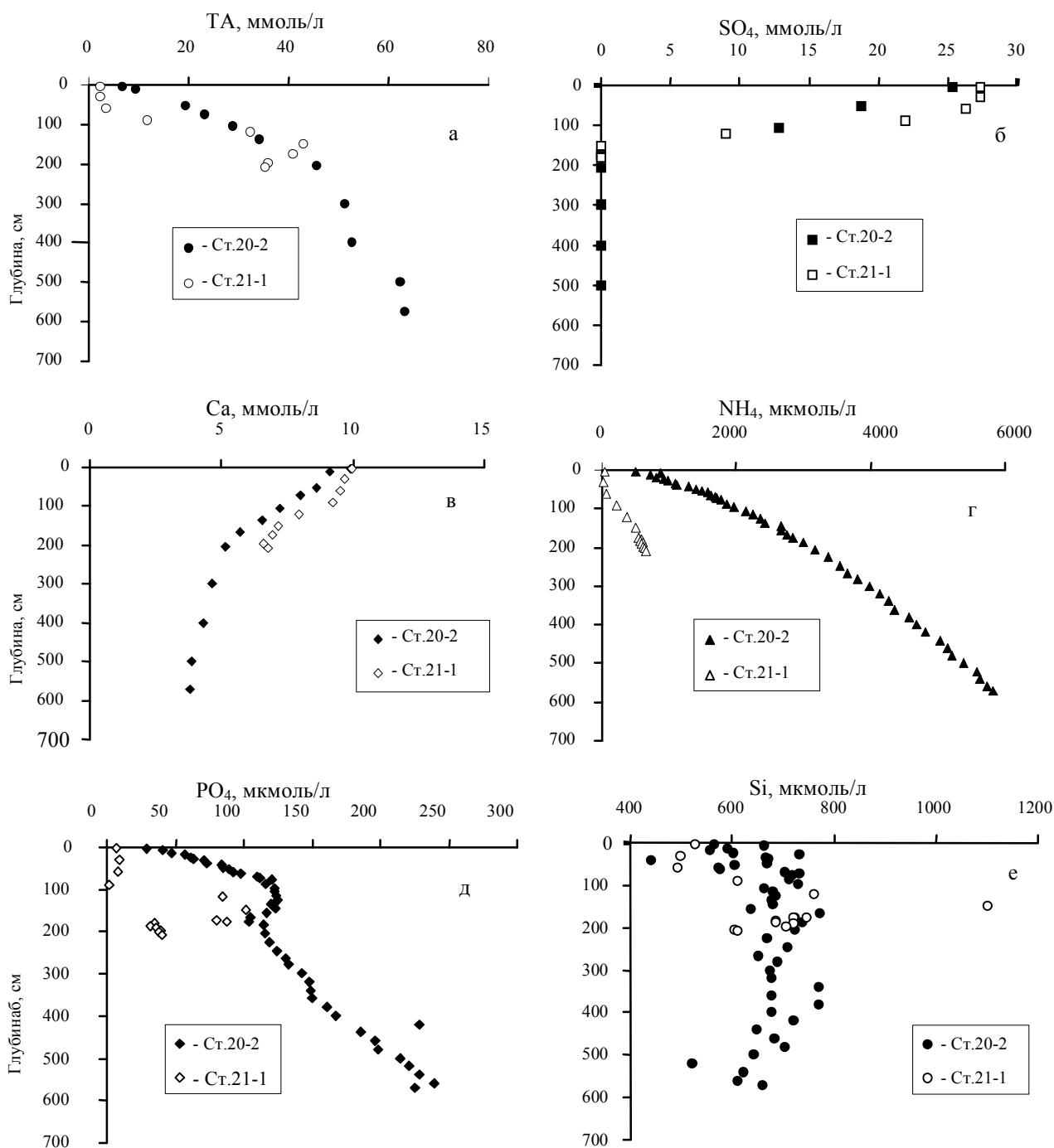


Рис. 5. Вертикальные профили гидрохимических параметров поровой воды для ст. 20 и 21.

вода недонасыщена по отношению к карбонату кальция, т.е. L_a и L_c меньше единицы (рис. 7б, 7г).

Из анализа карбонатной системы поровой воды следует, что, несмотря на высокую щелочность, поровая вода недонасыщена по отношению к кальциту и арагониту из-за высокой концентрации углекислоты.

ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ

Благодаря сульфатредукции и метаногенезу поровая вода имеет высокую щелочность, достигающую 30-кратного превышения над щелочностью морской воды (рис. 3а). Безусловно, высокая щелочность должна способствовать образованию твердой фазы CaCO₃, но этого не происходит из-за высо-

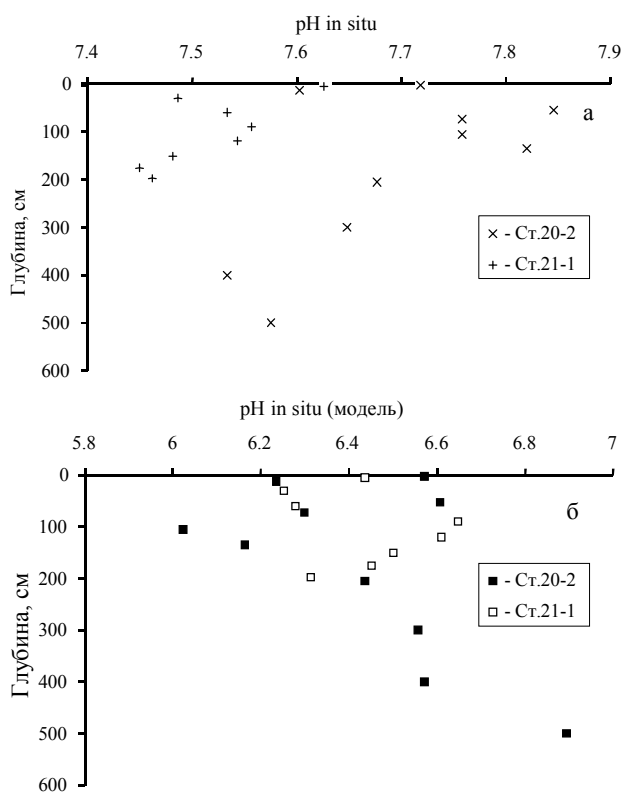
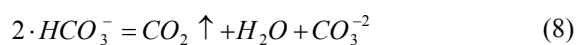


Рис. 6. Вертикальные профили pH in situ осадков на ст. 20 и 21, рассчитанные из бортовых измерений pH и ТА (а) и из модельного TCO₂ и ТА (б).

кой концентрации углекислоты. Она является главным препятствием на пути хемогенного образования карбонатов кальция. Это препятствие может быть устранено метаном. Действительно, в том случае, когда в осадке по каким-либо причинам образуется пузырек метана, то в соответствии с законом Генри

$$P_{CO_2} = k_g [CO_2] \quad (7)$$

углекислота будет устремляться в пузырек. В уравнении (7), P – парциальное давление углекислого газа, k_g – константа Генри, $[CO_2]$ – концентрация углекислоты в поровой воде. Изначально пузырек метана не содержит углекислый газ ($P_{CO_2} = 0$ в пузырьке). Поэтому, стремясь прийти в равновесие с поровой водой, он будет поглощать в себя углекислый газ, уменьшая его концентрацию. Уменьшение концентрации углекислого газа приведет к смещению карбонатного равновесия в сторону увеличения pH, т.е. в сторону образования CO_3^{2-} иона. Этот процесс можно записать следующим образом:



Стрелка вверх указывает на удаление углекислого газа в пузырек метана. С ростом концентрации карбонат иона возрастает степень насыщенности по-

ровой воды по отношению к арагониту и кальциту (L_a и L_c). При определенных пороговых значениях (эксперименты указывают на восьмикратное пересыщение [1]) наступает процесс хемогенного образования $CaCO_3$.

Пузырьки метана могут образовываться в двух случаях. Дегазация при подъеме керна уже нами обсуждалась выше в связи с проблемой правильности измерения pH. Выделения пузырьков метана в момент подъема керна можно сравнить с открытием бутылки шампанского: когда внешнее давление на жидкость, насыщенную газом, сбрасывается, то внутри жидкости образуются пузырьки. Ранее отмечалось уменьшение щелочности поровой воды в момент подъема керна [16, 20]. Это уменьшение объяснялось образованием $CaCO_3$ как следствие эффекта давления на константу произведения растворимости карбоната кальция (K_c). По нашему мнению, образование $CaCO_3$ и уменьшение щелочности в момент подъема керна обусловлено не столько влиянием давления на произведение растворимости, сколько процессом дегазации. Однако за период подъема керна карбонатные конкреции не успеют сформироваться. Для их образования существует другой, более благоприятный путь. Он связан с наличием газгидратов. Газгидраты чувствительны к внешним условиям. Например, приливно-отливные волны или шторм могут вызвать перепад давления, достаточный для их разложения. Образовавшиеся пузырьки метана будут подниматься по трещинам в осадке, увлекая за собой поровую воду. Поровая вода с высокой щелочностью, соприкоснувшись на поверхности с морской водой, тут же будет образовывать конкрецию (корку), поскольку парциальное давление углекислого газа поровой воды в тысячи раз выше морской. Схема процесса показана на рис. 10.

Теперь обратим внимание на особенности в поведении профилей биогенных элементов ст. 20 и 21. В некотором смысле эти станции можно рассматривать как единую станцию, но в разный период времени (не в смысле возраста, а в смысле событий). Станция 20 представляет собой ситуацию до прохождения пузырьков метана через осадок, а станция 21 демонстрирует состояние после их прохождения. Очевидно, что пузырьки метана будут снижать не только концентрацию углекислого газа, но и всех растворенных в поровой воде летучих соединений. К таким соединениям относится аммиак (NH_3). Удаление углекислого газа приводит к повышению pH. В этом случае часть ионов аммония превращается в аммиак, который уносится с пузырьками метана из осадка. В результате концентрация иона аммония будет понижаться, что и наблюдается для ст. 21. Поэтому модельные расчеты для ст. 21 содержат ошибку, так как ион аммония входит в уравнения (5), (6).

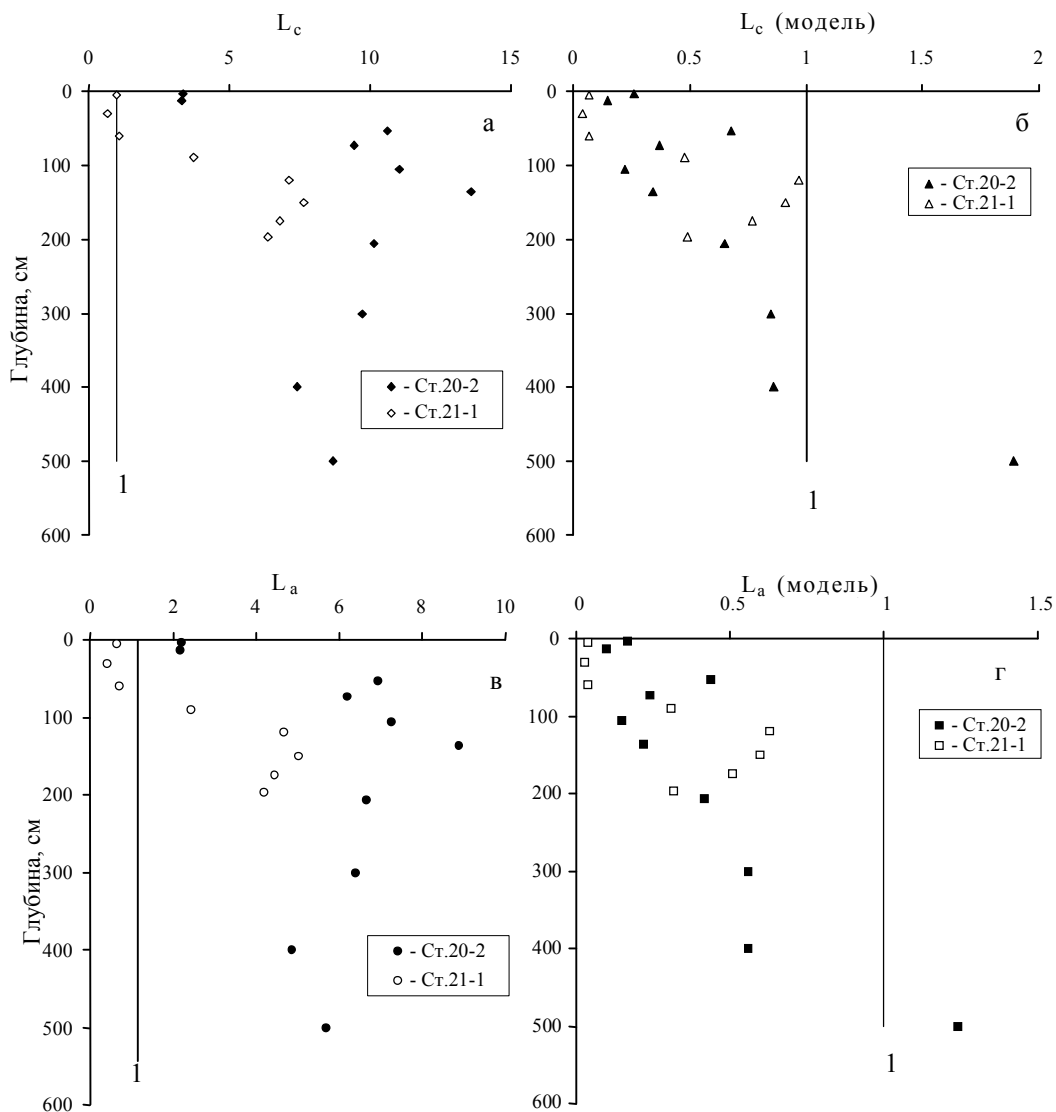


Рис. 7. Степень насыщенности поровой воды кальцитом (L_c) и арагонитом (L_a) рассчитанная из $pH_{изм} - TA_{изм}$ (а), (в) и $TCO_2_{модел.} - TA_{изм}$. (б), (г).

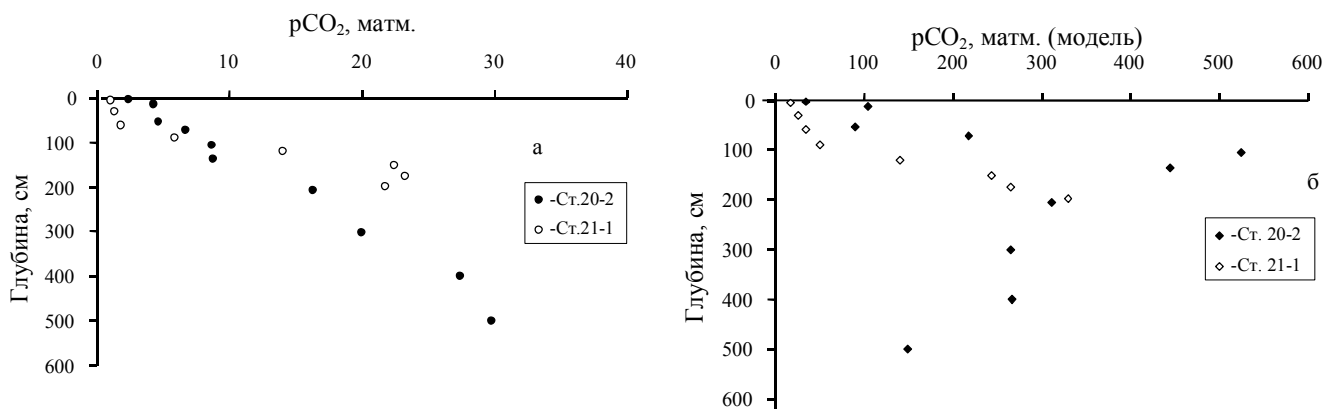


Рис. 8. Вертикальные профили pCO_2 для поровой воды, рассчитанные из $pH_{изм.} - TA_{изм.}$ (а) и $TCO_2_{модел.} - TA_{изм.}$ (б). $pCO_2(воздух) = 0.36$ матм.

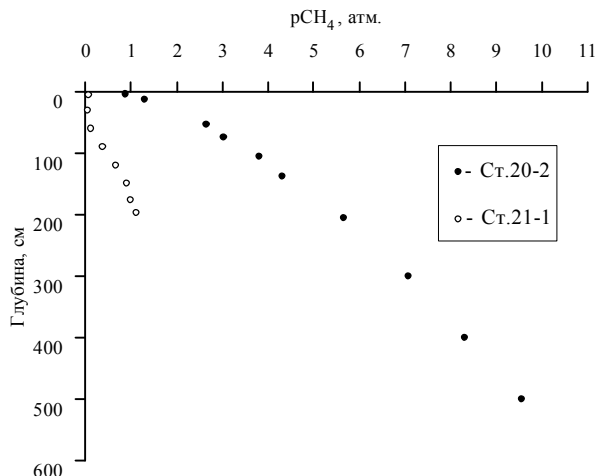


Рис. 9. Вертикальный профиль парциального давления метана в поровой воде для ст. 20, 21, рассчитанный по уравнению (6).

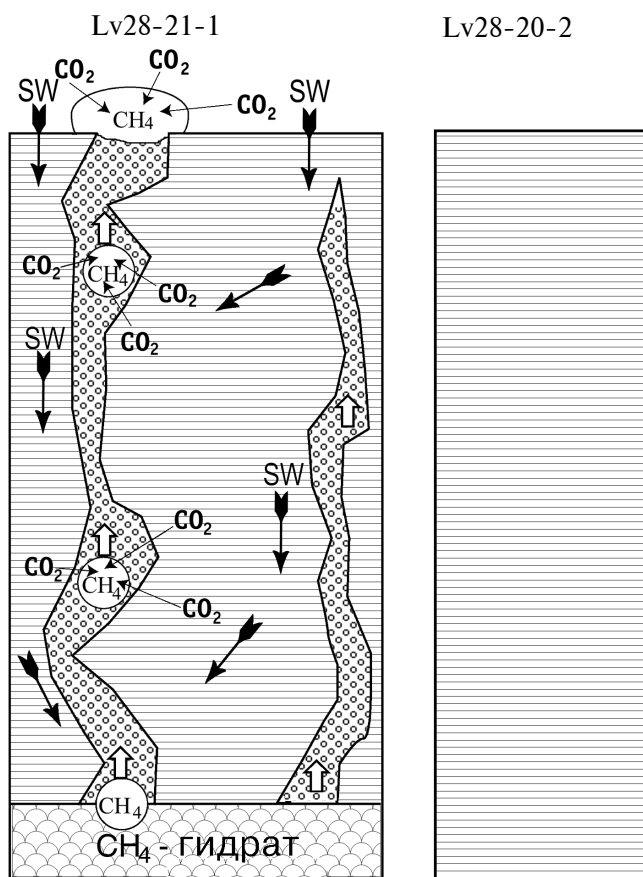


Рис. 10. Схема удаления углекислого газа из поровой воды пузырьками метана (аббревиатура "SW" обозначает – морская вода).

Мы полагаем, что эта ошибка небольшая, поскольку сравнение модельной степени насыщенности поровых вод карбонатом кальция для ст. 20 и 21 (рис. 7б, 7г) указывает на их близость. Способность фосфатов к соосаждению с CaCO_3 общеизвестна [12]. Соосаждение фосфата с карбонатом кальция будет приводить к уменьшению его концентрации в поровой воде, в местах образования конкреций, что и наблюдается для ст. 21 (рис. 5д). По-видимому, прохождение метана через осадок не оказывает существенного влияния на растворенный кремний.

В заключение отметим, что предложенный механизм устанавливает однозначную связь между газ-гидратами метана и образованием конкреций карбоната кальция.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. К вопросу о причинах пере-сыщения морской воды карбонатом кальция // Докл. АН СССР. 1968. Т.178, № 1. С. 191–194.
2. Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 34–40.
3. Астахова Н.В., Сорочинская А.В. Аутигенные карбонаты в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях окраинных морей северо-западной части Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1999. № 1. С. 41–49.
4. Гинсбург Г. Д., Соловьев В. А. Субмаринные газовые гидраты. СПб., 1994. 200 с.
5. Иваненков В.Н., Ляхин Ю.И. Определение общей щелочности в морской воде // Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978. С. 110–114.
6. Иванов, М.В., Пименов Н.В., Русанов И.И., Саввичев А.С., Леин А.Ю. Роль анаэробных бактерий в экосистемах Черного моря // Природа. 1998. № 6. С. 97–102.
7. Карбонаты. Минералогия и химия / Под ред. Дж. Ридера. М.: Мир, 1987. 494 с.
8. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газгидратного метана в Охотском море // Геохимия. 1989. № 10. С. 1396–1406.
9. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Пименов Н.В., Иванов М.В. Роль процессов бактериального хемосинтеза и метанотрофии в биогеохимии океана // Геохимия. 1993. № 2. С. 252–267.
10. Леин А.Ю., Пименов Н.В., Русанов И.И., Миллер Ю.М., Иванов М.В. Геохимические последствия микробиологических процессов на северо-западном шельфе Черного моря // Геохимия. 1997. № 10. С. 985–1003.
11. 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.
12. Савенко А.В. Экспериментальное моделирование соосаждения фосфора с карбонатом кальция при диагенезе морских осадков // Геохимия. 1998. № 7. С. 741–743.

13. 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. 340–341.
14. Cruise Report: KOMEX I and KOMEX II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28 // GEOMAR Report. 1999. № 82.
15. Cruise Report: KOMEX V and KOMEX VI. RV Professor Gagarinsky, cruise 26, MV Marshal Gelovany, cruise 1 // GEOMAR Report. 2000. № 88.
16. Emerson S., Grundmanis V., Graham D. Carbonate chemistry in marine pore waters: MANOP sites C and S // Earth Planet.Sci.Lett. 1982. V. 61. P. 220–232.
17. Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K. Methods of Seawater Analysis. Verlag Chemie. 1983.
18. Millero F.J. Thermodynamics of the carbon dioxide system in the ocean // Geochim.Cosmochim. Acta. 1995. V 59, № 4. P. 661–677.
19. Milliman J.D., Troy P.J., Balch W.M., Adams A.K., Li Y.-H., Mackenzie F.T. Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline? // Deep-Sea Res.I. 1999. V. 46. P. 1653–1669.
20. Murray J.W., Emerson S., Janke R. Carbonate saturation and the effect of pressure on the alkalinity of interstitial waters from the Guatemala Basin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 963–972.
21. Shtamm W. and Morgan J.J. Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. N.-Y., Chichester, Brisbane, Toronto: John Wiley&Sons Inc., 1981. P. 121–322.
22. 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.N. Derkachev, G.Yu. Pavlova, Ye. Zyuss, K. Walman,
G. Borman, Ye. Grainert***

Formation of carbonate concretion in places of methane show on the seafloor

On the northeastern slope of Sakhalin Island there have been found carbonate concretions in places of the methane show. The mechanism of formation of chemogenic carbonate concretion is offered. Sulfate reduction and methanogenesis, which create a high alkaline reserve of pore water are thought to be a necessary preparatory stage. The removal of dissolved carbonic acid from pore water by means of methane bubbles is an obligatory condition for concretion formation.

МИНЕРАЛЫ ЗЕЛЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОРЕЙСКОГО ПРОЛИВА

*Ю.Д. Марков**, *А.В. Можеровский**, *А.Н. Деркачев**, *Н.Н. Баринов***

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

По линии профиля в широкой части Корейского пролива впервые изучены распределение и минеральный состав слоистых силикатов зеленых глинистых образований. Установлено, что минеральный состав обломков глинистых пород, комочков, слепков раковин фораминифер и псевдоморфоз по фауне однороден и представлен в основном диоктаэдрическим смектитом типа тетракремнийнонtronита, и в меньшей мере - неупорядоченными смешаннослойными образованиями типа смектит-гидрослюда. Такой же минеральный состав имеют слепки раковин фораминифер в Южно-Китайском и Восточно-Китайском морях. Следовательно, возможен единый механизм седиментационно-диагенетического формирования тетракремнийнонtronита на шельфе и материковом склоне окраинных морей северо-западной части Тихого океана.

Ключевые слова: глинистые образования, слоистые силикаты, Корейский пролив.

ВВЕДЕНИЕ

Зеленые глинистые образования (обломки пород, комочки, глобулы, слепки полостей раковин фораминифер) часто встречаются в осадках шельфа и материкового склона окраинных морей и океанов. Считается, что они являются индикаторами морских условий осадконакопления и чутко реагируют на изменения среды (окислительно-восстановительный потенциал и рН раствора) в процессе диагенетических преобразований осадочного материала.

Наши исследования на шельфе и материковом склоне Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей показали, что зеленые глинистые образования имеют различный минеральный состав и генезис [6, 7]. Зеленые *обломки* пород представляют собой реликты осадочной толщи, разрушаемой как на суше, так и на материковом склоне, имеют поликомпонентный состав и представлены триоктаэдрическим хлоритом, вермикулитом, гидрослюдой и смектитом. Генезис *обломков* терригенный. *Слепки* полостей раковин образуются на поверхности осадка путем заполнения полых раковин тонким глинистым материалом и аморфными окислами и дальнейшим их диагенетическим преобразованием. Генезис *слепков* осадочно-диагенетический. Основными минералами, слагающими слепки, являются смектит типа тетракремнийнонtronита и смешаннослойные образования типа смектит – гидрослюда.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Корейский пролив интересен тем, что через него в Японское море из Восточно-Китайского теплыми водами Цусимского течения приносится в виде взвеси основная часть (в среднем 18,3 млн т в год) аллохтонного осадочного материала [8]. На долю глинистых минералов (часть из которых представлена слоистыми силикатами), остатков фораминифер, диатомей и радиолярий приходится до 25–50% от общего количества [12]. Большая скорость однонаправленного потока Цусимского течения (до 0.6 м/с), захватывающего весь пролив до дна, создает в нем специфические условия седиментации. Пролив, в котором формируются зеленые глинистые образования, служит связующим звеном между морями, в которых установлены эти образования. В Восточно-Китайском море они широко развиты на шельфе и материковом склоне и имеют терригенное и осадочно-диагенетическое происхождение [7]. В Японском море эти образования широко распространены на подводных вулканических постройках и считаются гидротермальными [4]. На шельфе Японских островов они установлены в терригенных осадках и упоминаются как аутигенные глауконитовые зерна [9]. В нашу задачу входит выяснение минерального состава и генезиса зеленых глинистых образований. Они изучены в осадках расширенной части Корейского пролива, по профилю, где отмечается их максимальное скопление (рис. 1).

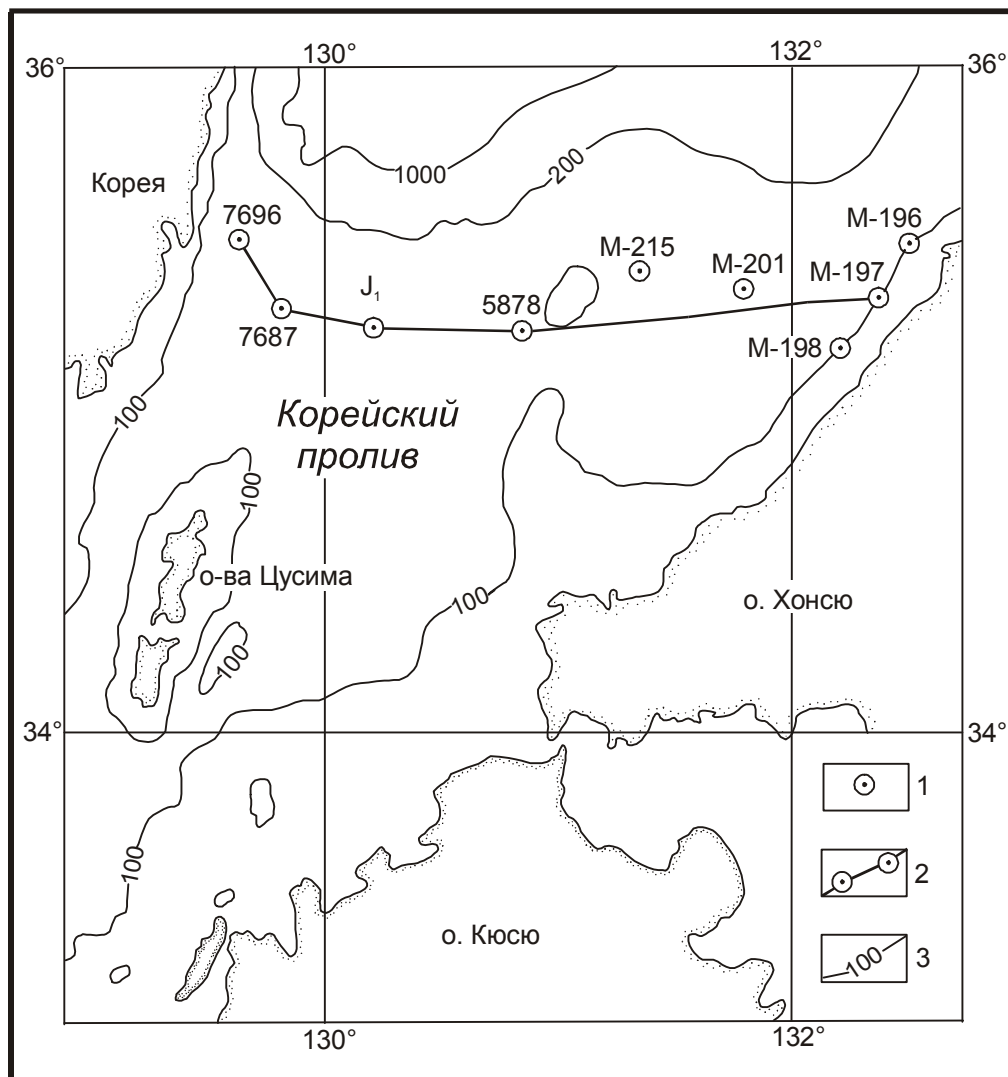


Рис 1. Упрощенная схематическая карта Корейского пролива: 1 – станция и ее номер, 2 – линия профиля, 3 – изобаты в метрах.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И РЕЛЬЕФ ДНА
КОРЕЙСКОГО ПРОЛИВА**

В настоящее время Корейский пролив имеет плоское ровное дно (глубина 100–120 м) (рис. 1) и только в Западном секторе, в его средней части, прослеживается узкая котловина глубиной более 200 м. По мнению японских исследователей [1], пролив представляет собой продолжение шельфа.

Палеогеографические реконструкции Японского моря свидетельствуют, что в позднем плейстоцене Корейский пролив уже существовал [14]. Поставка материала (включая и зеленые глинистые образования) с шельфа Восточно-Китайского моря в широкую часть пролива и на шельф Японского моря могла осуществляться только в климатические оптимумы, когда шельфы обоих морей уже находились в субаквальных условиях. Это происходило в рессе-

вюрге (100–120 тыс. лет назад), среднем вюрге (23–50 тыс. лет) и в голоцене. Размах колебаний уровня моря достигал ±80 м от современного [5]. Когда пролив мелел, происходил размыв осадков. При повышении уровня моря в широкой части пролива накапливались осадки и формировались зеленые глинистые образования.

В последующее время в позднем вюрге в климатический минимум, когда уровень моря понизился до уровня на 100–120 м ниже современного и шельфы обоих морей оказались осушенными, пролив стал очень узким. Вынос терригенного материала из Восточно-Китайского моря в Японское море через пролив прекратился [14]. По данным японских исследователей, пролив в это время вообще отсутствовал, и на его месте между полуостровом Корея и Японскими островами существовал перешеек. Этот

перешеек, по их мнению, в максимально низкое стояние уровня моря (поздний вюрм) был разрушен эрозивной деятельностью реки. Весьма незначительный по ширине пролив, соединяющий два моря, в последующее время был расширен и углублен приливовоотливными течениями [1]. На следующем этапе, в голоценовый оптимум, с началом повышения уровня моря Корейский пролив постепенно приобрел современные очертания. Цусимским течением начался размыв и вынос части осадков из внешней части шельфа Восточно-Китайского моря в Японское море.

ОСАДКИ КОРЕЙСКОГО ПРОЛИВА

В наиболее узкой (внутренней) и мелководной его части между островами Кюсю и Цусима отмечается наибольшая подвижность вод. Здесь развиты преимущественно крупнозернистые и среднезернистые пески с большой примесью материала гравийной размерности. На приподнятых участках (банках) распространены ракушечные отложения, а в южной части пролива – осадки с обломками отмерших кораллов. Вдоль островов Цусима, Ики и других до глубин 80 м прослеживаются выходы коренных пород и гравийно-галечные отложения. Для осадков узкой части пролива характерно низкое содержание алевритового и пелитового материала (менее 10%). Грубозернистый материал почти нацело представлен обломками организмов с известковым скелетом: ракушечным детритом и целыми створками раковин моллюсков; псаммитовый – бентосными и планктонными фораминиферами. В незначительных количествах присутствуют и терригенные минералы – кварц и полевые шпаты. В виде единичных зерен встречаются и интересующие нас зеленые и зеленовато-коричневые глинистые образования, именуемые ранее глауконитами [9]. Столь низкое содержание глинистых образований в осадках узкой части пролива, по-видимому, можно объяснить высокими скоростями течений и их эродирующим воздействием на дно. Они не позволяют осесть современному тонкому глинистому материалу и выносимым из Восточно-Китайского моря глинистым образованиям. Пески здесь слабоизвестковистые (CaCO_3 в них около 49%), реже известковистые (CaCO_3 от 49 до 90%). Генетически близки им и мелкозернистые пески [9].

Во внешней, широкой части пролива, в том числе и по линии описываемого профиля (рис. 1), увеличивается живое сечение пролива, и скорость течения уменьшается. Создаются благоприятные условия для осаждения тонкого материала. Наибольшим распространением здесь пользуются алевриты пелитовые. Они отмечаются у п-ва Корея и, локально, в восточной части пролива. Смешанные осадки (миктиты алевритовые и псаммитовые) узкой полосой

оконтуривают область распространения алевритовых осадков, постепенно переходя в пески алевритовые и пески псаммитовые. На выходе из пролива, на бровке шельфа и в верхней части материкового склона Японского моря, вновь появляются песчаные отложения. По вещественному составу они относятся к слабоизвестковистым (CaCO_3 в них от 14.8 до 30.4%) с повышенным содержанием зеленых глинистых образований. Вдоль побережья юго-западной части о-ва Хонсю количество зеленых образований возрастает до 10% и более (станции М-196–М-198). Вмещающие их осадки были отнесены к глауконитовым [9].

Современные отложения пролива распространены до глубины 70 м. На больших глубинах они реликтовые, с обломками и целыми раковинами, характерными для плейстоцена [13]. На позднеплейстоценовый и раннеголоценовый возраст реликтовых осадков указывают и данные абсолютного возраста – 9800–15740 лет [10].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Осадки отбирались дночерпателем «Океан» и прямоочной трубкой. Из одной части пробы изготавливались шлифы и просматривались под микроскопом. Из другой выделялась электромагнитная подфракция и под бинокляром отбирались одинаковые по цвету зеленые зерна, слепки полостей раковин фораминифер, обломки глинистых пород и комочки, зеленые и черные глобулы. Их минеральный состав определялся на дифрактометре «Дрон-2.0». Ориентированные образцы снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550 °С в течение 3-х часов. Кроме того, использовался метод просвечивающей электронной микроскопии и микродифракции электронов (электронный микроскоп «JEM-7A», ускоряющее напряжение 80 kV). Электронограммы «косых текстур» получались на малоугловом высокоразрешающем электронографе «ЭМП-100М», при ускоряющем напряжении 75 kV. Угол наклона столика составлял около 55°. Образцы для электронной микроскопии готовились из суспензий, обработанных на ультразвуковом диспергаторе «УЗДН-2Т». В качестве внутреннего стандарта для определения межплоскостных расстояний использовался Al, напыленный непосредственно на пленку-подложку из коллодия. Морфологические особенности зеленых глинистых образований, приклеенных на липкую ленту и напыленных золотом в вакуумной установке «ВУП-4К» при давлении 1–2·10⁻⁴ мм ртутного столба, исследовались на сканирующем электронном микроскопе «JSM-U3». Химический анализ проводился по стандартной методике. Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического

анализа, по зарядам (на 22 аниона), кислородным методом [2].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕЛЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Литологическое описание

По линии профиля (рис. 1) глинистые образования в осадках пролива представлены: комочками, образованными за счет слипания глинистых частиц, обломками глинистых пород, обломками разрушенных слепков раковин фораминифер, копролитоподобными агрегатами (пеллетами), слепками полостей раковин фораминифер, псевдоморфозами по фауне (мшанкам, кораллам, моллюскам). Все эти образования отличаются друг от друга оттенками зеленого цвета различной густоты, степенью окатанности, структурой поверхности и формой зерен. Поверхность их, как правило, разбита серией трещин, возникающих при разбухании слоистых силикатов. Размер зерен от 0.1 до 1 мм (преобладают разности 0.2–0.4 мм). Наибольшее распространение в осадках получили комочки, образованные за счет слипания глинистых частиц, и обломки глинистых пород. Слепки полостей раковин и псевдоморфозы по фауне встречаются в незначительных количествах, а пеллеты – в виде единичных зерен.

В начале профиля в осевой части Западного прохода Корейского пролива (ст. 7696) в поверхностном слое преобладают глинистые комочки, но уже на глубине 0,5 м они уступают место глинистым обломкам.

Комочки, образованные за счет слипания глинистых частиц, представлены зелеными и светло-зелеными разностями лепешковидной, неправильной формы, с волосовидными, извилистыми трещинами. Трещины открытые, полые. В некоторых из них встречаются мелкие обломки карбонатных раковин и чешуйки слюды. Лепешковидная форма и гляцевидная поверхность комочков указывают на их образование *in situ*. При перемещении они бы имели шероховатую поверхность и дробились бы на более мелкие обломки.

Обломки глинистых пород (ст. 7696) преобладают в интервале 56–69 см. Они темно-зеленого цвета, округлой формы, хорошо окатанные, с трещинами, заполненными светло-зеленым глинистым материалом. По-видимому, они древнее комочков и, вероятно, принесены в эту часть пролива Цусимским течением с внешней части шельфа Восточно-Китайского моря или попали в осадки шельфа Японского моря иным путем.

Далее по профилю, на станции J₁, зеленые глинистые обломки представлены: а) разрушенными слепками, б) комочками, образованными за счет сли-

пания тонкой взвеси, в) обломками глинистых пород, принесенными Цусимским течением. Первые имеют на своей поверхности отпечатки раковин, вторые характеризуются лепешковидной и неправильной формой, третьи – зеленого или темно-зеленого цвета, хорошо окатанные, с трещинами, заполненными светло-зеленым глинистым материалом. На глубине 4 м от поверхности дна преобладает третий тип зерен – собственно обломки (хорошо окатанные) глинистых пород. Они подобны таковым ст. 7696. Увеличение их количества, вероятно, связано с изменением палеообстановки (понижением уровня моря в начале климатического минимума). Происходило обмеление пролива, увеличивались скорости течения и транспортировки осадков. В это время меняется и облик зеленых глинистых зерен. В их составе преобладают хорошо окатанные разности, принесенные из Восточно-Китайского моря.

Такие же глинистые обломки пород и хорошо окатанные зерна округлой формы темно-зеленого и желтовато-зеленого цветов распространены на глубине около 2 м от поверхности дна в верхней части материкового склона Японского моря (глубина 180 м).

Примерно в средней части пролива, где отмечаются отдельные поднятия, на ст. 5878 (рис. 1), облик зеленых глинистых образований резко меняется. Они представлены угловатыми, совершенно не окатанными и слабо окатанными (незначительно перемещенными) светло-серыми, зеленоватыми глинистыми обломками, которые образовались за счет абразии дна и размыва уплотненных зеленых глинистых осадков. Поверхность обломков неровная бугорчатая, матовая. Преобладающая часть их с неровными, извилистыми открытыми трещинами. Обломки состоят из глинистых минералов и чешуек слюды, хорошо видимых под биноклем. В некоторых глинистых обломках встречаются и фрагменты карбонатных раковин.

К северо-востоку, на ст. М-215 (рис. 1) облик глинистых обломков почти не меняется. Они не окатанные, угловатые, неправильной формы, с неровной, бугорчатой поверхностью. Вероятно, обломки образованы за счет размыва уплотненных глинистых осадков (зеленых глин).

В конце профиля вблизи острова Хонсю на ст. М-197 количество зеленых глинистых образований в осадках резко возрастает до 10% и более. Увеличение содержания зеленых обломков в терригенных осадках шельфа, по-видимому, связано с размывом так называемых “зеленых туфов”, широко распространенных на побережье [1], и выносом их в прибрежную зону. Тем более, что внешне облик зерен резко отличен от вышеописанных (ст. 5878 и М-215). Они буровато-серого цвета, хорошо окатанные, округлой и слегка вытянутой формы, очень близки по раз-

мерности (преобладают зерна 0.1-0.25 мм), по-видимому, за счет обработки их в зоне волнового воздействия.

Слепки полостей раковин фораминифер среди описываемых зеленых глинистых образований имеют подчиненное значение. В электромагнитной подфракции осадков их примерно в 2–3 раза меньше, чем зеленых обломков глинистых пород. Малое их количество, по-видимому, связано с разрушением (размельчением) слепков во время перемещения по дну.

По линии профиля на ст. 7696 (рис. 1) на поверхности дна в осадках часто встречаются фрагменты (обломки) слепков с отпечатками стенок раковин. Преобладающая часть их светло-зеленого и зеленого цветов (около 70%), другие – темно-зеленого цвета. Светло-зеленые и зеленые обломки обычно с гладкой глянцевой поверхностью, разбиты полыми трещинами неправильной формы. Часть фрагментов слепков с матовой поверхностью, по-видимому, за счет перемещения их по дну придонным течением. У темно-зеленых слепков трещины часто заполнены глинистым материалом. Они, вероятно, древнее светло-зеленых слепков и, по-видимому, принесены течением из Восточно-Китайского моря. На глубине 0.5 м от поверхности дна на этой станции темно-зеленые слепки присутствуют в единичных экземплярах.

На ст. J₁ облик слепков не меняется. Они большей частью раздроблены на фрагменты, с сохранившимися отпечатками раковин. Здесь преобладают желтовато-зеленые и зеленые слепки, очень редко встречаются темно-зеленые (около 2-3%).

В средней части пролива (ст. 5878 и М-215) и у о-ва Хонсю (ст. М-197) слепки раковин фораминифер и их фрагменты почти не сохраняются. По-видимому, глинистые осадки размываются Цусимским течением, а скорости таковы, что осадки переносятся в более спокойную часть Японского моря (Цусимскую котловину).

Псевдоморфозы (зеленые глинистые образования), развитые по мшанкам, коралловым остаткам, моллюскам, встречаются в осадках на поверхности дна по линии профиля на всех станциях вместе со слепками раковин фораминифер. Они представлены в виде хорошо окатанных, реже угловато-овальных зерен размером 0.1–0.5 мм. Зерна уплощенные, удлиненные, неправильной формы с хорошо сохранившимися структурами мшанок, кораллов, раковин моллюсков. Цвет зерен буровато-зеленый (преобладают), желтовато-зеленый. У обломков раковин моллюсков часто с одной стороны раковины цвет белый, с другой – зеленый. Псевдоморфозы, развитые по карбонатному материалу каркаса мшанок и кораллов, сохраняют пористую структуру. Они полностью замещают карбонатный материал скелета и вы-

полняют трубчатые полости. В карбонатных раковинах моллюсков они обычно развиты по внешней части раковины. Зерна псевдоморфоз по мшанкам и кораллам – без трещин, а раковин моллюсков на замещенной стороне – обычно с трещинами. Поверхность зерен глянцевая и матовая.

Рентгеноструктурный анализ

Рентгеноструктурный анализ показывает, что минералы в зеленых глинистых образованиях, вне зависимости от генезиса, морфологии и цвета, представлены диоктаэдрическим смектитом и не-

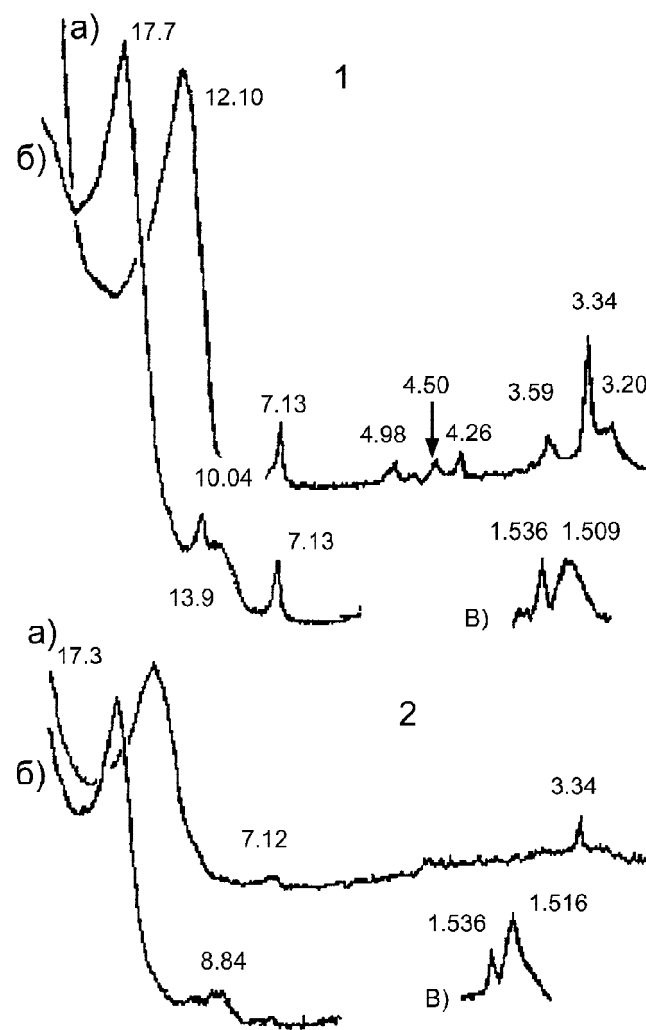


Рис 2. Рентгеновские дифрактограммы.

1 – хорошо окатанные глинистые обломки (ст. М-215), представленные диоктаэдрическим смектитом и смешаннослойными образованиями типа смектит-гидрослюда (80:20). В виде примеси отмечаются хлорит, гидрослюда, кварц и плагиоклаз. 2 – слепки раковин фораминифер (ст. 7696), имеющие аналогичный состав, но с малой долей примесных компонентов.

а) ориентированный препарат; б) насыщенный этиленгликолем; в) рефлекс 060. Отражения даны в ангстремах.

упорядоченными смешаннослойными образованиями типа смектит – гидрослюда (рис. 2). Существуют незначительные отличия в степени упорядочения смектита, соотношении переслаивающихся компонентов (смекти т– гидрослюда от 80:20 до 50:50). По содержанию терригенных примесей (гидрослюда, хлорит, кварц и плагиоклаз) можно выделить две группы. К первой группе отнесены зеленые *обломки* глинистых пород (рис. 2.1) с содержанием терригенного материала приблизительно 3–5%. Во вторую входят все остальные зеленые образования (*комочки, слепки и псевдоморфозы*), в которых примеси других минералов (кроме кальция) практически отсутствуют (рис. 2.2).

Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ)

При рассмотрении в сканирующем электронном микроскопе *обломки* по форме поверхности подразделяются на две группы. К первой относятся хорошо окатанные разности (рис. 3а) с гладкой глянцевой поверхностью (ст. М-197), которая разбита трещинами синерезиса (рис. 3б). Иногда на ней заметны полости растворения (?). Во вторую группу отнесены неокатанные обломки (ст. М-215 и 5878) с резкими гранями и формой, близкой к призматической (рис. 3в).

Форма *комочков* аналогична таковой для первой группы обломков. При больших увеличениях видно, что гладкие поверхности сформированы мелкими частицами глинистого материала. В полостях и трещинках, на поверхности сколов обнаруживается биогенный материал различной степени сохранности (ст. М-215, рис. 3г). Содержание биогенного материала в комочках светло-зеленого цвета выше, чем в темно-зеленых. Часть биогенного материала относится к остаткам диатомовых водорослей, кокколитофорид и динофлагеллят. На рис. 3г показана эпитека диатомеи, предположительно *Thalassiosira oestrupii* или (*pacifica*), частично заполненная фрагментами панцирей кокколитофорид. На рис. 4а в центре видна эпитека панциря динофлагелляты, предположительно *Dinophysis sphaerica*, а на рис. 4б – кокколитофориды рода *Coccolithus pelagicus* (?). Здесь же обнаружен неокатанный обломочный материал (скорее всего, кварц), частично покрытый глинистым веществом.

Просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ)

В *обломках* (наиболее типичный образец – ст. М-215) смектит доминирует, а слюда присутствует в подчиненном количестве. Смектит представлен несколькими морфологическими типами: а) облако-видным с размытыми контурами (рис. 4в); б) спутанно-чешуйчатым с изрезанными краями, прозрачны-

ми для электронов, обнаруживающий морфологические особенности внутри ограничивающего контура (рис. 4г) и в) массивными (толстыми) частицами с изрезанными краями, характерными для спутанно-чешуйчатых частиц, не прозрачных для электронов (рис. 5а).

К слюде (гидрослюде) относятся хорошо окристаллизованные частицы (ст. 5878), имеющие по части периметра резкие, выровненные границы. Обычно такие частицы представлены монокристаллами (рис. 5б). В образце ст. М-215 обнаружены единичные частицы, имеющие многочисленные перегибы и складки, аналогичные по морфологическим признакам частицам прохлорита (*prochlorite*), описанным К.М.Хеннингом (Henning) и М.Штеппом (Störr) [11] (рис. 5в).

В других образцах (М-197/1 и 5878) морфологические формы смектита и гидрослюда аналогичны вышеупомянутым. В них обнаружены круглые частицы (рис. 5г). Подобную форму имеют окислы железа и оплавленные шарики кварца. Частица пирита с близкой к квадратной формой сечения в плоскости фотографии (рис. 6), была встречена в образце ст. 5878.

Электроннография косых текстур

Электроннограммы косых текстур образцов ст. М-215, М-197/1 и 5878 характеризуются отсутствием хорошо различимых рефлексов hk_l . На первом эллипсе отсутствуют рефлексы типа 02_l , 11_l и наблюдается только фон диффузного рассеяния. Рефлексы второго эллипса практически отсутствуют. Описанные свойства электроннограмм говорят о низкой степени (структурной упорядоченности) структурного совершенства изученного минерала. Параметр b , определенный для образцов М-215, М-197/1 и 5878, равен 9.07, 9.02, 9.09 Å, соответственно.

Химический состав

Химический состав зеленых глинистых образований оказался довольно близким. Кристаллохимические формулы (табл. 1), полученные методом пересчета на 22 аниона, также оказались близки и аналогичны приведенным ранее для слепков Южно-Восточно-Китайского морей [6, 7]. Согласно классификации, предложенной для смектитов [3], исследуемые минералы занимают промежуточное положение между Fe-Al-бейделлитами и тетракремнийнонтронитами, и их можно отнести к группе тетракремниевых нонтронитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, исследуемые зеленые глинистые образования Корейского пролива независимо от генезиса, морфологии и цвета представлены плохо окристаллизованным диоктаэдрическим смектитом

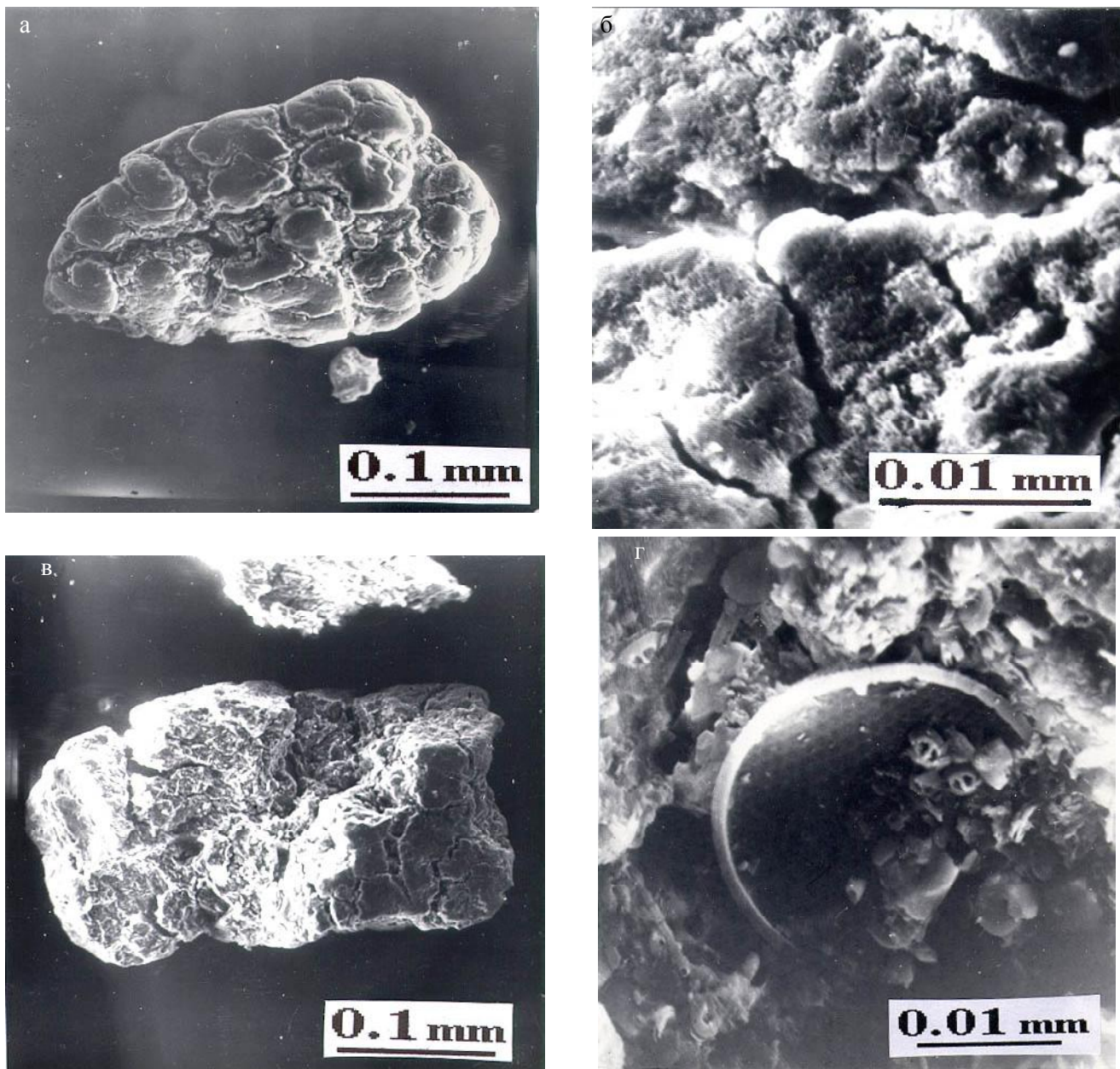


Рис. 3. Микрофотографии (сканирующий электронный микроскоп).

а – хорошо окатанные обломки, ст. М-197/1; б – их поверхность, с трещинами синерезиса и полостями растворения; в – угловатые, плохо окатанные обломки, ст. 5878; г – органические остатки в комочках, ст. М-215, эпитека раковины диатомеи, предположительно *Thalassiosira oestrupii* или (*pacifica*), частично заполненная фрагментами панцирей кокколитофорид.

типа нонтронита и разупорядоченными смешанно-слоистыми образованиями типа смектит – гидрослюда (от 80:20 до 50:50).

Обломки глинистых пород Корейского пролива по минеральному и химическому составу отличаются от таковых Восточно- и Южно-Китайского морей, хотя также имеют, вероятно, терригенную природу. На это указывает присутствие смектита различной морфологии и находка прохлорита, который

как породообразующий минерал присутствует в метаморфизованных хлоритовых сланцах, а также встречается при гидротермальных преобразованиях биотита, пироксена и амфиболов [11]. Обломки гетерогенны. Среди них можно выделить две группы. Первая группа обломков (хорошо окатанные) может быть терригенной, если она образована за счет разрушения “зеленотуфовой толщи”, распространенной на побережье. Глинистые минералы в ней могли

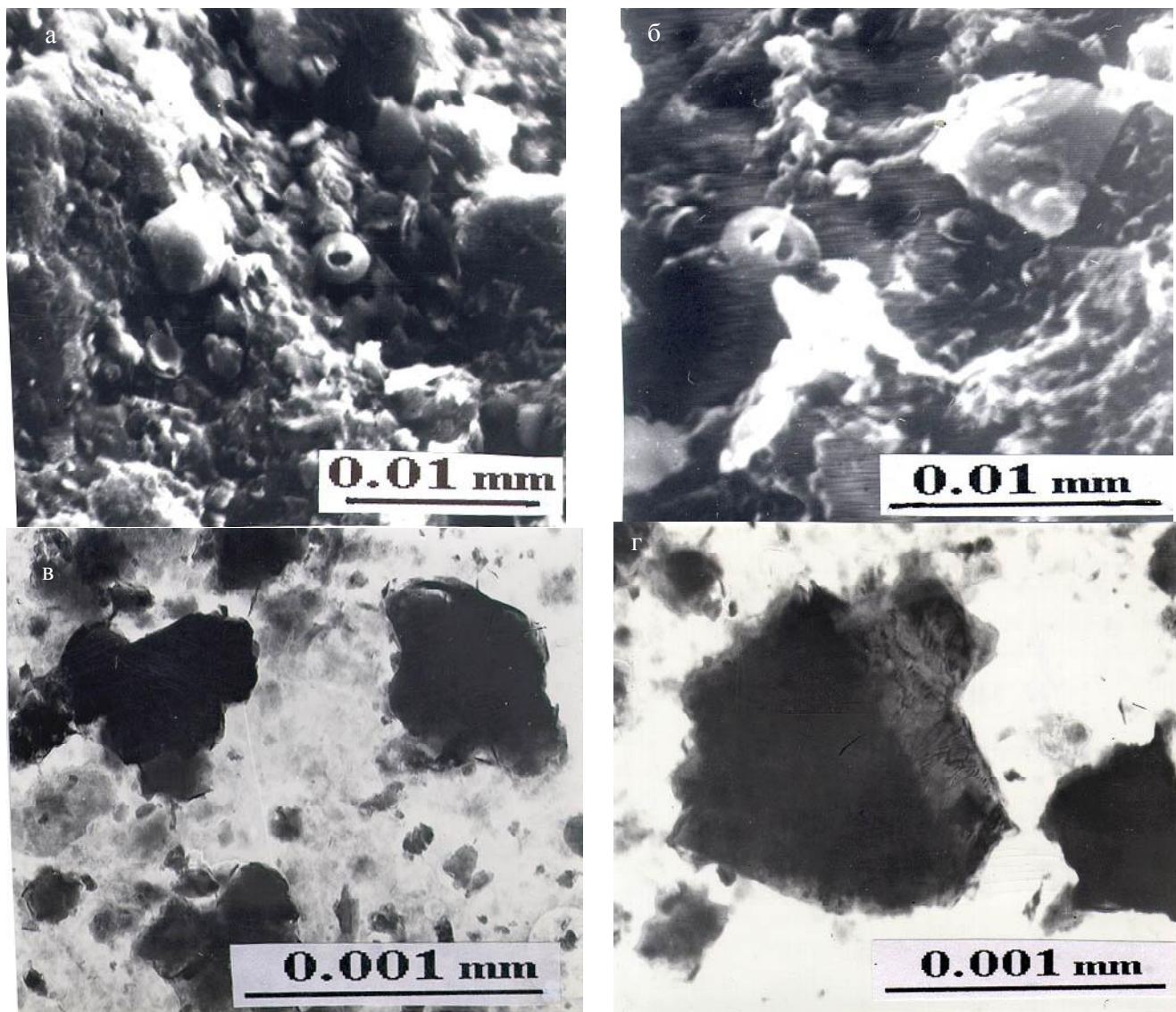


Рис. 4. Микрофотографии (а, б – сканирующий электронный микроскоп; в, г – просвечивающий электронный микроскоп).

а – ст. М-215, эпитека панциря динофлагелляты, предположительно *Dinophysis sphaerica*; б – кокколитофориды рода *Coccolithus pelagicus* (?) и неокатанный обломочный материал (скорее всего, кварц), частично покрытый глинистым веществом; в – ст. М-215, облаковидные, с четкими краями, спутанно-чешуйчатые частицы смектита, не прозрачные для электронов; г – там же, частицы с размытыми гранями, обнаруживающие морфологические особенности внутри ограничивающих их контуров.

быть низкотемпературными (100–150 °С), поскольку она подверглась эпигенетическому преобразованию. Вторая группа обломков (плохо окатанные), вероятно, была получена за счет размыва и переотложения осадочных и метаморфических пород (прохлорит) прилегающей суши.

Комочки, образованные за счет слипания глинистых частиц, очевидно, седиментационные по происхождению. Наличие в них органических остатков свидетельствует о том, что они образовались *in situ* и не были подвержены глубокому диа-

генетическому воздействию, поскольку органика почти не изменена.

Сленки раковин фораминифер по составу и генезису не отличаются от таковых Восточно- и Южно-Китайского морей [6, 7] и имеют седиментационно-диагенетическую природу.

Псевдоморфозы по фауне, как и вмещающие их осадки, реликтовые, позднплейстоценового возраста. Они могли возникнуть только после отмирания фауны и захоронения ее в слое осадков. В восстановительных условиях при недостатке кислорода и присутствии органического вещества происходила

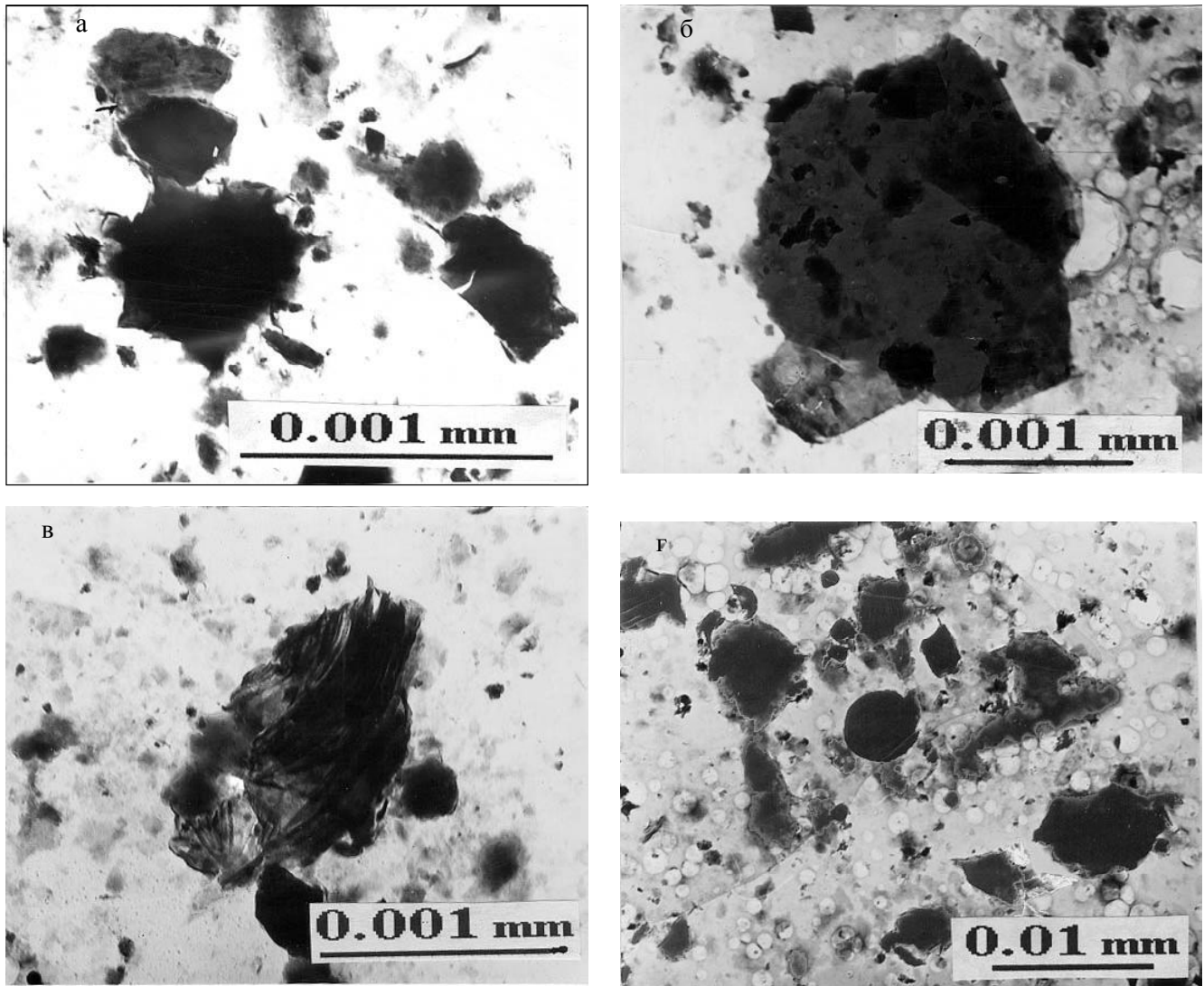


Рис. 5. Микрофотографии (просвечивающий электронный микроскоп).

а – ст. М-215, массивные, спутанно-чешуйчатые частицы смектита, не прозрачные для электронов; б – изображение хорошо окристаллизованных частиц слюды, ст. 5878; в – ст. М-215, единичные частицы прохлорита; г – ст. 5878, округлые частицы (шарики оплавленного кварца или оксиды железа?).

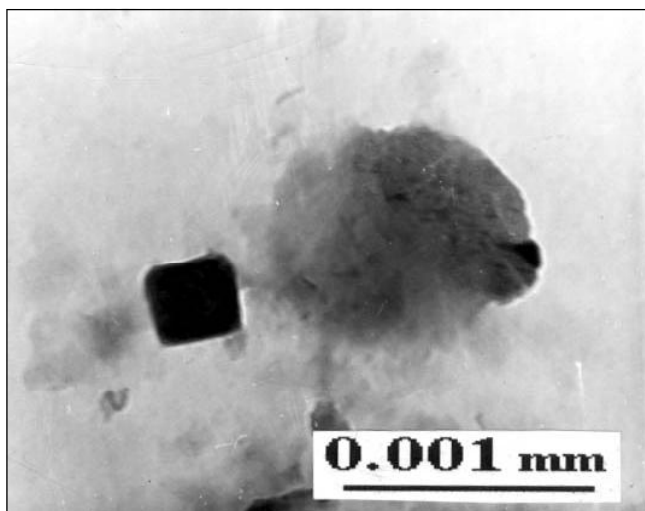


Рис. 6. Ст. 5878. Электронномикроскопическое изображение частицы пирита, с формой сечения на фотографии, близкой к квадратной.

Таблица. Результаты химического анализа обломков и их перерасчет на кристаллохимическую формулу.

Компонент	M-197/1	M-215	5878
Химический состав, мас. %			
SiO ₂	50,13	54,45	53,55
Al ₂ O ₃	6,4	8,79	7,28
Fe ₂ O ₃	19,79	17,77	17,22
TiO ₂	0,3	0,36	0,4
MnO	0,03	0,02	0,02
MgO	4,24	3,22	4,6
CaO	3,12	2,0	3,12
Na ₂ O	0,86	1,51	1,46
K ₂ O	2,03	2,67	2,24
P ₂ O ₅	0,2	0,27	0,2
H ₂ O	12,9	8,94	9,91
Перерасчет на кристаллохимическую формулу			
Si	3.77	3.86	3.84
^{IV} Al	0.23	0.14	0.16
^{VI} Al	0.35	0.59	0.46
Fe ³⁺	1.12	0.94	0.95
Mg	0.48	0.34	0.48
Ti	0.02	0.2	0.2
Mn	0.002	0.001	0.001
P	0.01	0.16	0.01
Ca	0.25	0.15	0.24
Na	0.13	0.21	0.2
K	0.2	0.24	0.21

трансформация скелетов мшанок, кораллов и частично раковин моллюсков и замещение их глинистыми минералами. В дальнейшем при перемыве и транспортировке осадков частично или полностью замещенные глинистыми минералами раковины, мшанки и кораллы дробились на обломки и окатывались, приобретая округло-овальную, уплощенную форму, с сохранившимся на поверхности структурным рисунком. *Псевдоморфозы* по фауне (мшанкам, кораллам и обломкам раковин) образовались в процессе диагенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В Корейском проливе, в отличие от Южно- и Восточно-Китайского морей, минеральные составы зеленых глинистых образований (*комочков, обломков пород, слепков и псевдоморфоз по фауне*) оказались близки. Они представлены диоктаэдрическим смектитом типа тетракремнийнонтронита и неупорядоченными смешаннослойными образованиями типа смектит – гидрослюда с меняющимся соотношением переслаивающихся пакетов. *Обломки* в качестве примеси (3–5%) обычно содержат терригенные минералы: кварц, плагиоклаз, гидрослюда, хлорит и др. *Слепки* раковин фораминифер и *псевдоморфозы* посторонних примесных минералов почти не содержат.

2. Такой однородный минеральный состав кажущихся на вид различных образований (*комочков, обломков пород, слепков полостей раковин и псевдоморфоз по фауне*), по-видимому, связан с одинаковыми условиями, в которых они существовали. Минералы *обломков* осадочных и метаморфических пород, вероятно, деградировали в морской среде до смектита. *Комочки*, образованные за счет агломерации частиц, и *слепки* раковин фораминифер сложены тонким пелитовым материалом. Этим материалом могли частично заполняться и полости в скелетных остатках фауны. При диагенетических изменениях, в восстановительной обстановке происходит преобразование терригенного, глинистого материала и трансформация пелитоморфного и рентгеноаморфного вещества в диоктаэдрический смектит типа тетракремнийнонтронита. Это, вероятно, осуществимо на ранней стадии диагенеза в присутствии органического материала. Следовательно, генезис *обломков* глинистых пород – терригенный, *комочков* и *слепков* седиментационно-диагенетический, *псевдоморфоз по фауне* – диагенетический.

3. По-видимому, возможен единый механизм седиментационно-диагенетического формирования тетракремнийнонтронита на шельфе и материковом склоне окраинных морей северо-западной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов. М: Мир, 1968. 720 с.
2. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
4. Липкина М.И. Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 22–30.
5. Марков Ю.Д. Южно-Приморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток, 1983. 127 с.
6. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южновьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 350–358.
7. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н., Середина Н.А. Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 109–115.
8. Скопинцев Б.А. Закономерности разложения (минерализации) органического вещества отмершего планктона // Вод. ресурсы. 1976. № 2. С. 150–156.
9. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.
10. Emery K.O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels

- of the East China Sea // CCOP, Techn. Bull. 1971. V. 5. P. 384–390.
11. Henning K.H., Störr M. Electron micrographs (TEM, SEM) of clays and clay minerals. Berlin: AkademicVerlag, 1986. 343 p. (Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften).
 12. Honjo S., Emery K.O., Yamamoto S. Non-combustible suspended matter in surface waters of Eastern Asia // Sedimentology. 1974. V. 21, N 4. P. 555–575.
 13. Inoue E., Nakao S., Kamata Y. et al. Goto-Nada Sea and Tsushima Strait investigations, northwestern Kyushu. Kawasaki, 1975. 68 p. (Geol. Surv. Japan, Cruise Report; N 2).
 14. Palaeogeographic Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic Vol. 2. Maps. The Robertson Group plc, Llandudno, Gwynedd LL30 1SA United Kingdom. Geological Institute, Academy of Sciences, USSR. 1992. 110 maps.

Поступила в редакцию 27 ноября 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, A.N. Derkachev, N.N. Barinov

Minerals of the green clay formations in the sediments of the Korean Strait

Distribution and mineral composition of the green clay formations have been studied for the first time along the profile line in a wide part of the Korean Strait. It has been established that mineral composition of the sedimentary rock fragments, lumps, moulds of test cavities of foraminifera, and pseudomorphism from fauna, has appeared homogeneous and is represented by dioctahedral smectite (tetrasiliceous nontronite), and at a lesser degree by mixed-layered smectite-illite. It appears that moulds of the test cavities of foraminifera in the South China and East China seas have the same mineral composition. It is concluded that tetrasiliceous nontronite on the shelf and continental slope of marginal seas in the northwestern Pacific might have a common mechanism of sedimento-diagenetic formation.

МИНЕРАГЕНИЯ

УДК [550.4:553.411](571.5)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС УЛАХАН-СИССКОГО, КУЛАРСКОГО И ХАРАУЛАХСКОГО ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛОВ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

И.Я. Некрасов, Г.Г. Лихойдов, Л.П. Плюснина, Т.В. Кузьмина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Рассмотрены особенности золоторудной минерализации в углеродсодержащих осадочных толщах северо-западной части Верхоянской складчатой области. С целью оценить влияние метаморфизма на перераспределение углерода и золота в процессе генезиса месторождений в диапазоне 20–500°C под общим давлением 1 кбар изучена хемосорбция Au на углеродистом веществе (УВ). Установлено, что сорбционная емкость ароматизированного УВ растет параллельно температуре, а накопление Au в черносланцевых толщах определяют металлоуглеродные связи типа Au – С. Сделан вывод о сингенетично-эпигенетическом характере описанных месторождений, что позволяет отнести их формирование к осадочно-флюидно-метаморфогенному типу.

Ключевые слова: золото, оруденение, черные сланцы, битумоиды, разложение органики, Верхоянский хребет.

В последнее десятилетие резко возрос интерес геологов к углеродсодержащим комплексам, вмещающим благороднометалльную минерализацию. В этом плане пока еще слабо изученной остается северо-западная часть Верхоянской складчатой области, примыкающая к Сибирскому кратону. В структурном отношении Хараулахский, Улахан-Сисский и Куларский рудные узлы входят в Верхоянский складчато-надвиговый пояс Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 1). Улахан-Сисский узел шириной 10–15 км расположен на левом побережье р. Яны и протягивается в субмеридиональном направлении на 100 км. Он занимает центр Улахан-Сисского горст-антиклинария, западная часть которого сложена тарбаганнахской свитой нижней перми мощностью 1900–2200 м. Свита представлена переслаиванием углисто-глинистых и алевролит-глинистых сланцев с двумя пачками полимиктовых песчаников. Выше согласно залегает туогучанская свита алевролит-глинистых сланцев верхнего отдела перми мощностью 750–900 м. Наиболее крупные рудопроявления тяготеют к верхним горизонтам тарбаганнахской свиты [19]. Триас представлен индским, оленекским и анизийским отделами. Индский и анизийский сложены углисто-глинистыми сланцами, оленекский – мелкозернистыми песчаниками. Разрез перекрыт мощной кайнозойской корой выветривания, формирование которой началось в эоцене, продолжилось в раннем и среднем олигоцене, миоцене (омо-

лойская свита) и закончилось в раннем плиоцене. Наиболее интенсивно кора выветривания развивалась по зонам дробления и представлена ныне каолинит-гидрослюдистым минеральным типом. Ее общая мощность в палеодолинах ручьев Улахан-Онкучах, Мархай-Юрэгэ, Иэкийэс, на правой террасе рек Бургуата и Улахан-Кюгулюра достигает 45–50 м. Содержание россыпного золота в коре выветривания достигает: в классе до 0,001 мм – 1–5 г/т и 0,01–0,1 мм – до 100 мг/т.

В своде Улахан-Сисской субмеридиональной горст-антиклиналии установлена положительная гравитационная аномалия, предположительно фиксирующая на глубине 1–2 км купол нескрытой интрузии гранитоидного состава. Параллельно аномалии в том же направлении прослежена зона пирротинизации с густой сетью кварцевых прожилков. Юг Улахан-Сисской структуры прорван Солурским штоком биотитовых гранитов, имеющим в плане форму овала длиной 670 и шириной 630 м, длинная ось которого ориентирована на север. Шток пересекается пятью дайками длиной от 2,5 до 3 м, две из которых сложены лампрофиром, а три – диоритовым порфиритом. Вокруг гранитов сформировался ореол контактово-метасоматических биотитовых роговиков мощностью 350–400 м с тончайшими кварцевыми и кварцево-сульфидными прожилками. Возраст золото-кварцевого оруденения догранитный [8].

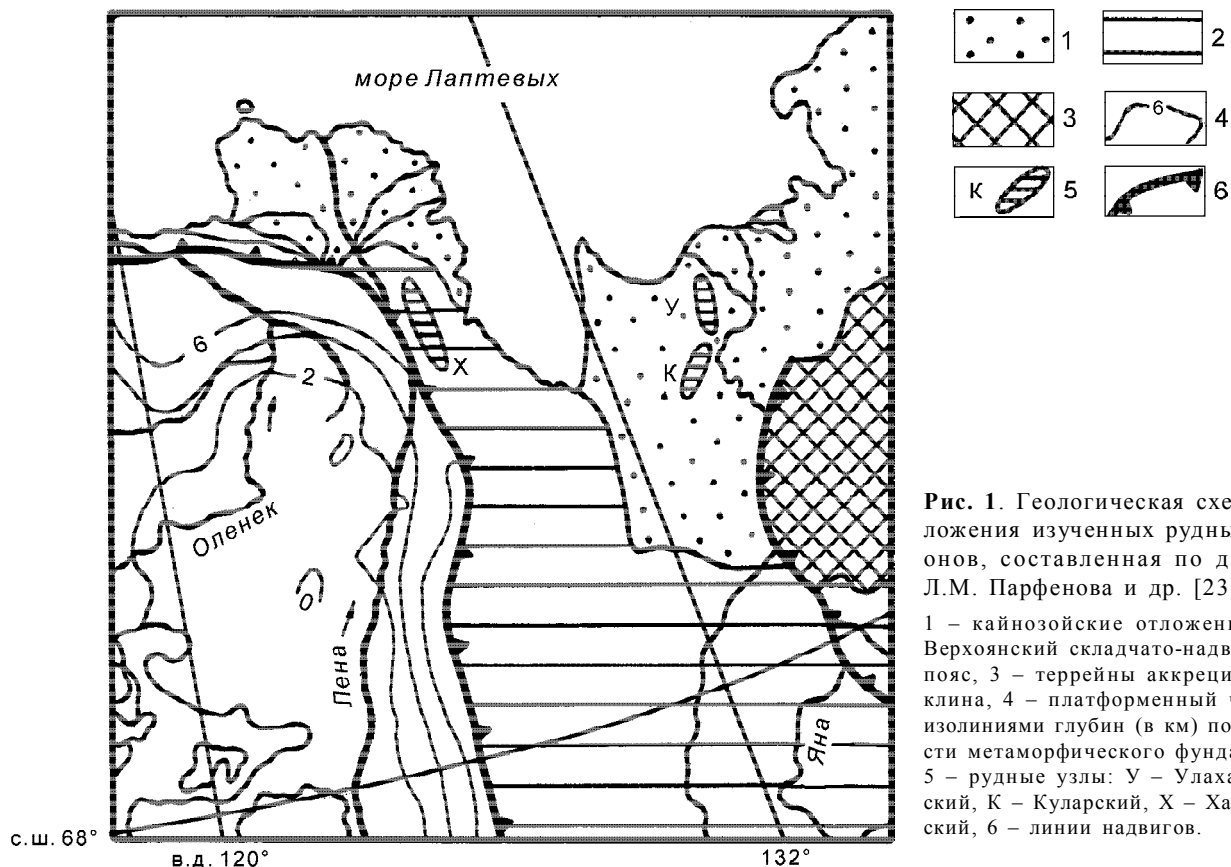


Рис. 1. Геологическая схема положения изученных рудных районов, составленная по данным Л.М. Парфенова и др. [23].

1 – кайнозойские отложения, 2 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 3 – террейны аккреционного клина, 4 – платформенный чехол с изолиниями глубин (в км) поверхности метаморфического фундамента; 5 – рудные узлы: У – Улахан-Сисский, К – Куларский, Х – Хараулахский, 6 – линии надвигов.

Геология и минеральный состав Куларского золоторудного узла детально описаны в работах [1, 10, 12]. В рудах золото-кварцевых месторождений зафиксирована следующая последовательность формирования минеральных ассоциаций: арсенопирит-пирит-кварцевая → золото-полиметаллическая → кальцитовая. На золото-серебряных месторождениях этот ряд приобретает вид: арсенопирит-пирит-кварцевая → сульфосолюно-полиметаллическая → каолинит-кальцитовая. К центру рудного поля тяготеют золото-серебряные месторождения Кюсентай, Мастах и Альфа, последнее из которых заслуживает особого внимания. Оно размещается в зоне дробленых графит-углеродистых сланцев, слабо сцементированных битуминозным цементом, и протягивается примерно на 3 км, при мощности 7–15 м. Месторождение приурочено к триасовому горизонту углеродистых сланцев, содержащих от 30 до 80 мг/т золота, и является стратиформным [15]. Диагенез и последующий метаморфизм перераспределили золото и углерод отложений. Обильный графитизированный материал сланцев содержит до 2,3–4,8 г/т золота. Эпизодически в углеродистых сланцах фиксируются штокверковые зоны дробления с сериями кварцевых жил мощностью до 2,7 м, удаленных друг от друга на 3–20 м. По сути, подобные участки представляют со-

бой рудные столбы, где содержание золота и серебра достигает 25–30 г/т и 3 кг/т, соответственно. Участки наиболее продуктивного золото-серебряного оруденения обогащены углеродистым веществом (УВ). Концентрация углерода в подобных зонах дробления составляет 1,5–3,5, в отдельных случаях – до 10 вес.%. Нерудные компоненты жил – кварц и кальцит с обломками графит-углеродистых сланцев составляют 60–65% их объема, остальное приходится на долю сульфидов и сульфосолей. Количество золота, связанного с углеродистым и битуминозным веществом, составляет, по нашим данным, около 5 г/т. Присутствие в подобной обстановке темно-серого кварца с обильными включениями тонкокристаллического арсенопирита и графитизированного УВ служит поисковым признаком тонкодисперсного золота. Минералы серебра и позднего золота (кюстелит, айтенбогардит, петровскиит) отложились на низкотемпературной стадии гидротермального процесса в количестве до 130–200 г/т.

Золото-серебряное месторождение Мастах расположено к югу от месторождения Альфа на восточном фланге Джуотукского рудного узла. Вмещающие его породы представлены известковистыми и углистыми алевролитами с повышенным содержанием углерода [12]. В 13 км к юго-западу от месторождения обнаже-

ны граниты Кэрэхского массива, с которыми, по-видимому, связан метаморфизм вмещающих пород в РТ-условиях фации зеленых сланцев. Основная рудовмещающая структура – Мастахский региональный сдвиг северо-восточного простирания. Проявления золоторудной минерализации контролируются Куйгинской системой сбросо-сдвигов северо-западного простирания. Зона минерализации приурочена к сложной системе кварцевых жил, пересекающих милонитизированные, графитизированные и пиритизированные сланцы. Золото-серебряное оруденение приурочено к гидротермалитам лежащего бока тектонической зоны. Золото здесь низкопробное, серебристое с примесью мышьяка, сурьмы и ртути. Отличительная особенность месторождения Мастах – наложенный рудогенез, вызванный внедрением дайкового комплекса риолит-трахидацитового состава в позднем мелу – палеогене [12]. Все это обусловило полигенный и полихронный генезис месторождения. Южнее, по мере удаления от очага метаморфизма, зона дробления затухает и содержание золота в рудных телах заметно снижается.

Количество жил и минерализованных зон дробления на месторождениях резко возрастает вблизи центра Улахан-Сисского золоторудного узла. Здесь появляются рудные участки с концентрацией золота в десятки г/т, соответствующие по запасам месторождениям средней величины. Некоторые из них уже сейчас рентабельны. Пять месторождений – Кыллахское, Лево-Бургуатское, Право-Бургуатское, Эстакадное и Эмисское отнесены к группе легко осваиваемых. Наиболее крупное и разрабатываемое – Кыллахское – приурочено к северо-восточному нарушению, ориентированному по простиранию углисто-битуминозных сланцев. Кварцевые жилы с золотом развиты здесь в зонах межпластовых срывов. Рудные столбы тяготеют к местам пересечения жил с зонами крутопадающих нарушений. Длина первой жилы достигает 1100 м, второй и третьей – 870 и 780 м, соответственно. Мощность первой жилы колеблется от 3,8 до 4,1 м, второй и третьей составляет 2,5–2,7 м. Все они прослежены бурением на глубину 340 м, при этом с глубиной мощность жил возрастает до 4,6 м. Строение жил полосчатое, что предполагает участие коллоидных растворов в формировании подобных рудных тел. Не исключено также внедрение в систему трещин кремнекислотного раствора-расплава, цементирующего обломки дробленых песчаников и углисто-битуминозных сланцев, доля которых составляет от 5 до 25% объема жилы. На месторождении Кыллах, помимо трех жил и двух зон дробления со средним содержанием золота 27 г/т и около 12 г/т, соответственно, слабая минерализация затронула также зону смятия длиной более 2 км и шириной до 20 м. Куларский рудный узел распола-

гается к югу от Улахан-Сисского и объединяет пять месторождений золота в 5–7 км друг от друга. В цокольной террасе прииска Кулар обнаружена широтная зона дробления, которую на расстоянии 260 м сопровождает жила мощностью до 2,7 м с содержанием золота от 50 до 240 г/т. Менее протяженные жилы, но с более высоким содержанием золота обнаружены также на других месторождениях. В частности, на Право-Бургуатском – три коротких (240, 180 и 85 м) маломощных рудных тела содержат золото в количестве 43, 46 и 35 г/т, соответственно. На Эстакадном и Эмисском рудных полях встречено полтора десятка жил и зон дробления, которые детально не изучались. Опробование шести жил Эстакадного месторождения позволило установить в них золото в количестве от 5 до 18 г/т. Значительная часть этих жил и зон дробления переходит в мощные (5–8 м) штокверковые тела с пониженным содержанием таких компонентов, как Au, Pb, Zn и др. Среди песчаников и углисто-глинистых сланцев Эмисского рудного поля развиты зоны смятия, насыщенные маломощными прожилками кварца с богатой вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов. Мощность их, включая обломки ксенолитов с каемками сульфидов и золота, не превышает 1,5 м.

В долине реки Онкучах и по ручью Улахан-Онкучах на протяжении 1200 м вскрыта мощная крутопадающая зона дробления меридионального простирания, включающая 4 жилы на расстоянии 5–7 м друг от друга. В 12 м от зоны дробления вскрыта бурением и прослежена горными выработками жила антимонита с высоким содержанием золота (табл. 1). Совокупность этой и четырех других сульфидно-кварцевых жил позволяет выделить самостоятельный рудный Улахан-Онкучахский узел. Материал четырех меридиональных сульфидно-кварцевых жил включает от 15 до 25 объем.% сланцев в виде обломков сечением 5–35 см. Местами вокруг последних фиксируются узкие каемки пирита, халькопирита, галенита, иногда золота. Собственно жильный материал представлен кварцем двух генераций: темным, насыщенным пиритом, и прозрачным – хрусталевидным. Одна из сульфидно-кварцевых жил мощностью 3–3,5 м, с многочисленными ксенолитами и сульфидами по зальбандам прослежена бурением на 450 м по простиранию. Три другие, примерно одинаковой мощности (1,5–1,7 м), протягиваются вдоль зоны по всей её длине. Все жилы крутопадающие (70–75°), вдоль антимонитовой жилы прослежен сброс. Палеодолина, где расположен рудный узел, выполнена каолиновой корой выветривания мощностью 20–30 м с россыпным золотом и аутигенным фосфатом – куларитом (LaPO_4), содержание которого достигает 4 кг/м³. В россыпях Улахан-Сисского района этот

Таблица 1. Содержание золота (г/т) в минералах разных золоторудных полей.

Месторождение*	Минерал	Мин.	Макс.	Среднее	N
Урусалах	пирит	0,3	30	9	24
Альфа	пирит	0,3	12	6	17
Кыллах	пирит	0,2	9	7	37
Хараулах	пирит	0,06	25	17	11
Кыллах	арсенопирит	3	87	33	24
Урусаллах	арсенопирит	28	257	135	76
Альфа	арсенопирит	8	42	21	12
Онкучан	антимонит	578	649	624	5
Правый Бургат	халькопирит	64	74	69	6
Кыллах	галенит	7	114	74	10
Хараулах	битумы	50	52	51	2
Хараулах	иллит	0,003	0,007	0,005	3

Примечание: * - пробы сульфидов отбирались из кварцевых прожилков в черных сланцах на месторождении Альфа; из углеродсодержащих сульфидизированных алевролитов на рудопроявлении Хараулах; из кварцевых прожилков, секущих измененные углеродистые алевролиты, в остальных случаях; N - число проб.

Спектрохимический анализ выполнен в Институте геологии ЯФ РАН, аналитик В. С. Сукнев.

минерал – спутник золота [18] образует мелкие овальные зерна в сростках с карбонатом до 0,3 см. Самая богатая россыпь куларита прослежена в зоне Улахан-Онкучанского разлома и содержит до 5–7 г/м³ золота.

Улахан-Сисскому рудному полю в целом свойственна тенденция укрупнения золотых зерен от ранних генераций к поздним. При этом наиболее ранние генерации золота ассоциируют с криптозернистым арсенопиритом. Укрупнение выделений золота коррелируется с таковым зерен кварца, арсенопирита, антимонита, сфалерита, блеклых руд, галенита и киновари. Параллельно выделения золота меняют пластинчатый облик на лепешковидный, приобретая, наконец, ромбододекаэдрический габитус. В руде Онкучанских жил эмульсионно-вкрапленное золото цементируют антимонит, тонкозернистый арсенопирит, ртутистое золото с антимонитом и киноварью. Пробность золота в Улахан-Сисском узле постепенно снижается в направлении от ранних стадий формирования залежей к более поздним, что наиболее свойственно Кючюскому месторождению. Здесь пробность золота в ассоциации с мелким (2–3 мм) арсенопиритом составляет 920–940, понижаясь до 780 в присутствии более крупных его зерен. На заключительной стадии гидротермального процесса вместе с галенитом и карбонатом отлагается золото 720–800 пробы.

По восточному обрамлению Сибирской платформы, на северо-западе Верхоянской складчатой области, от посёлка Хамныр на реке Омолой до моря Лаптевых простирается Хараулахский рудно-россыпной золотоносный узел. Рудный участок Дьянды представлен зоной интенсивной тектонической проработки с серией кварцевых жил и прожилков. В направлении главной Хараулахской горст-антиклинали кроме него на удалении 0,2–0,7 км друг от друга располагаются еще 5 аналогичных зон смятия и раз-

вальцевания. Все они локализованы в графитовых и углисто-глинистых сланцах пермского возраста. В пределах наиболее изученного участка Дьянды обнажается зона шириной 100 и длиной до 700 м, включающая сильно перетертые кварцевые жилы. Всего в зоне смятия можно говорить о 6 рудных телах, расположенных с промежутками 2,5–3,5 м друг от друга, при мощности 1–1,7 м, которые мы называем ловушками. Одно из них, мощностью 1,7 м, прослежено на 120 м. Содержание Au в названной серии тел по данным сплошного опробования менялось от 3 до 134 г/т, составляя в среднем из 124 проб – 12 г/т. На Au опробована также зона шириной около 100 м прокварцованных битуминозных глинистых сланцев и овоидных фосфоритов, вскрытая у обрывов ручья Дьянды. Всего здесь отобрано 160 проб, 87 из которых содержали Au. Из числа последних в 64 концентрации Au менялась от 2 до 8, составляя в остальных 0,5–1 г/т. Эти линии сплошного опробования позволяют считать зону в ручье Дьянды перспективной на мелкое до дисперсного золота. Подобные зоны окварцованных милонитов известны практически на всем расстоянии до поселка Няйда на побережье моря Лаптевых.

Содержание Au в минералах пород из золоторудных полей рассматриваемых районов сведено в табл. 1. В Хараулахских углисто-глинистых битуминозных сланцах обычно присутствует иллит, и некоторая часть дисперсного золота может быть связана с ним. Таким образом, несмотря на то, что многие образцы, взятые в ходе сплошного опробования, видимого золота не обнаружили, связь его с углстыми и глинистыми составляющими позволяет считать милонитизированные углисто-глинистые сланцы в целом перспективными на золото.

Названные месторождения и проявления золота иллюстрируют приводимые ниже общие признаки комплексных месторождений благородных металлов

в углеродсодержащих терригенных толщах, рассмотренные работой [11]:

- приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим толщам и горизонтам углеродсодержащих пород;
- локализация оруденения в горстовых купольных структурах, осложненных системами разрывных нарушений;
- проявление гранитоидного магматизма в сопровождении даек повышенной основности диоритового и лампрофирового рядов;
- зеленосланцевый и дозеленосланцевый метаморфизм дислоцированных терригенных толщ;
- формирование зон гидротермального изменения с повышенной золотоносностью.

При оценке генезиса подобных месторождений роль источника углерода и его участие в концентрировании благородных металлов на этапах седиментации, диагенеза и метаморфизма вызывают особый интерес [3, 26, 27 и др.]. Сегодня способность органического УВ сорбировать золото в этих условиях уже не вызывает сомнения у большинства исследователей. Однако мнения о влиянии метаморфизма на сорбционную активность УВ противоречивы. В.Г. Петров [20] на примере золотоносных докембрийских толщ Енисейского кряжа показал, что степень накопления золота в терригенных образованиях связана с литологическим типом седиментогенеза и возрастает в направлении от глубоководных фаций к прибрежным. Внутри каждой из них количество золота, органическая, глинистая составляющие и содержание осадочно-диагенетических сульфидов увеличиваются параллельно. Хемосорбция в процессе осадконакопления сама по себе не создает промышленных концентраций. Последние инициируются более поздним перераспределением УВ и металлов в ходе динамотермального метаморфизма. По мнению В. А. Буряка [3, 4], влияние метаморфизма на сорбцию золота УВ неоднозначно. Он полагает, что присутствие УВ способствует локализации аллохтонных рудных тел, являясь поставщиком металлов, но считает, что с усилением степени метаморфизма сорбционная емкость УВ в отношении металлов уменьшается. А. А. Сидоров и И. Н. Томсон [27], напротив, полагают роль эндогенного источника углерода и золота ведущей.

Углеродистые золотоносные толщи в целом характеризуют неравномерное распределение золота. Локализация промышленных концентраций наблюдается в пределах термокупольных структур. Формирование последних характеризуют наибольшие градиенты температуры, интенсивности метаморфических и метасоматических процессов, которые ремобилизуют и перераспределяют золото. Всё это

обуславливает полигенный и полихронный характер золоторудной минерализации [2, 13].

Для выяснения характера связи золотоносности с метаморфизмом УВ мы экспериментально изучили хемосорбцию золота на УВ в диапазоне 20–500°C под общим давлением 1 кбар. В качестве модельного УВ были выбраны асфальтены (Ас) состава (мас.%): С – 75,13; O₂ – 18,10; H₂ – 6,54 и асфальтогеновые кислоты (Ак): С – 71,58; O₂ – 19,98; H₂ – 6,87. Эти разности преобладают в битумоидах, фракционированных из углей, составляя 75-80 мас.%, и характеризуются максимальной сорбционной емкостью [28]. Предварительный анализ исходных Ас и Ак не обнаружил в их составе Au. Опыты выполнены методом, описанным нами ранее [16, 17, 22]. В продуктах опытов УВ предварительно фракционировали в спирто-бензоле на растворимую фракцию (РФ) и нерастворимый остаток (НО) – кероген. Содержание золота в обеих фракциях определяли атомно-абсорбционным анализом с точностью 20 отн.%, результаты сведены в табл. 2.

С помощью ИК-спектроскопии в обеих фракциях УВ изучено влияние температуры на изменение их структурного состояния в ходе опытов. С увеличением температуры растут степень ароматизации исходных алифатических УВ, их дегидрогенизация и интенсивность науглероживания керогена. Температурную деструкцию УВ сопровождает вынос значительной части газообразных углеводородов, органических эфиров и кислот, формирующих в итоге гидротермальный мобилизат, в который при 500°C уходит до 90 вес.% исходных Ас и Ак (рис. 2). Потери Ак при термолизе выше, чем Ас, что связано с большей степенью окисленности первых. Это объясняет процесс осветления рудоносных метасоматитов, который описан на многих месторождениях золота в черных сланцах [9, 21]. В итоге нарушается прямая корреляция между концентрациями золота и угле-

Таблица 2. Концентрация золота (г/т) в растворимой фракции и нерастворимом остатке после опытов.

Т, °С	Тип УВ	РФ	НО	τ
20	Ак	0,847	-	816
20	Ас	0,541	-	816
200	Ак	8,89	32,11	624
300	Ак	28,56	906,20	336
400	Ак	11,87	1000,76	240
400	Ас	11,83	709,2	240
500	Ак	25,2	3743	168

Примечание: τ - длительность опыта в час. РФ - растворимая фракция, НО - нерастворимый остаток, Ак - асфальтогеновые кислоты, Ас - асфальтены. Анализ выполнен атомно-абсорбционным методом на приборе "Hitachi", аналитик Кузьмина Т. В. (ДВГИ ДВО РАН).

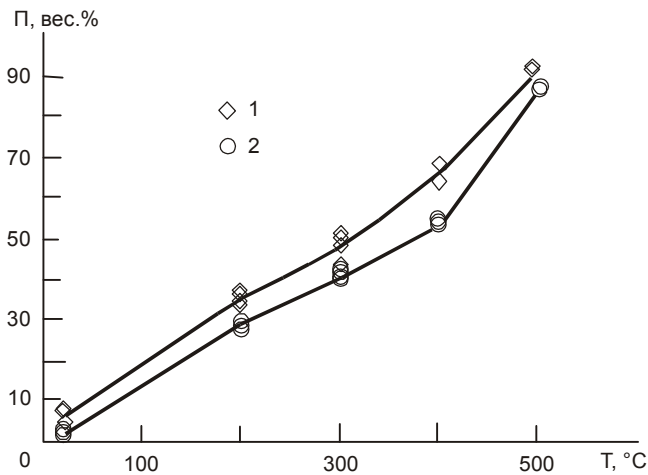


Рис. 2. Потери веса битумоидов в зависимости от температуры ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар).

1 — асфальтеновые кислоты; 2 — асфальтены.

рода в породах [26]. Анализ табл. 2 свидетельствует, что сорбционная емкость углеводородов меняется в зависимости от их структурного состояния. Так, концентрация сорбированного золота в растворимой фракции УВ практически не зависит от температуры. Это обстоятельство связано с тем, что фракция представлена, главным образом, насыщенными углеводородами низкого молекулярного веса. В керогене, сорбционная емкость которого значительно выше (табл. 2), концентрация золота возрастает при нагревании от 200 до 500 °C на два порядка, что сопровождается увеличением степени ароматизации и конденсации УВ. В опытах при 400 °C кероген еще сохраняет до 10% структурных алифатических групп, тогда как при 500 °C он сложен уже графитом низкой степени упорядоченности, и на его ИК-спектрах полосы поглощения углерод-кислород-водородных связей отсутствуют. Тем не менее, сорбционная емкость керогена остается высокой в отношении золота — до $n \cdot 10^{-2}$ моль Au на 1 кг УВ. ИК-спектры органических фракций позволили определить характер комплексообразования УВ с золотом. Ранее Г.М. Варшал и др. [5, 6] показали, что хемосорбция Au на УВ вызвана его комплексообразованием с функциональными кислородсодержащими группами CO и COOH. По нашим данным, этот тип связи преобладает лишь в случае РФ. В керогене ведущими являются металлоуглеродные связи, легко реализующиеся в местах парных соединений C=C. Эти реакции присоединения имеют экзотермический характер, и поэтому их продукты наиболее устойчивы к термолизу [25]. В отношении карбонильных и функциональных карбоксильных групп ранее было показано, что увеличение срока хранения РФ на порядок уменьшает в ней концентрацию

благородных металлов вследствие разрушения таких комплексов [22]. Слабая устойчивость этих групп при нагревании и в ходе кислотной обработки была отмечена в [6]. Более высокая степень устойчивости металлоуглеродных связей в конденсированных ненасыщенных углеводородах обусловлена, по-видимому, сближенностью ароматических слоев [22]. Таким образом, золото, сорбированное на керогене, представляет наиболее устойчивую его долю, которая в значительной мере определяет накопление благородных металлов в углеродистых толщах. Рассмотренное выше содержание Au в керогене намного превосходит известные средние для рудных углеродистых метасоматитов концентрации золота, что связано с гораздо более низким содержанием УВ в составе последних. Пересчет полученных в опытах концентраций Au на его содержание в УВ конкретных природных объектов дает весьма реалистичные значения. Так, содержание битумоидов в черных сланцах Енисейского кряжа составляет 0,01–0,001% при концентрации золота в них от сотен граммов до нескольких кг на тонну [20]. Наблюдения на месторождениях Улахан-Сисского и Куларского рудных узлов, где максимум концентрации Au отмечается в наиболее метаморфизованных графитизированных сланцах, соответствуют полученным нами экспериментальным результатам.

Рассмотренные особенности фракционирования УВ в ходе гидротермальных преобразований объясняют вовлечение органического углерода в метаморфизирующий флюид. Присутствие УВ генерирует восстановительную среду, а смешение эндогенных гидротермальных рудоносных растворов с олеофильными компонентами способствует иммобилизации металлов. Таким образом, УВ в ходе своей эволюции служит для металлов предрудным концентратом, транспортирующим агентом и осадителем из растворов. Известно, что УВ органического происхождения всегда имеет примесь серы [30] и в процессе его термолиза вместе с углеродом выгорает и сера, что нередко фиксирует повышенное содержание SO_3 в черных сланцах [21]. Воздействие метаморфизирующих флюидов на углеродсодержащие толщи приводит к их сульфидизации, разрушению золотоорганических комплексов и осаждению золота на сульфиды. Присутствие золотоносных сульфидов характеризуют все известные черные сланцы, в том числе и углеродистые рудные метасоматиты, описанные выше. Таким образом, подтверждается представление В. А. Буряка [4] о том, что процесс формирования полигенной золотосульфидной минерализации включает в себя накопление углеродсодержащих осадков, последующий их диагенез, катагенез и метаморфизм. Наши данные по сорбции золота на Ас и Ак из ультраразбавленных водных растворов при

20 °С (табл. 2) подтверждают возможность сингенетического накопления Au на дне бассейнов в ходе длительной седиментации. Содержание золота в морской воде варьирует в широких пределах – от 0,001 до 0,5 мг/т [14]. В то же время, осадки многих внутренних морей обогащены золотом, что, частично, можно связать с высокой сорбционной активностью органического вещества. Эпигенетическую минерализацию рудных полей, связанную с сорбцией золота из гидротермальных растворов на УВ и сульфиды, отличает значительное колебание содержаний золота вплоть до появления ураганных значений в зонах циркуляции растворов при формировании рудных столбов, как, например, на месторождениях Альфа и Кыллах. Процессы мобилизации и перераспределения золота в углеродсодержащих толщах в условиях многостадийного рудообразования подтверждаются соотношением концентраций золота во вмещающих породах и рудных метасоматитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные особенности геологического строения и геохимии золотых месторождений Верхоянской складчатой области позволяют считать их образование полигенным. Наиболее близким аналогом формирования подобных типов месторождений является «сингенетично-эпигенетический» в понимании В. Г. Гарьковца [7]. Эти месторождения принадлежат к стратиформным образованиям и связаны с определенными горизонтами углеродистых сланцев осадочного морского бассейна, в нашем случае – пермо-триасового возраста. Подобные «донорные» формации [24] получили свое название благодаря тому, что их седиментация проходит на фоне повышенной (более $n \cdot 10^{-6} \%$) в отношении кларка концентрации золота в условиях сингенетичного накопления и углерода, и благородных металлов. Диа- и катагенез подобных толщ в дальнейшем приводят к появлению повышенных концентраций Au. Прогревание таких углеродсодержащих формирований сопровождается деструкцией УВ и мобилизацией во флюид растворимых низкомолекулярных битумоидов и углеродистых газов. Рассмотренные выше особенности разложения асфальтенов иллюстрируют значительные потери массы УВ при нагревании и генерацию олеофильного рудоносного мобилизата. При этом последний может выносить часть золота в виде золото-карбонильных и золото-карбоксылных комплексов. В то же время, значительное количество золота, образующее с ароматическими углеводородами более прочные металлоуглеродные связи (Au-C), будет концентрироваться в углеродистом керогене и сульфидах материнских пород. Аллохтонный мобилизат выполняет прожилки и формирует цемент графитизированных брекчий, развитых по рудоносным

метасоматитам в зонах разломов в виде так называемых «графитовых тектонитов» [9, 15]. Источником золота и, возможно, других полезных компонентов служат донорные формации, из которых они мобилизуются путем экстракции. Флюидно-магматические процессы перераспределяют золото, формируя всю гамму осадочно-флюидно-метаморфических полигенных и полихронных типов месторождений [29]. Рассмотренный механизм наиболее полно, по нашему мнению, описывает сложные условия генезиса месторождений северо-запада Верхоянской складчатой области, которой свойственно наложение поздних стадий гидротермальной минерализации. При этом возможен дополнительный привнос эндогенными флюидами углерода и золота, который, однако, не может существенно повлиять на золотое оруденение в черносланцевых комплексах.

Авторы благодарят главного научного сотрудника АмурКНИИ, доктора геолого-минералогических наук Леонида Владимировича Эйриша за конструктивные замечания и советы, позволившие улучшить текст сообщения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амузинский В. А., Анисимова Г. С., Баландин В. А. Минералогия и геохимия золота Куларского района. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 136 с.
2. Бакулин Ю. И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенирированных первично-осадочных месторождений // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 6. С. 126–128.
3. Буряк В. А. Формирование золотого оруденения в углеродистых толщах // Изв. АН СССР. 1987. № 12. С. 94–105.
4. Буряк В. А. Проблема генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, платиноидного и прочих видов оруденения // Тихоокеан. геология. 2000. Т.19, № 1. С. 118–129.
5. Варшал Г. Б., Велюханова Т. К., Баранова Н. М. Взаимодействие золота с гумусовыми веществами природных вод, почв и пород // Геохимия. 1990. № 3. С. 316–322.
6. Варшал Г. М., Велюханова Т. К., Корочанцев А. В. и др. О связи сорбционной емкости углеродистого вещества по отношению к благородным металлам с его структурой // Геохимия. 1995. № 8. С. 1191–1199.
7. Гарьковец В. Г. О выделении Кызыл-Кумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 108, № 1. С. 163–165.
8. Горячев Н. А. Геология мезозойских золото-кварцевых поясов Северо-Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 210 с.
9. Ермолаев Н. Н., Созинов Н. А., Чиненов В. А. и др. Формы нахождения платиновых металлов в рудах золота из черных сланцев // Геохимия. 1995. № 4. С. 524–534.
10. Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г. Строение, история развития магматизма и металлогении

- северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 320 с.
11. Коробейников А. Ф., Митрофанов Г. Л., Колпакова Н. А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений и перспективы выявления промышленных типов золото-платиновых объектов в Сибири // Платина России. М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1999. Т. 3. С. 260–274.
 12. Крашенинин В. Ф. О формационной принадлежности объектов золото-серебряного оруденения Джутукского рудного узла Куларского поднятия // Колыма. 1994. №1. С.8–9.
 13. Нарсеев В. А. О генезисе золото-сульфамидного оруденения в черносланцевых толщах // Руды и металлы. 1998. № 5. С. 70–75.
 14. Некрасов И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
 15. Некрасов И. Я. Особенности золото-серебряного месторождения Альфа в хребте Улахан-Сис // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 97–99.
 16. Некрасов И. Я., Ефимова Н. Ф. Экспериментальное изучение золото-углеродистой системы в гидротермальных условиях // Докл. РАН. 1991. Т. 318, № 3. С. 724–726.
 17. Некрасов И. Я., Ефимова Н. Ф., Кузьмина Т. В. Экспериментальное изучение условий нахождения золота в углеродистом веществе // Докл. РАН. 1995. Т.340, №1. С. 95–97.
 18. Некрасова Р. А., Некрасов И. Я. Куларит – аутигенная разновидность монацита // Докл. РАН СССР. 1983. Т. 268, № 3. С. 688–692.
 19. Оксман В. С. Структурные исследования в Куларском хребте // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: ЯГУ. С. 3–11.
 20. Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформ. Новосибирск: Наука, 1976. 213 с.
 21. Плюснина Л. П., Головин В. Е. Фациальный анализ метаморфитов рудного поля Мурунтау // Минерал. журн. 1990. Т. 12, № 3. С. 46–58.
 22. Плюснина Л. П., Кузьмина Т. В. Экспериментальное изучение концентрирования платины битумоидами при 200–400 °С, 1 кбар // Геохимия. 1999. № 5. С. 506–515.
 23. Парфенов Л. М., Ветлужских Г. Н., Гамянин Г. Н. И др. Металлогеническое районирование территории Республики Саха // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 18–40.
 24. Савчук Ю. С., Миркамалов Г. А., Ванесян Г. М. Магмо и рудогенерирующая роль субдукции // Минералогические флюиды (материалы международного симпозиума). Ташкент, 1998. С. 98–99.
 25. Сайкс Р. Механизмы реакций в органической химии. М.: Химия, 1991. 445 с.
 26. Сидоров А. А., Волков А. В. К проблеме роли углеродистого вещества в рудообразовании (Майское золоторудное месторождение, Центральная Чукотка) // Докл. РАН. 1999. Т. 362, № 2. С. 241–243.
 27. Сидоров А. А., Томсон И. Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 37–49.
 28. Фридман И. Д., Файзуллина Е. Н., Ключева Н. Р. и др. Исследование взаимосвязи природы сорбционных свойств углеродсодержащих золотых руд и химические структуры углеродистых веществ // Журн. прикл. химии. 1982. Т. 55, № 1. С. 7–12.
 29. Чернышов Н. М., Коробкина Т. Л. Новый тип благороднометального оруденения Воронежской провинции // Платина России. М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1995. Т. 2. С. 55–68.
 30. Юдович Э.А. Геохимические функции черных сланцев в эпигенетическом рудообразовании. Сыктывкар, 1991. 75 с.

Поступила в редакцию 3 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

I.Ya. Nekrasov, G.G. Likhoidov, L.P. Plusnina, T.V. Kuzmina

Peculiarities of geology, geochemistry and genesis of Ulakhan-Sissky, Kular and Kharaulakh gold major zones, Verkhoyansk orogenic area

Gold mineralization within carbon-bearing complexes of the northwestern part of the Verkhoyansk orogenic area are considered. To evaluate a temperature effect on redistribution of Au and C within enclosing rocks, chemical sorption of Au on organic matter (OM) was experimentally studied at 20–500 °C, 1 kb. It was ascertained that sorption capacity of OM increases with growing temperature and more stable Au-C complexation may be an effective mechanism of Au accumulation in the black shales. Syngenetic-epigenetic character of the gold deposits in the C-bearing rocks was proposed with assignment of those to sedimentary-fluid-metamorphogenetic type.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭКЗОГЕННОЙ
МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

А.А. Коковкин

ГП «Таежгеология», г. Хабаровск

Анализируются особенности развития процессов дефляционной эрозии и корообразования. Предлагается модель латеральной зональности этих процессов. В рамках данной модели на примере гидрогенных и россыпеобразующих рудоформирующих систем рассматриваются основные закономерности кайнозойского экзогенного рудогенеза.

Ключевые слова: экзогенная металлогения, дефляционная эрозия, корообразование, рудогенез, кайнозой, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый регион включает территорию к востоку от 90-го меридиана, в т.ч. Монголию и северо-восточный Китай, вплоть до побережья Тихого океана (рисунок). В геотектоническом плане основная ее часть соответствует восточному сегменту Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАП), граничащего на севере с Сибирским, а на юге с Северо-Китайским кратонами. На востоке субширотные структуры ЦАП сочленяются с субмеридиональными и северо-восточными структурами Тихоокеанского подвижного пояса. В позднем мезозое – кайнозое весьма напряженная геодинамика региона вызвала в нем развитие орогенных и рифтогенных процессов, широкое распространение коллизионных явлений. Все это, в конечном счете, обусловило достаточно сложный, нередко интерферируемый характер завершающего, кайнозойского этапа морфогенеза, определившего среду и взаимосвязи продуктивных экзогенных процессов и связанной с ними металлогении этого этапа.

Роль кайнозойской экзогенной металлогении в формировании минерально-сырьевой базы в российской части данного региона традиционно связывалась с образованием россыпей, продуктивных на золото, платиноиды, титан, вольфрам, олово, цирконий. В будущем к ним, по-видимому, могли бы присоединиться и алмазы. Так, по данным Л.А. Изова [3], присутствие их известно в россыпях золота на севере Ханкайского массива. С 60-х–70-х годов спектр экзогенной металлогении региона стал существенно пополняться с выявлением в Монголии и Забайкалье уран-полиэлементных месторождений, связанных с развитием окислительного эпигенеза в рыхлых обводненных осадках мел-кайнозойских

рифтогенов и сопряженных с ними палеодолиньных систем.

Основные исследования россыпеобразования с моделированием самого процесса и классификацией сформированных им россыпей выполнены, как известно, на месторождениях современного этапа. Это обусловило некоторую ограниченность использования выработанных моделей при металлогенических построениях, осложняя их применение при прогнозировании продуктивных обстановок более ранних мел-кайнозойских этапов, достаточно широко проявленных в регионе. Дефицит исследований по этому направлению постепенно восполняется авторами, занимающимися исследованиями палеороссыпей золота [16].

В представлении автора, экзогенная металлогения является продуктом деятельности характерного для региона сообщества рудоформирующих систем (РФС) достаточно широкого спектра специализации. Вопросы, касающиеся классификации РФС и механизма их функционирования, рассмотрены автором в ряде работ [7–9,11] на примере юга Дальнего Востока и Монголии. РФС экзогенного класса, являющиеся предметом данного исследования, функционируют в условиях взаимодействия целой совокупности экзогенных процессов, формирующих ландшафтно-климатическую зональность региона, с соответствующей ей зональностью дефляционных, эрозионно-денудационных и корообразующих процессов, во взаимосвязи с динамично развивающейся морфоструктурой региона. Влияние ландшафтно-климатической зональности на деятельность экзогенных РФС осуществляется, главным образом, через регулировку гидродинамики и гидрохимического режима зоны гипергенеза, а также факторов, оп-

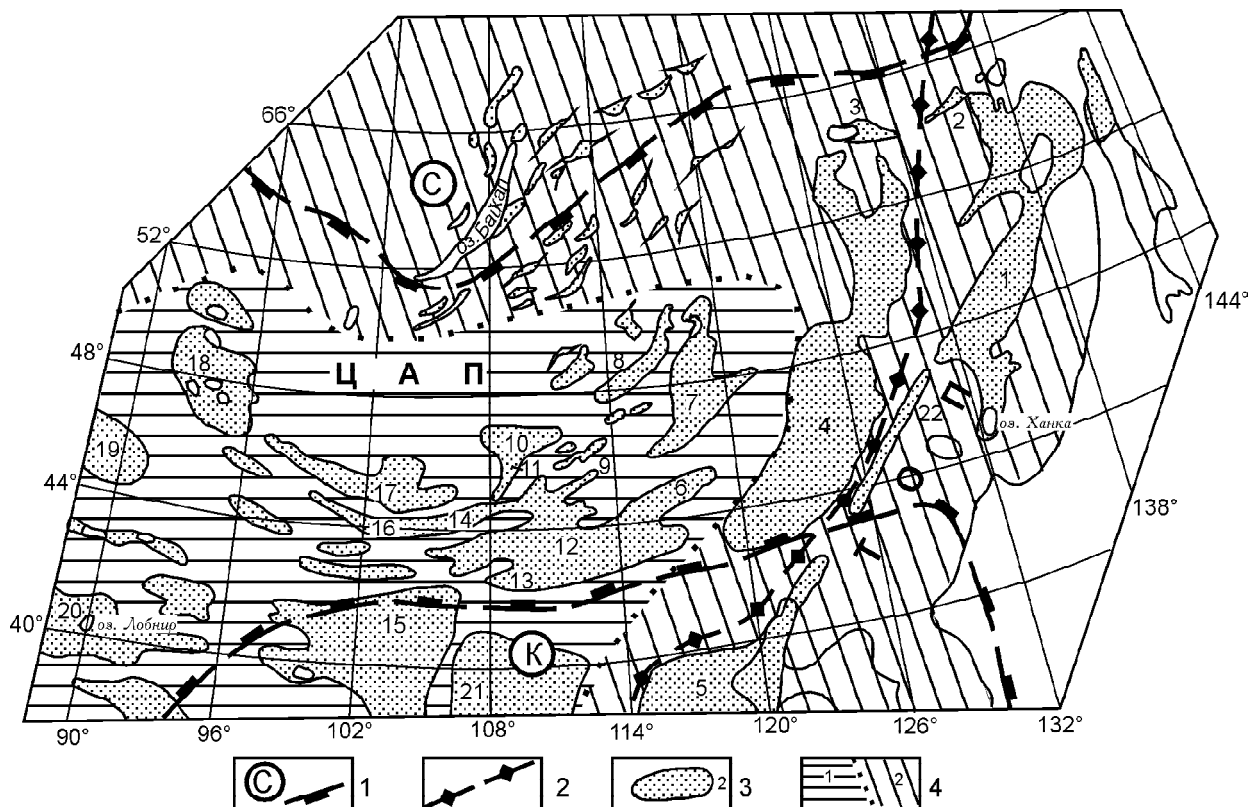


Рис. Схема экзогенной зональности области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

1 – граница Сибирского (С) и Северо-Китайского (К) кратонов; 2 – граница Центрально-Азиатского (ЦАП) и Тихоокеанского (ТОП) поясов; 3 – мезозойско-кайнозойские рифтогенные впадины (с элементами сдвигов на Мз этапе на востоке) с рыхлым осадочным выполнением: 1 – Амуру-Ханкайская, 2 – Боконская, 3 – Верхне-Зейская, 4 – Сунляо-Амуру-Зейская, 5 – Бохайвань, 6 – Эрлянская, 7 – Тамцагская, 8 – Чойбалсанская, 9 – Ульдзуйтинская, 10 – Нилгинская, 11 – Чойренская, 12 – Сайншандинская, 13 – Дзунбаинская, 14 – Ундуршилинская, 15 – Цейдам, 16 – Ошинуринская, 17 – Долиноозерская, 18 – Котловина Больших Озер, 19 – Джунгаро-Алакольская, 20 – Таримская, 21 – Ордосская, 22 – Тан-Лу; 4 – экзогенная зональность: 1 – зона дефляционной эрозии, 2 – зона корообразования.

ределяющих ход процессов выветривания и корообразования.

Особенности проявления характерных для региона экзогенных РФС в разных частях упомянутой экзогенной зональности в конечном счете и определяют экзогенную кайнозойскую металлогению региона. На выявление ее основных закономерностей и ориентирована данная работа. Фактической основой для нее послужили сведения, полученные в процессе прогнозно-поисковых и научно-исследовательских работ, выполняемых автором с 60-х годов на территории Средней Азии, Казахстана, Монголии и Дальнего Востока, а также ряд сводных картографических материалов [4–6]. Структурная основа на прилагаемой схеме представлена ранее в [10].

ЭКЗОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕГИОНА

Интересующая нас региональная зональность формируется, прежде всего, эрозионно-дефляционными и корообразующими процессами, которые, в

свою очередь, определяются тремя основными группами факторов. Первая связана с положением региона в поясной (широтной) климатической зональности Евразийского континента, на границе поясов субтропиков и умеренного климата, с характерным для нее набором переходных климатических зон аридного – семиаридного и семигумидного – гумидного типов.

Вторая группа факторов определяется воздействием Тихого океана, формирующего наложенную по отношению к первой меридиональную зональность семигумидного – гумидного профиля. Зона шириной 300–500 км от побережья океана выделяется интерферируемым характером ландшафтно-климатических условий с общей утратой признаков аридизации по мере приближения к океану, повышенной увлажненностью ее северной и восточной частей.

Третья группа факторов, особенно существенно влияющих на ландшафтно-климатическую зо-

нальность центральных и западных частей региона, связана с воздействием разнопорядковых положительных морфоструктур – орогенных сооружений (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.) и поднятий сводового и сводово-глыбового типов (Монгольское, Становое нагорья и пр.). В зоне их влияния действует пресс охлаждения, вызывающий появление контрастной вертикальной зональности. Для наиболее крупных морфоструктур значительно возрастает при этом и градиент изменчивости региональной поясной зональности. Так, на территории Монголии, где средние абсолютные отметки поверхности составляют 800–1200 м, аридная зона пустыни Гоби сменяется к северу на гумидную зону горной тайги на отрезке в 200–300 км. В регионах же с абсолютными отметками в первые сотни метров (Казахстан, юг Сибири) подобная смена осуществляется на расстоянии до 1000 км.

В подобных условиях в регионе была сформирована весьма устойчивая, динамично развивающаяся зональность экзогенных процессов, во многом определяющая особенности действующих в нем рудоформирующих систем.

Зона дефляционной эрозии

Данная зона, характеризующаяся ландшафтно-климатической зональностью аридного – семигумидного типов, занимает основную часть структуры ЦАП. Масштабные процессы ветровой эрозии определяются в ней мощным приповерхностным струйным течением субширотного направления, имеющим устойчивые признаки муссонного характера [10]. В летнее время здесь превалирует западное направление переноса. Последний в значительной мере осложнен действием циклонов, обуславливающих рассеивающий эффект с переносом в южных румбах [19]. Зимой же отчетливо преобладает восточное направление переноса. Результирующий вектор переноса характеризуется, в конечном счете, восточной-юго-восточной ориентировкой. В обобщенном виде модель эоловой морфодинамической системы для северо-запада и центра региона представлена в работе [18].

С наибольшей интенсивностью процессы ветровой эрозии проявлены в условиях повышенной аридизации в центре и на западе региона, дополнительно усиливаясь на крупных поднятиях. В Монгольской Гоби они формируют наиболее выраженную зону дефляции, трассирующуюся цепочкой каменистых (гравийно-щебенистых) пустынь-гаммад. Развитию дефляционных процессов способствует контрастная смена температур сезонного и суточного характера с морозобойным эффектом в зимний период, что активно содействует разрушению горных пород. Основными агентами дефляции являются широко развитые здесь местные воздушные течения

струйного и турбулентного характера с весьма напряженной динамикой. По данным В. М. Синицина [15], скорость ветра в кайнозое для пустынь-гаммад соответствовала уровню урагана, что обеспечивало необходимые условия для развития активной ветровой эрозии. Механизм формирования местных атмосферных течений, характер их взаимодействия с региональными и планетарными потоками, условия транспортировки эолового материала известны, в частности, по работам Р. Барри [1].

В процессе дефляционной эрозии в регионе были сформированы весьма своеобразные типы микрорельефа. В широко развитых здесь рифтогенных структурах, выполненных слабо устойчивыми к выветриванию рыхлыми отложениями мезозоя – кайнозоя, под ее влиянием формируется весьма характерный вогнутый (до корытообразного) поперечный профиль. На поверхности впадин образуется при этом плащ реликтового грубообломочного элювия. На активизированных участках впадин нередко наблюдаются невысокие (несколько десятков метров) плоские возвышенности типа «столовых» гор – фрагменты неогеновой поверхности выравнивания, являющейся геологическим репером при проведении реконструкций кайнозойского этапа. «Столовые» возвышенности с обелисками в вулканических центрах характерны и для эродированных полей неогеновых платобазальтов. На гранитном обрамлении впадин получили развитие экзотические формы «курчавых» и «дырявых» скал, образования «кекурного» типа.

Активное развитие ветровой эрозии в течение достаточно длительного времени (по крайней мере, с плиоцена) обеспечило для данной зоны достаточно значительный уровень эрозионного среза. По реконструкциям, проведенным автором в гобийской части Монголии, его мощность оценивается, в среднем, около 0.5 км [11]. В динамичном равновесии с ветровой эрозией действуют россыпеобразующие процессы, на эрозионном фронте (как в контуре рифтогенов, так и на положительных морфоструктурах их обрамления) активно развивается окислительный эпигенез. Существенное влияние действующего здесь пресса аридизации обеспечивает повышенную минерализацию подземных вод зоны гипергенеза с содержанием урана в разных ее частях до $n \cdot 10$ г/л [11]. Это, в свою очередь, обеспечивает оптимальные условия для продуктивного развития окислительного процесса.

Значительный эрозионный срез, характерный для данной зоны, подтверждается масштабными процессами эолового седиментогенеза. Глины и алевролиты, занимающие в разрезе эродируемых рифтогенных впадин нередко довольно значительный

(до 50–70%) объем, обеспечивают поступление в процесс эолового переноса существенной части его лессовой составляющей. Выветривание грубообломочных осадков и литифицированного обрамления впадин, сложенного, кроме упомянутых выше гранитоидов, вулканитами и осадочно-метаморфогенными образованиями широкого возрастного диапазона, вовлекает в перенос значительные объемы песчаной фракции. Образующийся в процессе дефляции песчаный материал транспортируется местными потоками преимущественно в юго-восточном направлении.

У границ альпийских орогенов и вдоль северного фаса Тибета в условиях резкого ослабления динамики воздушных потоков формируется подзона эоловой седиментации [6] с цепочкой песчаных пустынь (Такла-Макан, Гоби, Алашань и др.). На локальных участках с озерными и солончаковыми ландшафтами, где действует барьер повышенной влажности, происходит сброс лессовой составляющей. На склонах северных предгорий Тибета формируется прерывистый и маломощный шлейф тонких эоловых осадков с мощностью лесса до 10–20 м. Образованию больших мощностей препятствует, по-видимому, рассеивающий эффект, обусловленный неустойчивостью местных воздушных течений.

Лессовая составляющая, поступающая на более высокие (до 3–4 км) уровни приповерхностного атмосферного течения, включается в процесс преимущественно восточного переноса. Она транспортируется до меридионального фронта зоны морского климата, где на барьере, обусловленном сменой условий аэродинамики, влажности и температуры, происходит сброс основной части лессового материала. Здесь, в районе Лессового плато (КНР) мощности лессовых отложений достигают 100 м и более. Значительная, если не основная, часть лессового материала выносятся в океан [13, 18].

Восточное направление дальнего эолового переноса подтверждают наблюдения за выпадениями радионуклидов. Так, по данным Росгидромета [12,17], на Дальнем Востоке отмечается выпадение цезия-137 и стронция-90, источниками которых, по-видимому, являются территории ядерных полигонов Семипалатинского и Лобнор, расположенных в подзоне дефляционной эрозии на западе региона. Юго-восточное направление ближнего переноса подтверждают данные радиационного мониторинга в районе Семипалатинского полигона [2].

В роли энергетического источника и, одновременно, комплексного катализатора действующих в регионе процессов атмосферного переноса, дефляции и эолового седиментогенеза выступает, по-видимому, солнечная радиация. По данным многолетних наблюдений Гидрометеослужбы [13], зона ее повышенного градиента соответствует положению суб-

широтного пояса аридизации, контролируя вместе с ним распространение упомянутых процессов на территории региона.

Направленный вынос материала за пределы зоны дефляционной эрозии практически исключает формирование в ней площадных кор выветривания (КВ). На основной части зоны фрагменты площадных КВ вместе с их линейными элементами наблюдаются лишь в контуре рифтогенных впадин под чехлом рыхлых осадков мезокайнозоя. Несколько большее распространение они получили вдоль северной границы зоны, что, по-видимому, свидетельствует о пульсационном возвратно-поступательном перемещении этой границы на неоген-четвертичном этапе в направлении основной зоны корообразования.

Зона корообразования

С севера и востока зона дефляционной эрозии оторочена конформным ей дуговым ареалом поздне-мелового – кайнозойского корообразования, развивающегося в динамичном равновесии с активизационными и эрозионно-денудационными процессами. На современном срезе это отражается реликтовым обликом кор выветривания, что характерно, в частности, для положительных морфоструктур Становой зоны, Буреинского и Ханкайского массивов [8]. На каждом конкретном участке профиль КВ определяется особенностями отдельной морфоструктуры и спецификой ее эволюции на рассматриваемом этапе.

Активность корообразования в целом нарастает к востоку, с приближением к зоне влияния морского климата. Здесь, по данным Н.А. Орловой [8], мощность площадных КВ оценивается в несколько десятков метров. Глубина же распространения линейных КВ, изучавшихся автором в зонах разломов фундамента кайнозойских впадин Ханкайского массива [7], достигает 400–500 м. Внешняя часть ареала корообразования сформирована под определяющим влиянием гумидного климата, более теплого и влажного на юго-востоке региона. Именно здесь КВ отличается максимальной мощностью, в составе их конечных продуктов преобладает каолинит. Во внутренней части дугового ареала на характер КВ существенное влияние оказывает пресс развивающейся с юга и запада аридизации. Здесь мощность кор выветривания заметно сокращается, преобладающее распространение в их профиле получают гидрослюда и монтмориллонит, при подчиненной роли каолинита.

В направлении с запада на восток в контуре ареала корообразования снижается общая минерализация подземных вод (до ультрапресных). Содержание урана в них при этом падает [8].

В процессе корообразования в экзогенный рудогенез вовлекается целый ряд полезных компонентов. Из специализированного матрикса освобождает-

ются при этом минералы и самородные элементы, участвующие в дальнейшем в процессе россыпеобразования. В зону действия окислительного эпигенеза выводятся подвижные элементы с переменной (U, Mo, Se, Re) и постоянной (Sc, TR и др.) валентностью, определяющие специализацию функционирующих в гипергенных условиях РФС.

ЭКЗОГЕННЫЕ РУДОФОРМИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

В пределах обозначенной выше зональности функционирует система РФС, определяющая характер экзогенной металлогении региона. Их общая характеристика представлена в табл. 1.

РФС зон окислительного эпигенеза представлены в регионе двумя группами, различающимися по характеру рудовмещающей среды. К первой относятся сразу несколько типов РФС, функционирующих в рыхлых обводненных осадках рифтогенных впадин и палеодолинных систем позднего мезозоя – кайнозоя. Вторая представлена РФС, связанными с зонами трещинной кислородной инфильтрации и линейными корами выветривания.

В зоне дефляционной эрозии развиты РФС, с которыми связано уран-полиэлементное оруденение так называемого «харатского» типа, изучавшееся автором на рудных объектах Монгольской Гоби (табл. 2). Характерным для них является тесная пространственно-генетическая связь с площадной зоной поверхностного окисления, развивающейся на фронте дефляционной эрозии в динамичном равновесии с последней. Длительность рудообразующего процесса, начало которого датируется, ориентировочно, границей миоцен – плиоцен, обусловила масштабную мобилизацию урана с последовательным нарастанием его концентрации на комплексном геохимическом барьере у нижней границы зоны окисления. В процесс рудогенеза при этом оказывается вовлеченной масса подвижного урана со всего эродированного объема рифтогенов и их ближайшего обрамления.

Характер локализации, уровень концентрации и качество оруденения определяются условиями конкретных морфоструктур – проницаемостью, восстановительной и сорбционной емкостью осадочного разреза, напряженностью динамики и гидрохимией подземных вод, геохимической специализацией пород фундамента впадин. Для рифтогенов Монголии, с их в целом «вялой» гидродинамикой, наиболее значимые концентрации урана и сопутствующих ему элементов связаны с участками относительного оживления движения подземных вод в зонах повышенной проницаемости разреза, с преобладающим развитием отложений русловых фаций.

РФС зон поверхностного окисления развиты в регионе, по-видимому, по всей зоне дефляционной эрозии. Это подтверждает широкая распространенность данного типа оруденения на территории Монголии (Чойренская, Хайрханская, Ульдзуйтинская и другие впадины) и на севере Китая (Эрленская впадина), а также наличие подобных рудных объектов в сопредельных регионах Казахстана и Средней Азии. Частным примером последних может служить редкометалльно-урановое месторождение Нижне-Илийское в Южном Казахстане, локализованное в одноименной впадине на нижней границе зоны поверхностного окисления в кровле юрских бурых углей. Восточной границей распространения этого типа РФС является, по-видимому, впадина Сунляо, поверхность которой несет признаки процессов дефляционной эрозии кайнозойского возраста [6].

РФС зон грунтового и пластового окисления функционируют внутри и по периферии зоны дефляционной эрозии в обводненных сероцветных осадках мезозойско-кайнозойских рифтогенов и палеодолинных систем. Действие этих РФС усиливается в периоды относительной аридизации климата, с расширением ареала их распространения к северу и востоку, что наблюдается, в частности, на территории Забайкалья в плиоцене. В неогеновых палеодолинах, заложенных здесь на отпрепарированной эрозией поверхности специализированного на уран Витимского батолита, распространено уран-полиэлементное оруденение так называемого «палеодолинного» типа [14]. На юге Дальнего Востока признаки подобного оруденения проявлены в кайнозойских палеодолинных системах Буреинского и Ханкайского массивов.

Уран-полиэлементные месторождения, локализованные в рыхлых осадках, отличаются высокой технологичностью руд, добыча которых весьма эффективно осуществляется методами подземного и/или кучного выщелачивания.

РФС зон трещинной кислородной инфильтрации, продуктивные на уран, развиты практически по всей территории рассматриваемого региона. В плане они, в основном, совмещены с ареалом корообразования, развиваясь в блоках и массивах специализированных на уран пород. Последнее нередко подчеркивается площадными аномалиями подвижного урана, выделенными по данным гидролитохимической съемки. В пределах зоны устойчивой аридизации, где активность корообразования и связанной с ним мобилизации урана заметно снижены по сравнению с областями гумидного климата, по-видимому, невысока и распространенность продуктивных трещинно-инфильтрационных систем.

Модель уранового рудогенеза в трещинно-инфильтрационных системах разработана на рудных объектах Средней Азии, Казахстана, Украинского

Таблица 1. Экзогенные рудоформирующие системы кайнозой в восточном сегменте Центрально-Азиатского пояса.

Тип РФС	Основные элементы РФС			Факторы-регуляторы динамики рудотенеза	Типоморфные признаки оруденения			Проявленность оруденения*** на территории юга Дальнего Востока и промышленные аналоги	Промышленная значимость
	Источники энергии и вещества	Агенты и формы переноса	Тип барьера* и среда осадитель		Полезные компоненты**	Морфоструктурные	Минералогическо-геохимические		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. Кор выветривания	Материнские породы	Катионные комплексы	Динамичные	Морфология	Каолинит,	Плацеоб-	Слюдково-	р-е Чапаевское (Ю.	Непро-
	жильных	поровых и	ЕН-, рН-	рельефа, климат,	нит,	разные,	черниевая	Приморье), аномалии	
1.1. Соответственно	морфо-структур	трещинно-капиллярных систем	барьеры	петрогеохимия материнских пород	минеральные краски, (U)	линзо- и лентовидные залежи	сорбционные формы урана в линейных корях выветривания, каолинит, гидрослоды	(Буреинский массив) и др. Промышленные аналоги неизвестны	ный
1. Кор выветривания	То же для специализированных блоков и массивов	---	Гр-барьер	Устойчивость первичной минерализации в зоне гипертенеза	Sn (TR, W, Au, Ti, Pt, U, Pb)	---	Реликтовая минерализация подзон "усадки" в корях выветривания	Оловянные россыпи с.Васильковка, Павловской впадины (Ю.Приморье); ГР-месторождение Томтор (Анабарский пщит)	Потенциально промышленный
1.2. Элювиальные россыпи	Коры выветривания	Твердая фаза	Гр-барьер в системе осадконакопления	Морфология	Au, Sn, W, Pt, TR, Ti, A*, другие драгоценные камни	Аллювиальные, пролювиальные, морские россыпи	Золото- и оловянно-россыпные узлы юга Дальнего Востока; месторождение Кондер (Р); алмазы россыпного узла Ушуй (КНР)	Промышленный	Потенциально промышленный
2. Седиментенный	Зона гипертенеза на пологих морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ель-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	Климат, морфология	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическим контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	Фосфориты Амурской и Боконской впадин; проявления марганца Поисковой (Ю. Приморье) и Средне-Амурской впадин	Неясной значимости
2.1. Россыпные	Зона гипертенеза на пологих морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ель-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	Климат, морфология	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическим контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	Фосфориты Амурской и Боконской впадин; проявления марганца Поисковой (Ю. Приморье) и Средне-Амурской впадин	Неясной значимости
2.2. Хемогенный	Зона гипертенеза на пологих морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ель-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	Климат, морфология	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическим контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	Фосфориты Амурской и Боконской впадин; проявления марганца Поисковой (Ю. Приморье) и Средне-Амурской впадин	Неясной значимости

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3. Диагенетический	Водная среда аккумуляционных ландшафтов	Катионные комплексы и коллоидная фаза бассейнов седиментации	C-, Eh-, pH-, ЭХ-, МБ-барьеры зон седиментации-диагенеза	Климат, солевой режим бассейна седиментации, динамика сопряженной ТИС	U, TR, Th	Субблаготворные залежи в слабопроницаемых серо- и черноцветных осадках	Металло-органические соединения, оксиды урана	Аномалия участков Ягдынья, Илистый (Бурейнский массив)	Непромышленный
4. Экодиагенетический	Рыхлые обводненные осадки	Процессы диффузии, сорбции и катионного обмена в подземных водах	Локальные C-, Eh-, pH-, ЭХ-, МБ-барьеры в пестроцветных подгорно-верного шлейфа	Солевой режим и динамика подземных вод, окислительно-восстановительные свойства осадков	U, Ge, TR	Субблаготворные залежи в слабопроницаемых серо- и черноцветных осадках	—	р-е Березянок; отдельные залежи м-я Раковского, р-е Григорьевского (Ю. Приморье). Промышленные аналоги неизвестны	Непромышленный
5. Зон поверхностного и грунтового окисления	Рыхлые обводненные осадки	Катионные комплексы подземных вод осадочных бассейнов	C-, Eh-, pH-, ЭХ-, МБ-барьеры на границах зон окисления	Динамика и солевой режим подземных вод, петрогеохимия осадков и пород фундамента, климат	U, (Mo, Se, Ge, TR, Re, Sc)	Линзы, ленты и роллы, преиму-щественно в проницаемых серо- и черноцветных осадках	Слоdkово-черниевая минерализация, металло-органические соединения, коффеинит, нипчеит	Аномалия скважины №56 (Самарский грабен). М-я Витимского района (Забайкалье)	Потенциально промышленный
6. Зон трещинной кислотной родной инфильтрации	Вмещающие породы и подземные воды ТИС	Катионные комплексы подземных вод ТИС	C-, Eh-, pH-, ЭХ-, МБ-барьеры на нижней границе зоны окисления	Морфология рельефа, проницаемость и петрогеохимия ТИС, климат, солевой режим подземных вод	U, (TR, Mo)	Уровневые плащеобразные залежи вблизи уртовых грунтовых вод	Слоdkово-черниевая минерализация, сорбция урана в глинистом материале и гидроксидов железа	р-е Вассиановское (Ю. Приморье), р-я Бурейнского массива (участки Крутой, Мостовой и др.). М-я Северное, Катумское, Бутыгычаг	Потенциально промышленный

Примечание. * Типы барьеров-осадителей: МБ – микробиологический, ЭХ – электрохимический, С – сорбционный, Гр – гравитационный, pH – кислотно-щелочной, Eh – окислительно-восстановительный. ** В скобках – второстепенные элементы; А* – алмазы. *** – проявленность оруденения: месторождение (м-е), рудопроявление (р-е). ТИС – трещинно-инфильтрационные системы.

Таблица 2. Модель уранового рудогенеза в позднемезозойских рифтогенах Монголии.

Эпигенетическая зональность	Зональность рудогенеза	Геохимические параметры	Гидрогеологические условия	Морфоструктурные условия	Первичные литотипы вмещающих пород	Эпигенетическая минерализация зоны рудогенеза	Морфоструктурные типы оруденения
Зона поверхностного окисления	Зона мобилизации и нисходящей миграции урана	$O_2 = n \times 10 \text{ мг/дм}^3$ $Eh = +n \times 10 \text{ мВ}$ $pH = 5-8$ UO_2 - растворенная форма в порово-капиллярной системе	Зона нисходящего движения подземных вод в условиях сезонных ритмов с резким перепадением порово-капиллярной системы $C_u = n \times 10^{-5} - n \times 10^{-4} \text{ г/л}$	Условия устойчивого поднятия с сопряженными процессами дефляционной эрозии, равновесного с ними окислительного эпигенеза	Серо- и черноцветные отложения аллювиального и пролювиального комплексы фаций (пески, алевролиты, глины, бурые угли, лаггумы переменного состава)	Гидроксиды Fe, (Mn); гипс, Fe-сульфаты	
	Зона рудогенеза	$Eh = \pm n \times 10 \text{ мВ}$ $O_2 = n \times 10 \text{ мг/дм}^3$ рН=3-6 окисления (эрация) - восстановление	Устойчивые концентрированные потоки с вялой динамикой в условиях безнапорных вод и вод с местным напором Зона колебания уровня грунтовых вод			Гидроксиды Fe, (Mn); гипс, Fe-сульфаты	Реликтовые линзы в водоупорах и углистых разностях
Зона первично неокисленных пород	Подзона устойчивого рудогенеза	$Eh \text{ от } +n \text{ до } -150 \text{ мВ}$	Зона свободного водообмена с безнапорными водами и водами с местным напором $C_u = n \times 10^{-6} \text{ г/л}$	<ul style="list-style-type: none"> • Проницаемые осадки ○ Непроницаемые осадки ▬ Граница окисленных осадков ▬ Урановорудные залежи 		Сульфиды, оксиды U, коффинит, нингсит	Ленто- и линзовидные залежи, иногда роллы, чаще в проницаемых разностях
	Зона безрудных пород	Режим устойчивых восстановительных условий			<p>* Примечание. Барьеры-осадители урана: Eh - окислительно-восстановительный рН - кислотно-щелочной С - сорбционный ЭХ - электрохимический МБ - микробиологический</p>	Сульфиды	

щита и Ханкайского массива [20, 21]. На положительных формах рельефа, в зоне аэрации над уровнем грунтовых вод происходит активная мобилизация подвижного урана в увлажненной порово-капиллярной системе с транспортировкой его к поверхности открытых трещин и последующим перемещением с нисходящим потоком атмосферных осадков к комплексному геохимическому барьеру, функционирующему вблизи уровня грунтовых вод. Контрастность барьера может быть значительно усилена восходящим потоком «разбавленных» гидротерм, довольно широко распространенных в регионе на плиоценовом этапе активизации [7–9].

В зависимости от характера основных элементов РФС и факторов-регуляторов процесса рудогенеза, зоны трещинной кислородной инфильтрации способны сформировать как локальные аномалии и крупнообъемные зоны с содержанием урана до сотых долей процента, так и рудные объекты промышленного уровня. Примером последних на рассматриваемой территории могут служить месторождения Горное и Березовое в Забайкалье, дискуссионный генезис которых предполагает, в том числе, и инфильтрационную модель формирования оруденения. Легкоизвлекаемая форма нахождения урана в данном типе руд предполагает достаточно высокую технологичность их добычи с возможностью извлечения металла методами кучного и/или подземного выщелачивания. Хотя и слабая, изученность данного типа РФС позволяет рассматривать их в качестве потенциально промышленных.

Условия функционирования и продуктивность **россыпеобразующих РФС** существенно различаются для зон дефляционной эрозии и корообразования. В зоне корообразования подготовительная стадия россыпеобразующего процесса, определяющего ход мобилизации полезного компонента, связана с освобождением его из материнской породы преимущественно хемогенными агентами выветривания. Последующее их извлечение, перераспределение и накопление связано с нарушением корообразования активизационными процессами, с развитием эрозии КВ. В основную стадию россыпеобразования здесь происходит концентрация полезных компонентов под влиянием гравитационной сепарации в водной фазе временных и постоянных водотоков. Сформированные таким образом россыпи «чистой» линии могут в дальнейшем после очередной активизации территории перераспределяться в последующие этапы россыпеобразования.

В зоне дефляционной эрозии, действующей в условиях аридного пресса, механизм россыпеобразования представляется несколько иным. Мобилизация полезного компонента определяется здесь, главным образом, механическим разрушением ма-

теринской породы при параллельном действии гравитационной сепарации в ходе дефляционных процессов. При этом резко отличается характер россыпеобразования для рыхлого осадочного выполнения рифтогенных впадин и литифицированных пород фундамента этих структур. В рыхлых осадках, крайне неустойчивых к воздействию ветровой эрозии, процесс россыпеобразования идет наиболее продуктивно, при условии определенной специализации этих осадков на соответствующий полезный компонент. Подобные РФС с россыпями золота в отложениях позднемиоценового возраста известны, в частности, на юге Монголии, в районе Даланзадгада.

Участие водной фазы в процессе россыпеобразования в зоне дефляции определяют, в основном, временные водотоки. Россыпеобразование заметно усиливается на положительных морфоструктурах и их ближайшей периферии, где действие водотоков заметно усиливается. Подобная картина наблюдается, в частности, на обрамлении новейших активизационных поднятий Центральной и Западной Монголии, где образование россыпей золота проявлено достаточно активно [5].

В северной части зоны дефляции на процесс россыпеобразования весьма благоприятное воздействие оказывает достаточно хорошо развитая сеть временных и постоянных водотоков. Продуктивность россыпеобразования здесь заметно возрастает. Полоса устойчивого россыпеобразования прослеживается на большей части территории Монголии вдоль северной границы зоны дефляции. Можно отметить общую тенденцию к уменьшению глубины залегания россыпей в южной части ареала россыпеобразования, что связано, по-видимому, с усилением действия в этом направлении процессов ветровой эрозии.

ВЫВОДЫ

1. Совокупность экзогенных факторов, действовавших в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в кайнозойский этап тектогенеза, обусловила формирование в регионе ландшафтно-климатической зональности с конформной ей зональностью эрозионно-дефляционных и корообразующих процессов.

2. В зонах дефляционной эрозии и корообразования распространены наиболее характерные для них типы экзогенных РФС – разнообразных по специализации россыпеобразующих и уран-полиэлементных, связанных с процессами окислительного эпигенеза.

3. В зоне дефляционной эрозии РФС уран-полиэлементной специализации, связанные с зонами поверхностного и пластового окисления, действуют в условиях аридного пресса, развиваясь на фронте

окислительного процесса в динамичном равновесии с процессом ветровой эрозии.

4. Россыпеобразующие РФС в зоне дефляционной эрозии получили преимущественное развитие в ее северной части и по периферии внутренних поднятий, действуя в условиях относительно широкого распространения временных и постоянных поверхностных водотоков. В зоне корообразования они развиваются повсеместно, в динамичном равновесии с активизационными процессами, корообразованием и эрозией, под определяющим влиянием поверхностных водотоков (современных и древних).

5. К северу и востоку от зоны дефляционной эрозии, в области перехода к зоне корообразования развиты РФС, связанные с зонами грунтового и пластового окисления, формирующие уран-полиэлементное оруденение «палеодолинного» типа. Характерным для них является приуроченность к блокам и массивам пород, обогащенных подвижным ураном.

6. РФС зон трещинной кислородной инфильтрации, продуктивные на уран, распространены преимущественно в зоне корообразования и в области перехода к зоне дефляционной эрозии, в блоках и массивах пород, специализированных на уран.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барри Р. Г. Погода и климат в горах. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 212 с.
2. Дубасов Ю. В. и др. Радиационная обстановка за пределами Семипалатинского полигона // Бюллетень ЦОИАЭ. 1993. №9. С. 42–46.
3. Изосов Л., Лю Зин Му, Син Ен У и др. Геотектонические и структурные предпосылки прогнозирования алмазов в зоне перехода континент-океан: Препр. Владивосток, 1995. 83 с.
4. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. 2 500 000 / ВАГТ, ИГ АН СССР. М., 1971.
5. Карта полезных ископаемых Монгольской Народной Республики. 1:1 500 000 / Гл. ред. Н. А. Маринов. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1971.
6. Карта четвертичных отложений Евразии. 1:5 000 000 / ВСЕГЕИ; Ред. Крюкова В.П., Аронсон Д.Я. М., 1982. 12 л.
7. Коковкин А. А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1990. (Фонды ВИМС).
8. Коковкин А. А. и др. Комплексная прогнозно-металлогеническая модель кайнозойского уранового рудогенеза Юга Дальнего Востока: Отчет по кайнозойскому объекту. Хабаровск, 1998. (Фонды ГП «Тажгеология»).
9. Коковкин А. А. Кайнозойский урановый рудогенез в геоструктуре Юга Дальнего Востока // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск, 1998. С. 229–232.
10. Коковкин А. А. Некоторые особенности восточного сегмента Центрально-Азиатского пояса в связи с процессами гидрогенного рудогенеза и нефтегазообразования // Строение и эволюция востока Азии. II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С.160–166.
11. Коковкин А.А. Модель экзогенного уранового рудогенеза в позднемезозойских рифтогенах Монгольского Гоби // Сб. КНТС по геологии месторождений редких и радиоактивных элементов. М.: ВИМС, 2000.
12. Матушенко А. М. и др. Китайский испытательный полигон Лобнор: анализ аэросиноптических условий переноса примеси // Бюлл. ЦОИАЭ. 1993. №9. С. 38–40.
13. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 254 с.
14. Самович Д.А. и др. Новый ураново-рудный район России // Разведка и охрана недр. 1999. №1. С. 38–42.
15. Синицин В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
16. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 301 с.
17. Состояние экологии и природных ресурсов Хабаровского края в 1992. Хабаровск, 1993.
18. Уфимцев Г.Ф. и др. Генезис рельефа. Новосибирск.: Наука, 1998. 175 с.
19. Чистякова Е.А. и др. О возможности прогноза летних условий погоды в Монголии с учетом циркуляции атмосферы // Труды ГидрометНИИЦ. СПб., 1992. Вып. 319. С. 58–62.
20. Щеточкин В. Н., Машковцев Г. А. и др. Оценить возможности выявления промышленных урановых месторождений чернивого трещинно-инфильтрационного типа. М., 1987 (Фонды ВИМС).
21. Щеточкин В. Н. Геолого-геохимические основы гидрогенного рудообразования на примере урановых и медно-полиметаллических месторождений: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1995. (Фонды ВИМС).

Поступила в редакцию 19 июня 1999 г.

Рекомендована к печати А.П.Сорокиным

A.A. Kokovkin

On some peculiarities of Cenozoic exogenic metallogeny of Central Asian and Pacific mobile belts joint areas

Peculiarities of the development of deflation and crust-forming processes are analyzed. The model of lateral zonation of these processes is suggested. Within the framework of this model, the basic regularities of Cenozoic exogenic ore-genesis are considered taking hydrogeneous and placer-forming ore-forming systems as an example.

ЭРОДИРОВАННОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.П.Ван-Ван-Е

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

В статье рассмотрены основные методы определения глубины эрозионного среза рудных полей и месторождений. Приведены примеры установления степени эродированности некоторых рудоносных структур и геоблоков. В этой связи обсуждаются проблемы выявления скрытых рудных месторождений, в т.ч. в Дальневосточном регионе.

Ключевые слова: эндогенные месторождения, эрозионный срез, Дальний Восток.

Важнейшее значение в прогнозной оценке рудных месторождений имеет определение глубины эрозионного среза (ГЭС) рудоносных блоков в пострудный период. Все применяющиеся методы определения ГЭС рудоносных структур можно объединить в следующие основные группы.

1. Методы анализа геологического строения и магматизма на период рудоотложения и тектонического развития в пострудный период включают:

– метод реконструкции поверхности для периода рудоотложения на основании анализа стратиграфического разреза [15]. Метод крайне сложен, требует детального анализа геологических карт и хорошо разработанную стратиграфию района;

– методы, основанные на построениях блоковых неотектонических схем, составленных с учетом осредненного рельефа, рассматриваемого в качестве поверхности в период рудообразования [19]. Блоки с реликтами кор выветривания рассматриваются в данном случае как опущенные. Для территории Дальнего Востока этим методом вычислены средние скорости среза водоразделов за мезо-кайнозойский период в пределах 0,003–0,006 мм в год. В депрессиях и блоках стабилизации скорость денудации существенно понижена. Суммарная величина ГЭС за мезо-кайнозойский период (230 млн лет) составляет 700 м, а за мезозойский период – около 500 м;

– метод анализа глубинности формирования вулканогенных и интрузивных фаций, обнажающихся на современной дневной поверхности, синхронных периоду рудоотложения, в сочетании с минералого-геохимической зональностью рудосопровождающих метасоматитов.

2. Методы, основанные на анализе геохимической зональности рудных полей [16, 17].

3. Методы, основанные на анализе зональности рудосопровождающих метасоматитов [2–6, 14, 18, 20, 21].

4. Геолого-геоморфологический метод, основанный на анализе положения реликтов денудационной поверхности, синхронной времени рудообразования [2, 13, 15].

Для целей прогнозной оценки важно знать глубины формирования гидротермальных месторождений от древней поверхности периода рудоотложения. Положение верхней (фронтальной) зоны гидротермального рудообразования большинством исследователей определяется в близких пределах – около 500–1000 м от палеоповерхности времени рудоотложения. Нижняя граница распространения гидротермального оруденения менее конкретна и считается, что на глубинах 5–7 км промышленные руды гидротермального генезиса не образуются. Так Седецки-Кардошш (1957) выделяет три глубинных уровня формирования гидротермальных месторождений (до нижнего уровня):

– малоглубинные, до 1200 м (Hg, As, Sb);

– среднеглубинные, 1200–2000 м (Cu, Ag, Pb, Zn, Sn, U);

– большой глубины, до 6000 м (Cu, As, Bi, Ni, U пятиэлементной формации).

Ловеринг считает, что максимальная глубина распространения гидротермального оруденения от поверхности Земли составляет около 4000 м. И.П.Кушнаревым [15] были выполнены детальные определения глубинности гидротермального оруденения в Кураминском и Чаткальском районах путем составления карты эрозионного среза и серии специальных геолого-стратиграфических разрезов. Им было установлено, что фронтальные части всех ти-

пов гидротермальных месторождений формировались на глубинах около 0,5 км, а любая гидротермальная минерализация (рудная и нерудная) исчезает на глубине свыше 4000–4500 м от древней поверхности рудоотложения (табл. 1). По данным Ф.И Вольфсона [7], фронтальные зоны флюоритовых и свинцово-цинковых месторождений локализовались на глубинах не менее 1500 м.

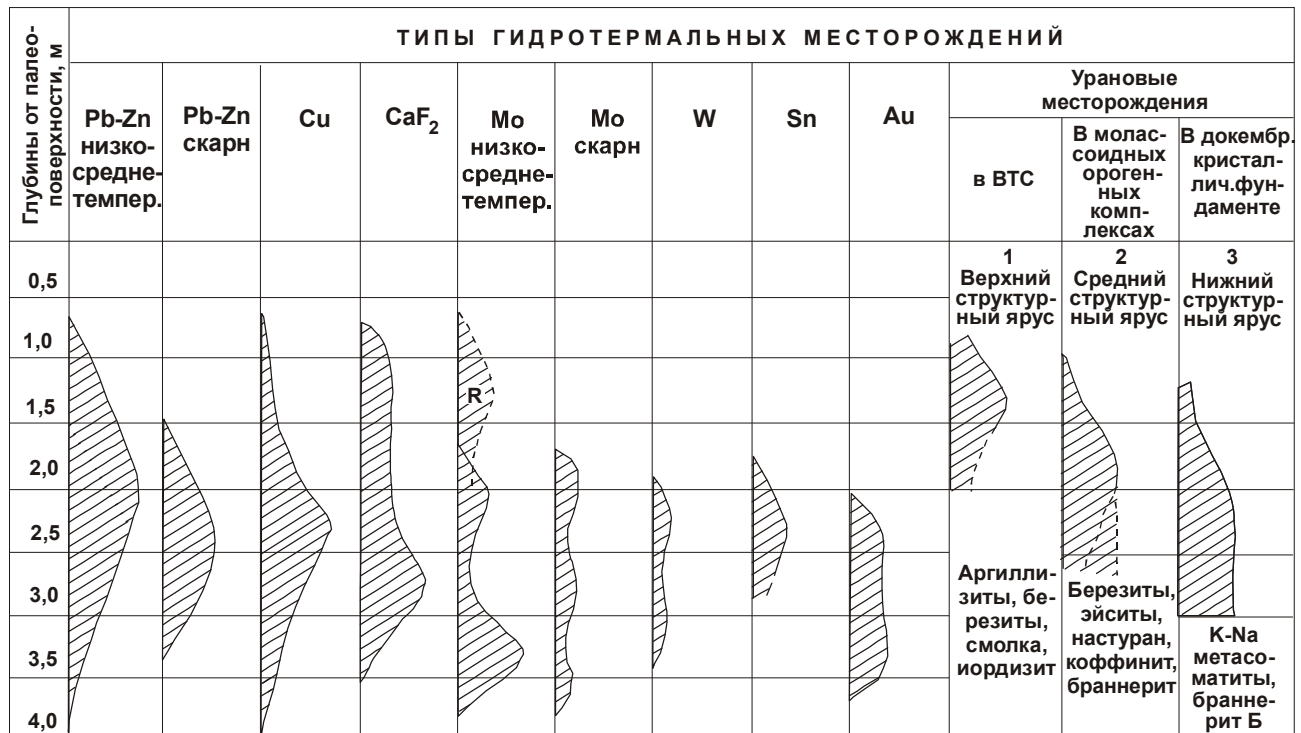
Наиболее чувствительным индикатором глубинности формирования эндогенных месторождений является уран в связи с его высокой подвижностью и особенностями формирования различных соединений в широком интервале глубин в зависимости от геологических условий. Одновременно с ураном в единых металлогенических зонах нередко локализуются также месторождения других литофильных и халькофильных металлов, что позволяет оценивать глубины образования месторождений этих металлов на основе сопоставления с урановыми.

Наименьшей глубиной формирования характеризуются урановые месторождения в вулканогенных структурах, с которыми генетически или парагенетически связана урановорудная минерализация (табл.1, 2, рисунок). Они относятся к категории при-

поверхностных и наиболее низкотемпературных. Данные разведки урановых месторождений в вулканогенно-тектонических структурах (ВТС) Дальнего Востока и Забайкалья оценивают глубину формирования фронтальных зон урановорудных тел рассматриваемого типа в пределах 0,3–0,5 км, причем размах оруденения в редких случаях превышает 500 м. Характерными рудными минералами являются низкотемпературные, нередко колломорфные выделения настурана и иордизита, нередко с молибденитом и умохитом в поле интенсивно аргиллизированных пород. В некоторых структурах выше урановых тел локализованы флюоритовые месторождения, а ниже – проявления свинцово-цинковой, молибденовой и, в некоторых случаях, оловянной минерализации.

Ураноносные моласоидно-вулканогенные комплексы наложенных депрессий зон тектоно-магматической активизации характеризуются высокой гетерогенностью разреза, часто с проявлениями сложной пликативной тектоники и густой сети вулканогенно-тектонических субпослойных и крутопадающих секущих дизъюнктивных нарушений. Подобное сочетание разнообразных рудолокализирующих структур определяет резкие вариации вертикального размаха оруде-

Таблица 1. Схема глубинности формирования гидротермальных месторождений различных металлов от палеопервоверхности периода рудообразования (по [15], с дополнениями А.П. Ван-Ван-Е по глубинности формирования урановых месторождений, 1990).



- 1 – в приповерхностных вулканогенно-тектонических нарушениях
- 2 – в сквозных секущих послойных нарушениях
- 3 – в региональных разломах глубокого заложения
- R – низкотемпературный молибденит (умохит)

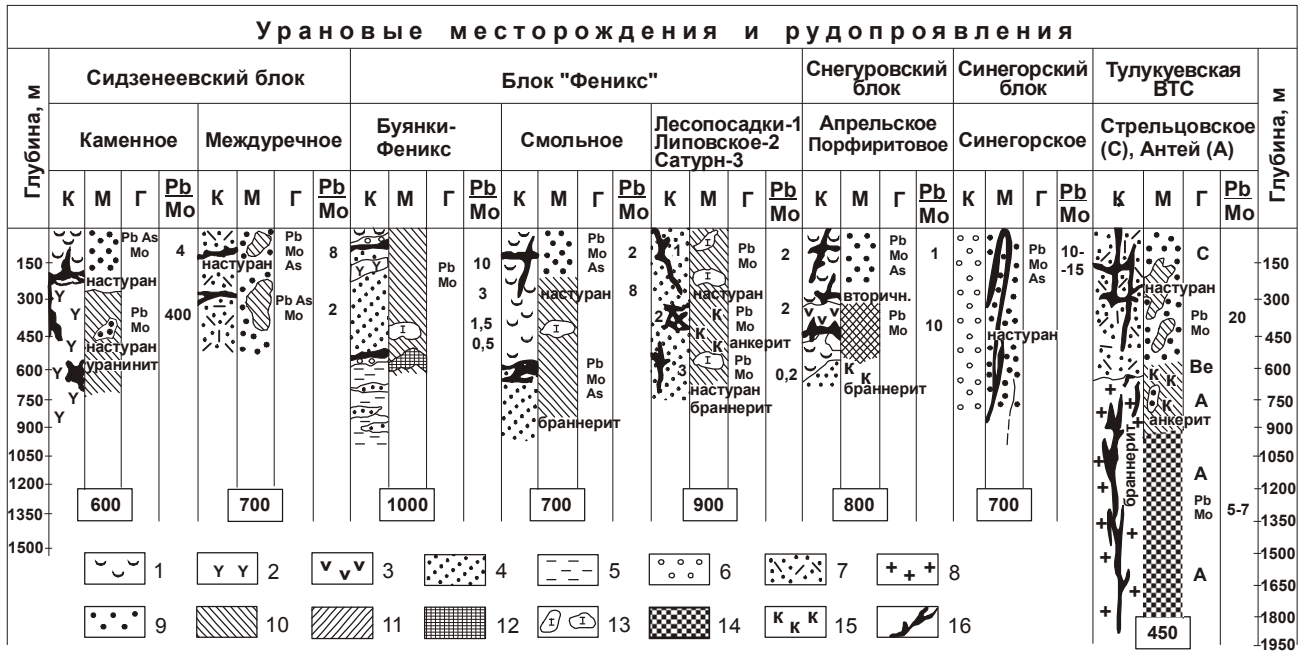


Рис. Соотношения особенностей глубинного положения уранового оруденения, метасоматитов и элементов-спутников в Синегорском районе Южно-Ханкайской металлогенической зоны и Тулукуевской ВТС Восточно-Забайкалья.

1 – фельзиты, 2 – липариты, игнимбриты; 3 – андезиты; 4 – песчаники; 5 – алевриты; 6 – конгломераты; 7 – нерасчлененные толщи туфов, кислых эффузивов; 8 – гранитоиды фундамента. Метасоматиты: 9 – аргиллизиты; 10 – березиты; 11 – пропилиты; 12 – альбитизированные породы; 13 – участки альбит-хлоритовых изменений; 14 – рудосопровождающие альбититы; 15 – карбонатизация; 16 – урановородные тела. К – литологическая колонка, М – колонка метасоматитов, Г – основные элементы-спутники.

700 – ориентировочные глубины эрозионного среза, м (на рисунке указаны глубины современной поверхности).

нения и большое разнообразие форм рудоносных залежей. В этих обстановках нередки сочетания субслоистых, сложноштокверковых и жильных крутопадающих рудных тел, причем последние развиваются, как правило, на более глубинных уровнях, в том числе и в породах фундамента. Положение верхней части рудоносной колонны в рассматриваемом случае зависит от степени гетерогенности разреза: при значительной однородности вмещающих пород глубина минимальная, а в случае развития экранирующих поверхностей глубина локализации рудных тел увеличивается. Наиболее характерными типами околорудных изменений в рудоносных блоках молассоидно-вулканогенных депрессий являются гидрослюдзитовые, реже – березитовые, а на более глубоких горизонтах – низкотемпературные альбититовые.

Наибольшей глубиной распространения уранового оруденения характеризуются ураноносные зоны в долгоживущих активизированных разломах докембрийского кристаллического фундамента (Алданский, Украинский, Канадский щиты). Судя по мощности перекрывающих рудные зоны платфор-

менных отложений, глубина до верхних частей рудных тел от палеоперехности составляла 1000 м и более. Установленный размах уранового оруденения достигает свыше 2500 м. Характерными рудосопровождающими метасоматитами в рассматриваемых случаях являются калиевые или натриевые, с которыми связано образование основного рудного минерала браннерита “Б” или уранинита [3]. В ряде случаев наблюдается двухъярусный характер оруденения: низкотемпературные рудные тела верхнего яруса локализуются как в зонах аргиллизации и березитизации (в молассоидно-вулканогенном чехле), так и в совмещенных сквозных крутопадающих дизъюнктивах фундамента нижнего яруса. В последнем случае оруденение сопровождается более высокотемпературными метасоматитами (кремне-щелочными), и эти рудные тела образуют “корневые” зоны рудоносной колонны. Ярким примером сказанному служат урановые месторождения Стрельцовской группы (В. Забайкалье), локализованные в вулканогенных отложениях Тулукуевской депрессии и в крутопадающих разломах гранитоидного фундамента (рисунок). Аналогичные соотношения рудоносных зон

Таблица 2. Петролого-магматические критерии определения глубины эрозионного среза рудовмещающих блоков от палеопервоверхности периода рудоотложения.

Зоны глубинности	Геологические факторы оценки глубинности	Ориентировочная глубина эрозионного среза, м	Особенности фациального и петрографического состава магматических комплексов. Профилирующее оруденение.	
ПРИПОВЕРХНОСТНАЯ	1. Покровные эффузивы и экструзии основного и кислого состава. Сольфатарная аргиллизация, вторичное окварцевание, гидрослюдизация.	До 500 	Сложный фациальный состав формационных комплексов эффузивов. Дайки проявлены незначительно. Низкотемпературные и телетермальные месторождения Au, Hg, U, Sb, As, Cu. Выходы рудопроявлений урана и ореолы месторождений различного масштаба.	
	ГИПАБИССАЛЬНАЯ	2. Реликты вулканогенных полей, корневые зоны экструзий, дайки; апикальные зоны малых интрузий. Ороговикование, серицитизация, пропилитизация, березитизация, низкотемпературная альбитизация.	500–1500 	Малые интрузии сложного габбро-грант-сиенитового состава. Появление порфировых структур, ортоклаза. Рудные тела преимущественно жильного типа: Mo, Pb, As, Zn, Ag, Au, Cu, Sn, W. Различные генетические типы месторождений урана, в т.ч. крупномасштабные.
		3. Апикальные части гипабиссальных интрузий. Многочисленные провесы кровли. Ореолы грейзенизации, скарнирования. Щелочной автосоматоз.	1500–2500 	Сложный состав магматических комплексов. Мощные краевые фации. Порфировые структуры, ортоклаз, микроклин, зональный плагиоклаз. Жильные и метасоматические рудные тела: Sn, W, Cu, Ni, Mo, Pb. Мелкие месторождения и рудопроявления урана, в т.ч. уран-редкометалльной формации.
		4. Глубокий срез гипабиссальных гранитных массивов. Обилие даек различного состава. Пегматоидные тела. Ореолы грейзенизации, скарнирования.	2500–4500 	Крупно- и равномернозернистые структуры. Краевые фации различной мощности и сложности. Развитие микроклина, редко – ортоклаза. Контактвометасоматические месторождения: Cu, Ti, Fe, Cr, Sn, W, Mo Пегматоидные месторождения урана.
	АБИССАЛЬНАЯ	5. Крупные тела гранитоидных батолитов. Альбит-грейзеновый автосоматоз.	Свыше 4000 	Однородный состав. Малая мощность краевых фаций. Равномернозернистая структура. Преобладание микроклина. Магматические, пегматоидные, скарново-грейзеновые месторождения Fe, Cr, Ti, Pt. Редкие и благородные металлы.



Экструзии фельзитов, липаритов



Эффузивы кислого состава



Эффузивы основного состава



Туфы, туфобрекчии, туфопесчаники



Молассоидные комплексы



Гипабиссальные интрузии габбро-граносиенитового состава



Глубинные фации гипабиссальных интрузий



Глубинные фации гранитных батолитов



Тела пегматоидов



Рудные тела

верхнего и нижнего ярусов в одном рудном поле характерны также для многих оловорудных, золоторудных и некоторых других типов эндогенных месторождений, особенно в зонах тектоно-магматической активизации. В случае малой глубины эрозии (обычно в депрессиях) фиксируются верхние и нижние ярусы рудных тел; при глубокой эрозии наблюдаются лишь “корневые” рудные зоны или подкорневые безрудные метасоматиты в разломах кристаллического фундамента (табл. 2).

Следует отметить, что определения цифровых значений глубинности гидротермального оруденения, приведенные в таблице 2, имеют сугубо приближенный характер вследствие существенного влияния различных геологических и, прежде всего, структурных факторов. Интенсивность проявления рудоподводящих и рудолокализирующих структур на различных глубинных уровнях определяет как морфологию, так и размах оруденения (табл. 3). Практика изучения рудных районов, узлов и месторождений показывает, что задачи определения глубинности оруденения и степени эродированности рудоносных блоков должны решаться конкретно для каждой рудоносной структуры и даже для отдельной рудной залежи на фоне анализа вертикальных движений рудоносного блока за пострудный период. Причем при

оценке уровня эрозионного среза, так же как и глубинности оруденения, должны прежде всего анализироваться особенности проявления рудоконтролирующих геологических факторов, которые закономерно в пространстве определяют локализацию рудных тел по латерали и на глубину (особенности проявления глубинных фаций интрузивных тел, типы дизъюнктивных и пликативных структур, состав метасоматитов и геохимических ореолов, рудные минеральные ассоциации и т.п.).

На территории Дальнего Востока выполнено крайне ограниченное количество специальных исследований по определению степени эродированности рудоносных структур. Одна из наиболее ранних работ такого плана была проведена В.И.Волковым [5] в Яурин-Каменушинском районе (Буреинский массив), который на основании детальных палеовулканических реконструкций с привлечением минерало-геохимической зональности рудных полей получил среднее значение ГЭС в 300 м за кайнозойский период. В этом же регионе для Таланджинской, Каменушинской и Белоянской ВТС относительные оценки степени эродированности были получены В.А. Евтушенко [9] на основании анализа соотношения типов оруденения и зональности гидротермаль-

Таблица 3. Распределение эндогенных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма (по [11]).

Глубинный уровень, м	Деформация горных пород	Минеральный состав тектонитов	Рудоконтролирующие разрывные нарушения	Характерные типы эндогенных месторождений
1	2	3	4	5
I 500–1000	Дробление, растрескивание	Отвечает составу вмещающих пород	Зоны брекчирования и трещиноватости	Низкотемпературные гидротермальные м-я свинца, цинка, флюорита, сурьмы. Приповерхностные м-я урана.
II 1000–2000	Дробление, катаклаз, перетирание на плоскостях скольжения	Обломки вмещающих пород, глинистые минералы, карбонаты, кварц	Дизъюнктивные нарушения с глиной трения	Низко- и среднетемпературные гидротермальные м-я висмута, кобальта, свинца, цинка. Урановые м-я среднего структурного яруса настурин-молибденовой формации.
III 1500–3000	Катаклаз, милонитизация, частичная перекристаллизация	Эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серицит, карбонаты, кварц	Зоны милонитов, катаклазитов, диафторитов	Среднетемпературные натровые метасоматиты; гидротермальные м-я золота. Урановые м-я нижнего структурного яруса браннерит-молибденитовой формации в зонах Na и K метасоматоза.
IV 2500–4000	Рассланцевание, пластическое течение в твердом состоянии, перекристаллизация	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	Зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов	Высокотемпературные K и K–Na метасоматиты с ниобием, танталовым оруденением; некоторые редкометалльные пегматиты
V Свыше 4000	Рассланцевание, перекристаллизация, частичное плавление, будинаж	Биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, олигоклаз, андезин, кварц	Зоны инъекционных мигматитов и будинажа, сопряженные со складками	Магнезиальноскарновые м-я магнетита и флогопита; мусковитовые и керамические пегматиты

но измененных вмещающих пород. Наиболее вскрытой, по его данным, является Белоянская ВТС; меньший эрозионный срез характерен для Таланджинской депрессии, а Каменушинская ВТС занимает промежуточное положение. Наиболее детальные исследования процессов пострудной эрозии и ГЭС были выполнены для Ханкайского массива и его складчатого обрамления Е.А. Кирилловым [13], применившим геолого-геоморфологический метод. На основании анализа карты поверхностей выравнивания Уссури-Ханкайского массива м-ба 1:500 000 Е.А. Кирилловым были составлены две схемы районирования массива по степени сохранности эндогенных месторождений для позднемеловой и позднепалеозойской эпох. Примененный Е.А. Кирилловым метод позволяет получить относительные характеристики ГЭС, о чем сам автор пишет в своей работе (фонды ДВИМСа, 1982 г.): “В большей мере такие методы дают качественную оценку территории по этим (геолого-геоморфологическим. А.В.) характеристикам или осредненную количественную” – и далее – “... следует подчеркнуть, что на сегодняшний день нет и, очевидно, не может быть каких-то единообразных подходов в оценке эрозионно-денудационного среза (ЭДС). Это вызвано не только сложностью самой проблемы, но и специфичностью условий, с которыми приходится сталкиваться исследователям при ее решении в приложении к оценке уровня ЭДС установленных рудных и потенциально перспективных на различные виды эндогенного оруденения районов, их районирования по сохранности рудных объектов”.

Собственно геологические и комплексные методы определения ГЭС рудоносных структур разрабатывались рядом авторов как для отдельных рудоносных структур Дальнего Востока [2, 5, 13] и Забайкалья [1], а также и для ряда других регионов СССР [15, 16, 18, 21]. Многие из существующих геоморфологических и морфоструктурных методов позволяют получить усредненные значения ГЭС крупных участков (“геоблоков”), часто не характеризующие адекватно степень вскрытия эрозионными процессами конкретных рудных структур и месторождений в связи со знакопеременными и разноамплитудными перемещениями отдельных блоков в пострудный период. Возраст оруденения также не может служить критерием глубины эродированности месторождений, так как нередко месторождения сходных геолого-промышленных типов характеризуются широким возрастным диапазоном формирования рудных залежей и находятся в настоящее время на близких глубинных уровнях. За редким исключением, также не может служить критерием глубинности оруденения и возраст рудовмещающих пород, т.к. часто разновозрастные рудные тела даже на одном месторождении локализируются в различных по составу и возрасту породах.

Из всех апробированных методов оценки глубины эродированности рудоносных блоков наиболее надежными являются те, которые базируются на анализе проявленности рудоподготовительных и рудосопровождающих тектоно-магматических процессов. К первым относится, прежде всего, анализ связи оруденения с магматическими комплексами различных тектоно-магматических зон (с малыми интрузиями, дайками, экструзиями, корневыми зонами палеовулканов и т.п., табл. 2). Из рудосопровождающих процессов наиболее высокой связью с рудообразованием и информативностью в отношении глубины оруденения характеризуются околорудные изменения вмещающих пород. Многочисленные исследования в рудных районах и, особенно, работы Д.С. Коржинского [14] и его последователей [10, 16, 18] свидетельствуют о наличии тесной генетической и пространственной связи постмагматических процессов и оруденения, т.е. однотипные рудные формации сопровождаются определенным комплексом изменений, непосредственно предшествовавших оруденению или сопровождавших рудный процесс.

На примере урановых месторождений Дальнего Востока и Забайкалья в таблице 2 и на рисунке показано значение перечисленных факторов в определении глубинности оруденения. Выделенные зоны глубинности характеризуются особенностями магматизма, проявлениями рудосопровождающих метасоматитов и минеральными формами оруденения. Приповерхностная зона (табл. 2) отличается широким распространением покровных эффузивов, апикальных фаций экструзий, незначительными проявлениями даек, отсутствием субвулканических и гипабиссальных интрузий и преобладанием низкотемпературных метасоматитов, из которых наиболее широким развитием пользуются площадные процессы кислотного выщелачивания и, прежде всего, сольфатарная аргиллизация.

Рассматриваемые тектоно-магматические зоны характеризуются малым эрозионным срезом, и непосредственно на эродированной поверхности могут обнажаться фронтальные зоны месторождений или их приповерхностные ореолы. В данном случае существуют благоприятные условия для сохранности крупных месторождений на нижних, не вскрытых эрозией горизонтах. Однако рудные поля экструзивно-купольных положительных структур могут быть значительно эродированы в связи с более высоким первоначальным положением этих структур в палеорельефе или в результате проявления опережающих восходящих движений в пострудный период. В этих случаях при относительно неглубокой эрозии макроблока в целом могут быть установлены высокотемпературные метасоматиты (гранат-пироксеновые скарны, кремне-калиевые метасоматиты, грейзенизи-

рованные породы) и, соответственно, прикорневые зоны оруденения. Наряду с урановыми низкотемпературными месторождениями в приповерхностной зоне верхнего структурного яруса могут локализоваться месторождения ртути, золота, серебра, сурьмы, меди, флюорита.

Гипабиссальную зону целесообразно разбить на три подзоны (табл. 2) в зависимости от степени эродированности рудоносных блоков и состава выведенных на дневную поверхность рудоконтролирующих или разновозрастных магматических комплексов. Верхняя подзона характеризуется отсутствием или незначительным развитием вулканогенных формаций. На поверхности обнажены породы кристаллического фундамента или молассоидные орогенные комплексы, включающие отдельные внутрiformационные покровы вулканитов, малые интрузии, дайки, обычно сложнодифференцированного состава. На рассматриваемом эрозионном срезе обнажаются на поверхности среднетемпературные халько- и литофильные, в т.ч. редкометалльные и урановые месторождения различных геолого-промышленных типов, нередко крупных масштабов.

Средняя подзона объединяет блоки достаточно глубокой эродированности инверсионно-орогенных рудовмещающих комплексов. В рассматриваемом случае повсеместно обнажены различные по составу, структуре и текстуре эндоконтактные фации гранитоидных массивов. Вулканогенно-осадочные формации сохранились в виде реликтов. Широким развитием пользуются высокотемпературные метасоматиты и редкометалльная рудная минерализация. Характерны урановорудные проявления и мелкие месторождения урана в крутопадающих дизъюнктивных высокорadioактивных гранитоидов.

Нижняя подзона характеризуется глубоким срезом рудовмещающих формаций и, соответственно, разновозрастных магматических комплексов, с которыми эндогенные месторождения имеют генетическую или парагенетическую связь. На дневной поверхности обычно обнажаются равномернозернистые, нередко гнейсовидные крупнокристаллические граниты, пегматоидные поля. Отмечаются непромышленные проявления урановой минерализации корневых зон среднего яруса, а также ураноносные структуры глубинных разломов, включающих иногда промышленные (в т.ч. крупные) урановые месторождения в связи с кремне-щелочным метасоматозом средне-высокотемпературного типа. Выходы на поверхность магматических формаций абиссальной зоны свидетельствуют о глубокой эродированности блока и полном уничтожении эндогенных урановых месторождений соответствующего возраста.

Приведенные выше данные показывают сложность, а в ряде случаев и неоднозначность определе-

ния глубины эрозионного среза рудных месторождений. Существующие методы позволяют для отдельных групп месторождений устанавливать в основном положение фронтальных и корневых зон РМС по проявленности специализированных магматических комплексов и рудосопровождающих метасоматитов. Несмотря на относительность обоснования ГЭС, подобные исследования крайне актуальны для многих геоблоков Дальнего Востока в связи с тем, что установленный сырьевой потенциал большинства регионов базируется на оценке и разведке месторождений приповерхностного уровня, в среднем до глубины не более 500 м, и почти полностью отсутствует информация о проявленности и масштабах оруденения на больших глубинах. В то же время, известно, что разработка рудных месторождений является рентабельной на предельно больших глубинах (Au-U месторождение Витватерсранд – до 4 км; Au месторождение Калар – свыше 3,5 км; Cu-Ni Талнахское месторождение – свыше 2 км и др.). По мнению В.И. Казанского [12], Россия, в т.ч. и Дальний Восток, располагают значительным резервом выявления скрытых месторождений с богатыми содержаниями полезных компонентов и значительными запасами. Для сложно построенного Дальневосточного региона выявление скрытых и многоярусных рудных месторождений (рисунок) является одной из важнейших стратегических задач наращивания сырьевой базы профилирующих типов полезных ископаемых. В этом плане должна быть пересмотрена методология прогнозирования и поисков выходящих на дневную поверхность месторождений. Прогнозно-поисковые методы выявления скрытых месторождений должны включать:

1. Составление карт эндогенного среза геоблоков во временных интервалах различных по возрасту и составу структурно-формационных зон.

2. Выполнение работ по глубинному геофизическому зондированию перспективных структур.

3. Проведение заверочного глубинного структурного бурения в геоблоках с наиболее вероятными проявлениями процессов рудообразования в нижних ярусах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Г.В., Строна П.А. Принципы прогнозирования эндогенного уранового оруденения в активизированных областях завершённой складчатости (на примере Восточного Забайкалья) // Принципы и методика составления прогнозных карт ураноносности различных структур земной коры. Л., 1975. С. 30–42.
2. Ван-Ван-Е А.П. Принципы определения степени эродированности вулканических структур // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973. С.188–190.
3. Ван-Ван-Е А.П. Метасоматическая зональность и моделирование процессов рудообразования // Тихоокеан. геология. 1992. №3. С. 36–40.

4. Ван-Ван-Е А.П. К вопросу зональности проявления поствулканических процессов и связи рудообразования с вулканизмом // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. Вып. 2. С. 64–77.
5. Волков В.И. Петрология, геохимия и ураноносность Юринской группы вулканов на М.Хингане: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. 1965.
6. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 239 с.
7. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 289 с.
8. Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Вольфсона Ф.И. М.: Недра, 1978. 446 с.
9. Евтушенко В.А. Соотношение оруденения и гидротермальных изменений в вулканоструктурах юга Буреинского массива. Владивосток, 1975. С. 17–24.
10. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматиты и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–27.
11. Казанский В.И. Разломы Байкало-Амурского региона и связь с ними эндогенного оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 5–15.
12. Казанский В.И. Глубинные корни рудных месторождений // Природа. 1986. №11. С. 30–40.
13. Кириллов Е.А. Усовершенствование методики поисков промышленных месторождений урана на основе изучения и учета природно-геологических факторов, снижающих достоверность опоскования рудоперспективных площадей в горно-таежных районах юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1983. (Фонды ДВИМСа).
14. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд. АН СССР, 1962. 24 с.
15. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 210 с.
16. Модников И.С., Скворцова К.В. О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1974. № 2. С. 18–27.
17. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Еще раз о вертикальной зональности первичных геохимических ореолов // Научные основы геохимических методов поисков глубоководных месторождений. Иркутск, 1971. С. 41–49.
18. Омеляненко Б.И. Околорудные изменения пород. М.: Недра, 1978. 212 с.
19. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 105 с.
20. Плющев Е.В., Ушаков О.П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975. С.24–34.
21. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных месторождений. М.: Недра, 1975. 205 с.
22. Szádeczky-Kardoss E. A Magmas közelek és ersek kepzödesi mélysegenek meghatározáról. Magyar tud. akad. Műss. tud. Oszt, köze. 1957. 20. № 3–4.
23. Stringhem B. Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals // Econom. Geol. 1952. V. 47, № 46.

Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

A.P. Van-Van-Ye

Erodibility of endogenic deposits in tectono-magmatic activation zones of the Far East

The paper deals with main techniques of erosional shear depth determination of ore fields and ore deposits. Definition of erodibility degree of some ore-bearing structures and geoblocks is exemplified. In this connection problems of discovering concealed ore deposits, including those in the Far Eastern region are discussed.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.411(510)

ЗОЛОТОНОСНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В.Г. Хомич, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Недавно в Китае опубликована монография коллектива авторов во главе с профессором Ци Цзян-Чжуном [4], посвященная результатам исследования закономерностей локализации золотого оруденения, а также анализу взаимосвязей между различными генетическими типами эндогенной минерализации, сосуществующими в пределах отдельных рудных полей юго-восточной части страны.

Геология и металлогения юго-восточного Китая относительно мало знакомы геологической общественности России, поэтому весьма полезно было прочесть итоговую работу большого коллектива специалистов, длительное время занимающихся изучением этого региона, часто сопоставляемого с российским Приморьем. Юго-восточный Китай интересен российским геологам не только наличием Прибрежного вулканогенного пояса, во многом аналогичного Восточно-Сихотэ-Алинскому, но и, как нам представляется, по более веским геологическим и геодинамическим основаниям. Такими основаниями можно считать известные доказательства существования Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой системы (ВАГСС), в пределах которой имела место многократная активизация сдвиговых смещений в позднем мезозое и кайнозое [2, 3]. Упомянутая активизация привела к широкому развитию различных форм дислокаций, которые значительно перестроили допозднемезозойский структурный рисунок притихоокеанского края Азиатского континента. Напомним в связи с изложенным, что наиболее ярко выраженными структурами приконтинентальной части Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия (АТМВ) являются не затронутые северо-северо-восточными сдвигами широтные и северо-западного простирания складчато-надвиговые сооружения полициклического развития, располагающиеся между крупными геоблоками повышенной стабильности и поэтому называемые межблоковыми шовными зонами (МШЗ). Внутриконтинентальные

МШЗ характеризуются длительностью прерывисто-непрерывного развития в режиме рифтинга и разнообразными проявлениями магматизма, оформившиеся на орогенно-активизационном этапе в вулканоплутонические пояса пограничного типа.

Наиболее значительная перестройка восточных флангов МШЗ рассматриваемой окраины Азии связана с перемещениями по левосторонним сдвигам ССВ простирания, в результате которых геоблоки и их широтные границы были разорваны и разобщены на расстояния до десятков и сотен километров. Сопутствующие крупным сдвигам многочисленные сдвиги-сколы, проявляясь как гигантский кливаж, совместно со свойственной сдвиговым дислокациям ротацией, развернули широтные структурные элементы на северо-восточное направление (рисунок, [3]).

Развитие ВАГСС явилось следствием относительного перемещения континента на ЮЮЗ. Синхронно со смещением континентальных масс на ЮЮЗ в противоположном направлении (на ССВ), вероятно, смещалась океаническая плита, также обеспечивая сдвиговый геодинамический режим развития континентальной окраины. Помимо сдвигов не менее важную роль в разрушении палеоструктурной обстановки играли сосдвиговые раздвиги, которые особенно интенсивно развивались в позднем мелу и кайнозое (деструктивный этап сдвиговых дислокаций), контролируя формирование вулканоплутонических поясов (ВПП), рифтогенных континентальных депрессий и глубоководных впадин окраинных морей [1].

В предлагаемой трактовке (рис.) восточным продолжением Иньшань-Яньшанской МШЗ и одноименного ВПП является Амуро-Сунгарийский (Амурский) ВПП, а Приморский ВПП – с учетом смещений по системам левых сдвигов Сихотэ-Алиня и Тан-Лу – продолжается к юго-западу Шандунским, а западнее разлома Тан-Лу – Цинлинскими МШЗ и ВПП.

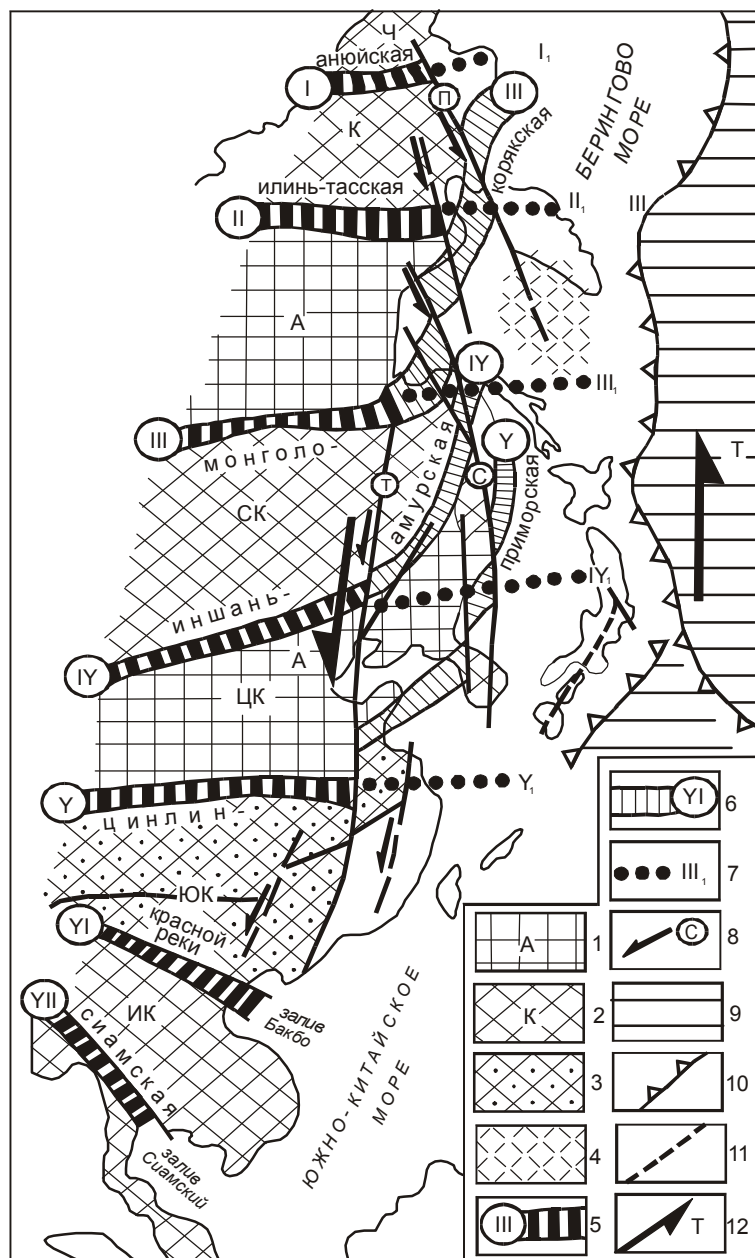


Рис. Внутриконтинентальные межблоковые шовные зоны и их возможные продолжения в пределах Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой системы.

1–2 – блоки континентальной коры с архейским (1) (А – Алданский, ЦК – Центрально-Китайский (Сино-Корейский) и протерозойским (2) (Ч – Чукотский, К – Колымский, СК – Северо-Китайский (Амурский), ЮК – Южно-Китайский, ИК – Индо-Китайский) фундаментом; 3 – параплатформа Янцзы; 4 – Охотоморский массив; 5–6 – межблоковые шовные зоны (МШЗ) рифтогенеза и проявлений магматизма: 5 – западные (внутриконтинентальные) фланги МШЗ, не вовлеченные в сдвиговые дислокации; 6 – восточные (приокеанические) фланги МШЗ, вовлеченные в сдвиговые дислокации Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия; 7 – досдвиговое субширотное простиранье восточных (приокеанических) флангов МШЗ; 8 – главные сдвиги (Т – Тянь-Лу, С – Центрально-Сихото-Алинский, П – Пенжинский); 9 – Тихоокеанская плита; 10 – зоны Беньюфа; 11 – срединная тектоническая линия Японии; 12 – направление смещений Азиатской (А) и (или) Тихоокеанской плит.

Если предполагаемая трактовка верна, то для геологов Дальнего Востока России, исследующих закономерности размещения эндогенного оруденения региона, имеют еще более существенное значение (в плане сравнительного металлогенического анализа) современные представления китайских коллег по геологии и благороднометалльной металлогении Юго-Восточного Китая, чем просто сопоставление геологии и металлогении Прибрежного (КНР) и Восточно-Сихотэ-Алинского (РФ) ВПП и их обрамления.

В свете изложенного читателям станет более понятным интерес, проявленный авторами настоящей публикации к труду китайских коллег, посвятивших более 10 лет специализированным исследованиям золотоносности Юго-Восточного Китая. От-

метим, что на ЮВ КНР находятся такие провинции, как Гуанси, Гуандун, Фуцзянь, Цзяннань, Цзянси, Чжецзянь, остров Хайнань и другие.

Важно подчеркнуть, что анализируемые нами исследования проводились в рамках главной государственной научной программы КНР по изучению золота, курируемой Государственным Комитетом по науке и Министерством геологии и минеральных ресурсов (МГМР). Монография является результатом многолетнего плодотворного сотрудничества геологов из различных научно-исследовательских организаций Китая, принадлежащих МГМР (Нанкинский, Чжецзянский институты геологии и минеральных ресурсов, Пекинский институт месторождений полезных ископаемых, Восточно-Китайское бюро гео-

логии и разведки), Академии наук Китая (институты геологии и геохимии), Академии наук о Земле Министерства ядерной промышленности и другим ведомствам.

Издание книги осуществлено при финансовой поддержке Цинлинского издательского фонда (проект 90051-03-4).

В шести главах монографии последовательно рассматриваются:

- геологическая позиция и систематика золоторудных месторождений субэвразийских вулканических полей ЮВ Китая (гл. I);

- характеристика типовых золоторудных месторождений (гл. II-III) как размещенных вдоль западной границы юго-восточной части Прибрежного вулканического пояса и причисляемых к т.н. “яньшанской вулканогенной металлогенической подсерии” (гл. II), так и удаленных от упомянутой границы и принадлежащих к т.н. “яньшанской интрузивной металлогенической подсерии” (гл. III) и сосредоточенных в пределах террейнов Нижняя Янцзы и Цзяннань;

- модели золотоносных рудных систем и их соотношения (гл. IV) на основе исследований источников вещества, P-T условий развития, механизмов формирования флюидных, рудоносных систем порфирирового типа и зональности размещения оруденения;

- металлогенические условия формирования золотой минерализации под влиянием различных региональных и локальных факторов (структурных, магматических, металлогенических и др., гл. V);

- корреляции между разными сегментами циркум-тихоокеанского золотоносного пояса и перспективы выявления новых месторождений Au в юго-восточном Китае (гл. VI).

Учитывая важность содержащихся в монографии материалов, имеет смысл более подробно обсудить содержание каждой из перечисленных выше глав.

В главе I авторы монографии при характеристике геологической позиции золотоносных площадей используют терминологию террейнового анализа. На территории ЮВ Китая они выделяют сегменты трех континентальных плит и субплит (Северо-Китайской, Юго-Восточно-Китайской и Янцзы), разделяя их, в свою очередь, на 10 террейнов, сложенных разновозрастными осадочными и метаморфическими комплексами. Отметим, что каждому из выделенных тектоно-стратиграфических террейнов присущи свои особенные рудные сообщества. Это послужило основанием для авторов монографии к выделению десяти одноименных с террейнами металлогенических провинций. Для большинства террей-

нов возраст досинийского кристаллического фундамента варьирует от архея до среднего протерозоя. Авторы первой главы предполагают, что первоначально обособленные террейны (микроплиты) подверглись в позднем протерозое и раннем девоне межконтинентальному коллизионному ортогенезу, континентальному рифтогенезу и дроблению, и около 220 млн лет назад (т.е. в позднем триасе), пройдя серию последовательных этапов коллизии и аккреции, окончательно причленились к Евразии. В мезозойской истории развития региона фиксируются три главных тектоно-термальных события:

- межконтинентальный коллизионный ортогенез в раннем мезозое. Ему соответствует индосинийский тектоно-магматический цикл (ТМЦ);

- поддвиг под Евразийскую континентальную плиту тихоокеанской плиты Кула в среднем-позднем мезозое (яньшанский ТМЦ);

- трансформное сдвигообразование (синхронное первым двум циклам), обусловившее формирование зоны левосторонних сдвигов, которые рассекают и смещают все древние континентальные субплиты и палеозойские складчатые зоны.

Трансформное сдвигообразование, его причины и следствия ранее были детально рассмотрены в специальной монографии под редакцией профессора Сюй Цзявэя [6], на которую и ссылаются авторы монографии.

С первым из названных ТМЦ связано формирование коллизионных гранитов, размещенных вдоль границ некоторых террейнов, и проявлений золотого оруденения, сопряженного с процессами метаморфизма и повторного плавления коры. Со вторым ТМЦ, характеризовавшимся в геодинамическом отношении, по мнению авторов монографии, субдукцией океанической плиты и интенсивными сдвиговыми движениями, связана серия вулканоплутонических комплексов (от синтаксического до транзитного типов), а также разные генетические типы золоторудных и золотосодержащих месторождений, большинство которых может быть включено в качестве составных частей в порфирировую рудную систему.

Рассматривая в дальнейшем главным образом золоторудные и золотосодержащие месторождения, авторы монографии систематизируют их в сопоставлении с двумя главными эндогенными процессами, развивающимися в недрах Земли – магматизмом и метаморфизмом. Именно поэтому месторождения сгруппированы в две металлогенические серии. К одной серии отнесены месторождения, ассоциирующие с проявлениями магматизма яньшанского ТМЦ, к другой – месторождения, связанные с проявлениями метаморфизма и повторного плавления коры индо-

синийского ТМЦ. В нашем дальнейшем изложении первая из серий именуется яньшанской, вторая – индосинийской. Очевидная сложность яньшанской металлогенической серии в целом, в том числе и ее золотоносной части, привела к необходимости ее разделения на вулканическую и плутоническую подсерии.

Золотоносные площади, содержащие соответствующие проявления индосинийской и яньшанской металлогенических серий, пространственно разобщены. Золоторудные и золотосодержащие месторождения, ассоциирующие с магматитами яньшанской серии, размещены преимущественно в восточной части, а с магматитами индосинийской серии – в основном в юго-западной части региона. На долю первой из них приходится до 90,42 % региональных запасов золота, на долю второй – 6,53 %. Остающиеся 3 % запасов приходятся на гипергенно обогащенные руды так называемого “госсанского” типа. Основная масса собственно золоторудных месторождений и многие месторождения с попутным золотом сосредоточены на площади террейнов Нижняя Янцзы и Цзяннань.

Особенности пространственного распределения золотого оруденения в регионе predetermined, по мнению авторов монографии, тремя главными факторами:

- границами тектоно-стратиграфических террейнов и составом пород фундамента;
- мезозойским геодинамическим режимом и обусловленными им магматическими сериями;
- активизацией ССВ сдвиговой системы и связанной с ней сетью рудоконтролирующих разломов.

По составу ассоциаций элементов-металлов собственно золоторудные месторождения с попутным золотом принадлежат большому числу геолого-промышленных типов: от собственно золотых, золото-вольфрам-висмутовых (золото-редкометалльных) и золото-серебряных до урановых (с золотом и серебром), медно- и олово-свинцово-цинковых (с золотом и серебром). Российским специалистам будет интересно узнать, что большая часть известных запасов Au в ЮВ Китае сосредоточена в золотоносных проявлениях порфирового (37,37 %) и скарнового (33,95 %) типов. А удельные веса высокосульфидного и убогосульфидного типов эпитеpmальных золоторудных месторождений составляют соответственно 0,81 и 3,28 % от суммарных запасов золота региона. Доля дистальных эпитеpmальных золоторудных месторождений, включая некоторые полигенетические, равна 6,78 %.

Интересны приводимые в монографии данные по радиологическому датированию проявлений золотой минерализации. Они свидетельствуют о наличии трех металлогенических эпох: индосинийской

(228–200 млн лет), к которой относятся золоторудные проявления метаморфогенно-гидротермального и метаморфогенно-мигматитового типов; раннеяньшанской (187–135,8 млн лет) с месторождениями скарнового и порфирового типов с попутным золотом, сосредоточенными во внутриконтинентальной части региона; и, наконец, позднеяньшанской (107,7–69,2 млн лет) с эпитеpmальными, эксплозивно-брекчиевыми и субвулканическими золоторудными месторождениями, локализующимися в Прибрежном вулканическом поясе и его ближайшем перивулканическом обрамлении.

Как уже упоминалось выше, в главе II приведены отдельные систематизированные описания геологической позиции, структуры, всех магматических образований, вещественного состава руд, термобарогеохимических условий формирования и размещения эпитеpmальных (близповерхностных, вулканогенных) и субвулканических месторождений золота, а также ассоциирующих с ними других проявлений металлов (Cu, Mo, U, Pb, Zn). Эти месторождения выявлены в разных провинциях юго-восточного Китая, что позволяет лучше представить весь спектр промышленно значимых проявлений благородных металлов региона. Отметим, что подробно изучены и описаны месторождения Цицзишань (Zijinshan, Cu-Au) и Битянь (Bitian, Au-U) провинции Фуцзянь; Чжилинтоу (Zhilintou, Au) и Цицзиянь (Jinjiyan, Au-Mo) провинции Чжецзян; Донси (Dongxi, Au), провинции Анхой и Лонтоушань (Longtoshan, Au) провинции Гуанси. В главе III приведены столь же детальные характеристики крупных золотосодержащих порфириновых (Tongchang, Cu(Au); провинция Цзянси), скарновых (Mashan, Au-S; провинция Анхой) месторождений и ассоциирующих с ними проявлений эпитеpmального (Jinshan, Au; провинция Цзянси) и мезотермального (Qingcayang, Au; провинция Фуцзянь) типов, и, наконец, гипергенно обогащенных месторождений золота (Huxu; провинция Цзянси), представляющих повышенный интерес для геологов России, исследующих в настоящее время проблему вовлечения подобных проявлений в эксплуатацию. При описании месторождений, рудных полей и узлов особое внимание уделено развернутой геологической, морфологической и петрологической характеристикам, признакам зональности разнофациальных магматических образований, с которыми ассоциирует оруденение.

Содержащийся в первых трех главах монографии фактический материал использован авторами в гл. IV для создания синтетической модели золотоносной порфириновой рудообразующей системы, ассоциирующей с магматическими образованиями яньшанского возраста (172–69 млн лет). Типовыми объектами частных моделей послужили медно-золо-

то-полиметаллические и золото-медно-полиметаллические месторождения Зицзишань, Лонтоушань, Чжиньшань, золото-урановое месторождение Битянь и другие, в разной степени вскрытые денудационными процессами.

Китайские ученые выделяют в качестве типоморфных такие геологические особенности золотоносных порфировых систем региона, как:

1. Разный уровень глубинности становления штоков порфиров (от приповерхностного до среднеглубинного) и в связи с этим отличные (друг от друга) структурно-текстурные характеристики пород, которые могут изменяться с глубиной в пределах отдельно взятого штока. Группа пространственно сопряженных и генетически связанных порфировых штоков может с глубиной соединяться в одно крупное тело, а к поверхности (и по латерали) – превращаться в многочисленные апофизы и даже эксплозивные брекчии. Вертикальный диапазон формирования систем составляет 0–4 км.

2. Разнообразие состава золотоносных порфиров, имеющих небольшой избыток щелочей и принадлежность к SA серии. Благоприятными для золотого оруденения считаются порфиры с содержанием SiO_2 55–67 %. Для оруденения, ассоциирующего с порфирами кислого состава, характерна W-Sn-Mo, Ag-Pb-Zn и подобная им минерализация при относительном дефиците золота.

3. Для порфировых рудообразующих систем Юго-Восточного Китая фиксируется четко выраженная геохимическая зональность (Cu-Mo→Cu-Au→Pb-Zn→ Au) и существование генетического ряда месторождений от медно-молибденовых к высокосульфидным медно-золотым и далее к низкосульфидным эпитермальным золото-урановым проявлениям. Примером существования такого ряда является рудный узел Зицзишань-Битянь провинции Фуцзянь.

4. Штоки порфиров приурочены, как правило, к участкам пересечения разломов нескольких направлений, что предопределило особенности их размещения и морфологии.

5. Порфиры могут не ассоциировать с вулканическим чехлом, что может рассматриваться как следствие глубокой эрозии. Однако следует иметь в виду, что формирование части порфиров происходило либо в предшествующее вулканизму время, либо вообще асинхронно с ним.

Китайские геологи подчеркивают в своей работе, что золотоносные порфировые рудообразующие системы региона характеризуются целостностью не только в пространстве, но и в генетическом отношении, поскольку отдельные компоненты систем генетически сопоставимы между собой по термо-

барогеохимическим параметрам, направленной изменчивости состава флюидов, другим показателям.

Познание процессов, приводящих к образованию месторождений, остается актуальным на современном этапе развития науки, особенно если для решения поставленных задач применяются современные методы исследований, также как изучение поведения стабильных изотопов кислорода, водорода и серы в изучаемых объектах.

Во II, III и IV главах приведены результаты изотопного состава серы сульфидов, кислорода силикатов и водорода флюидных включений исследуемых минералов многих золоторудных месторождений Китая. Используя температурные данные гомогенизации флюидных включений, авторами произведен расчет по коэффициентам разделения изотопов в системе кварц-вода изотопного состава кислорода H_2O рудообразующего раствора. Эти данные в сочетании с измерениями соотношений D/H позволяют получить информацию о происхождении вод, участвующих в рудообразовании. Одним из доказанных авторами тезисов является установление смешанного характера воды. Однако, по имеющимся в распоряжении авторов книги данным, полезно было бы оценить преобладание той или иной составляющей в гидротермальном растворе и соотнести результаты оценки с особенностями вещественного состава руд. К примеру, полученные низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ H_2O (от -5,22 ‰ до -10,58 ‰) указывают на преобладание вод метеорного генезиса в составе флюидов, участвующих в образовании золоторудного месторождения Машань (Mashan). Напротив, обогащение тяжелым изотопом кислорода $\delta^{18}\text{O}$ H_2O (+5.15 ‰) до рудообразующих растворов месторождения Цзинкайян (Qingcayang, провинция Фуцзянь) по отношению к метеорным водам указывает на преобладание магматических вод в формировании его руд.

Изучение изотопного состава сульфидных минералов, возникших на различных этапах рудообразования, позволило авторам монографии сделать вывод о мантийном источнике рудного вещества. Этот вывод в основном базируется на установлении узости диапазона и небольших отклонениях величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от “магматических” значений. Однако проблема источника серы рудных месторождений может обсуждаться не только на основе вычисления изотопного состава общей серы $\delta^{34}\Sigma\text{S}$ в растворе. Одних только данных по изотопному составу серы сульфидов для выявления источников вещества недостаточно, поскольку известно, что главными факторами, контролирующими изотопный состав серы гидротермальных минералов, являются: 1) температура, обусловившая фракционирование между различными водными формами серы; 2) значение изотопного состава суммарной серы во флюиде

$\delta^{34}\Sigma S$, контролируемое источником серы; 3) соотношение окисленных и восстановленных форм серы в растворе. Для выяснения, в какой преимущественной форме представлена содержащаяся в растворе сера, необходимо знание физико-химических условий минералообразования (T° , pH, фугитивности кислорода), которые можно получить, используя приведенный авторами рис. 4-15 (поля устойчивости минералов при определенной температуре и концентрации S, по Бартону, 1977), если нанести на него линии изотопного состава серы исследованных минералов [5]. К сожалению, авторы этого не сделали. Вывод, сделанный авторами, может считаться полностью обоснованным только в случае установления преобладания $H_2S > 99\%$ в растворах (область низких значений pH и фугитивности). Лишь в этом случае можно судить о сопоставимости изотопного состава серы сульфидных минералов, осаждающихся из изученных растворов, и величины изотопного состава суммарной серы, контролируемого источником флюидов. Учитывая фракционирование изотопов серы в системе минерал - H_2S и температуру, возможно вычисление изотопного состава серы H_2S , а отсюда, для $H_2S > 99\%$ в растворах – $\delta^{34}S H_2S \approx \delta^{34}\Sigma S$. Без установления изотопного состава суммарной серы в рудообразующем флюиде вывод авторов о глубинном источнике S остается дискуссионным.

Пятая глава монографии посвящена изложению представлений авторов о главных металлогенических факторах, определивших пространственно-временные особенности размещения месторождений золота и других полезных ископаемых в регионе. К числу таких факторов китайские геологи относят особенности глубинного строения территории, геодинамического режима ее развития в мезозое, формирования магматических (вулканоплутонических) образований, наличие источников золота в породах докембрийского фундамента, существование сети рудоконтролирующих разломов.

Так, размещение главных рудных месторождений отчетливо коррелируется с морфологией поверхности Мохо и всех “глубинных” разломов, включая древние тектонические швы и их пересечения, которые выявляются по аномалиям Буге. Региональные магнитные аномалии фиксируют наличие магмоподводящих каналов трех направлений – СВ, СЗ и субширотного – и местоположение крупнейших месторождений. Влияние геодинамического режима отразилось на активном проявлении субдукционного разноглубинного магматизма в регионе и формировании соответствующего звена ВАГСС, которые во многом определили тектоническое строение региона и пространственное распределение производных магматических процессов и рудной минерализации. В качестве главных элементов региональной систе-

мы сдвигов выделено более десяти ССВ сдвиговых зон I порядка, располагающихся через 50–70 км. Эти зоны контролируют размещение почти всех месторождений золота и других металлов в регионе. Системе региональных сдвигов придается важная роль в генерации, миграции и локализации оруденения, исходя из вероятности очень глубокого заложения разломов. Подмечено, что минерализация жильного и брекчиевого типов часто тяготеет к СЗ и субмеридиональным отрезкам сдвиговых зон, соответствующих соседствующим участкам растяжения сколов. Весьма примечательно, что охарактеризованные выше особенности развития ССВ системы сдвигов и их структурно-динамическая роль в формировании и закономерностях размещения золоторудных месторождений установлены и в Сихотэ-Алине в отношении, прежде всего, оловорудных месторождений [2]. Авторами монографии предполагается, что складчатые и надвиговые структурные формы докембрийского возраста испытывали в течение яньшанского ТМЦ неоднократное подновление и активизацию, что оказывало заметное влияние на формирование рудных полей. Очевиден контроль золотой и иной рудной минерализации со стороны мезозойских вулканоструктур: кальдер, куполов, некков, диатрем, кольцевых и радиальных нарушений.

Авторы монографии уделили особое внимание изучению роли региональной сети разломов в процессах локализации руд. Они установили наличие такой сети рудоконтролирующих разломов, которая определяет местоположение основных месторождений золота и других металлов. Эту сеть образует ССВ сдвиговая система и рассекаемые ею разрывы других направлений, имеющие более раннее заложение. В пределах данной сети рудные поля (золотоносные и незолотоносные) локализованы на участках взаимопересечения главных разломов 2-х и более направлений. Рудные узлы и поля, включающие в себя уникальные по запасам месторождения, контролируются, как правило, главными разломами 3-х и более направлений. Выявлено наличие шести структурных типов рудных полей. Рудные же районы, имеющие площадь 1000–2000 км², приурочены к ромбовидным, интенсивно деформированным блокам, которые ограничиваются двумя ССВ сколовыми зонами. Эти блоки соответствуют присдвиговым гребням сжатия или соседствующим раздвигам, либо представляют собой участки сопряжения “литосферных” ССВ сдвиговых зон с тектоническими швами (сутурами) или границами террейнов. Рудные поля на уровне региона в целом локализованы с шагом 70–100 км, а в масштабе рудного района – с шагом 5–8 км. Главные рудные месторождения располагаются в наиболее благоприятных структурах в пределах рудного поля, другие же месторождения – вокруг

них, образуя рудную систему. Короче говоря, места сопряжений и взаимопересечений главных разломов, являясь интенсивно деформированными и высокопроницаемыми участками земной коры, представляют собой как бы “дренажные каналы”, через которые осуществляется вещественный обмен между различными уровнями коры и верхней мантии и где происходит формирование магмогидротермальных рудообразующих систем и конвективной флюидной ячейки, эквивалентной порфировой рудообразующей системе в более широком смысле.

Как уже отмечалось, большинство золоторудных и золотосодержащих месторождений рассматриваемого региона связаны со средне- и позднемезозойскими проявлениями синтаксического магматизма в виде вулканоплутонических комплексов, относящихся к высококальциевой SA серии с повышенным содержанием щелочей и в меньшей степени – к шонитовой серии. В то же время, гранитоиды, образовавшиеся за счет повторного плавления коры, служили источниками вольфрама, олова и редких земель. В качестве возможных главных источников золота в регионе авторы рассматривают два стратиграфических комплекса. Первый, досинийский (Ag_3-Pt_2) комплекс включает такие золотоносные формации, как зеленокаменная, вулканогенная среднего-основного состава и железистых кварцитов. Во втором, синийско-ордовикском комплексе потенциальными источниками золота являются: вулканогенная формация основного-кислого состава, спилиткератофировая формация и формация черных (угленосных) сланцев. К стратифицированным образованиям, которые могли являться локальными источниками золота, следует отнести межпластовые подводного происхождения вулканы в верхнепалеозойских толщах, нижнеюрские конгломераты и т.п. Не связанные с перечисленными образованиями золоторудные месторождения в большинстве своем локализируются вдоль краевых частей досинийских кристаллических блоков и около отдельных поднятий досинийского фундамента, даже если содержания золота в этих толщах и не являются высокими.

Заключительная – шестая – глава монографии посвящена корреляции магматических и металлогенических характеристик юго-восточного Китая с Чилийско-Боливийским, Западно-Американским, Охотско-Чукотским и Приморским сегментами Циркумпацифики, а также оценкам перспектив золотоносности изучаемого региона. Обращается внимание на сходную последовательность формирования субаэральных вулканических образований в разных частях Тихоокеанского подвижного пояса: от андезитдацит-риолитовых (полнодифференцированных) толщ в основании к неполнодифференцированным (дацит-риолит игнимбритовым), а затем – к бимо-

дальным базальт-риолитовым. Отмечено, что субаэральный вулканизм в Юго-Восточно-Китайском сегменте начался раньше, чем в любых других фрагментах пояса. К тому же, здесь фактически отсутствуют производные подводного вулканизма, столь характерные для других сегментов. Они обратили внимание на тот факт, что, как и во всей Восточной Азии, геодинамический режим развития региона в мезокайнозой характеризуется конечным рифтообразованием, разрушением континентальной коры, возникновением новых вулканических островных дуг. Авторы утверждают, что формирование собственно золоторудной и золотосодержащей минерализации яньшанского цикла на ранней стадии происходило, в основном, в обстановке задугового растяжения (порфиновый, скарновый типы оруденения), а на поздней – также в обстановке растяжения, но приходящейся на территорию Прибрежного вулканического пояса. Формирование здесь эпитеpmальных собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений контролируется разломной сетью, в которой доминирующая роль принадлежит левым сдвигам.

Касаясь оценки перспектив региона на золотое оруденение, авторы обращают внимание, что золоторудные месторождения, ассоциирующие с магматическими образованиями яньшанского ТМЦ, широко распространены в восточной части территории. При этом, основная их масса сконцентрирована в перивулканической зоне в пределах Нижней Янцзы (скарновый тип с Cu-Fe-Au ассоциацией) и Цзянань (порфиновый тип с Cu-Mo-Au ассоциацией). Фундамент центральной и южной частей Прибрежного ВП сложен карбон-пермскими терригенными и карбонатными толщами. Вероятно поэтому с дацитриолитовой толщей пояса здесь ассоциируют серебро-свинцово-цинковые проявления оруденения. Состав пород фундамента и магматитов ВП оказались менее благоприятны для формирования золотого оруденения, хотя некоторые месторождения Au и встречаются вдоль западной границы пояса.

Считая региональную сеть рудоконтролирующих разломов одним из наиболее ключевых факторов контроля оруденения в Юго-Восточном Китае, предопределившим многие особенности локализации разнообразных золоторудных полей, узлов и районов, авторы оконтурили (с учетом других критериев) многие из охарактеризованных рудоносных площадей и наметили новые, перспективные на золото участки.

Завершая анализ содержания коллективной монографии китайских геологов, считаем необходимым отметить широкое использование ими при написании работы публикаций иностранных авторов (американских, европейских, советских, российских,

японских). Цитирование, применение, усовершенствование современных научных разработок геологов других стран делает монографию “Сеть разломов и золотоносная рудообразующая система Юго-Восточного Китая” еще более привлекательной и понятной широкому кругу специалистов, исследующих рудоносные системы и закономерности размещения месторождений благородных металлов. Внимательное прочтение главных аргументов и выводов авторов, изложенных на английском языке в заключительной части монографии, знакомство с помещенными в ней рисунками и таблицами предоставляет читателям относительно редкую возможность соприкосновения с творческой лабораторией коллег из КНР, уровнем проводимых ими исследований, а также и последующих сопоставлений геологического, петрологического и металлогенического плана с различными регионами России, в первую очередь – с Дальним Востоком, особенно Приморьем.

Интересная, содержательная, богатая фактическим материалом по геологии, магматизму, рудоносности и аналитическими данными работа китайских ученых заслуживает перевода на русский язык. Такой перевод оказался бы востребованным не толь-

ко специалистами, изучающими золотоносные и сопряженные с ними инometалльные порфиновые системы, но и преподавателями, аспирантами и студентами геологических факультетов многих вузов страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 382–352.
2. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
3. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
4. Qi Jianzhong et. al. Fault network and gold ore system. Nanjing, 1998. 232 p.
5. Omoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 1972. V. 67, N 5. P. 551–578.
6. The Tancheng-Luiang. Wrench Fault System // Ed. by Xu Jiawei. London, 1993. 279 p.

Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.

ХРОНИКА

УДК [550.3:061.3] (81)

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОФИЗИКИ НА 31 МЕЖДУНАРОДНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
КОНГРЕССЕ В БРАЗИЛИИ**

Ю.Я. Ващилов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

31-й Международный геологический конгресс (МГК) в г. Рио-де-Жанейро, проходивший в период с 6 по 18 августа 2000 года, знаменателен тем, что он был последним в XX столетии и втором тысячелетии, и по его итогам можно в определенной степени судить о прогрессе геологических наук и их будущем. Конгресс проходил в Риоцентре, расположенном на южной окраине многомиллионного города. Формой работы 31-го МГК были коллоквиумы, специальные лекции, полевые экскурсии, заседания международных комитетов, но, главным образом, сессии специальных и генеральных (общих) симпозиумов. Около 6200 тезисов докладов опубликованы на компакт-диске (CD-ROM). Наряду с тезисами здесь же имеются полные версии докладов ученых, которые были приглашены на специальные симпозиумы. Стендовые доклады делались во временно сооруженных в конгресс-холле уголках – «бутиках». На конгрессе действовала большая геологическая выставка GEOEXPO-2000, где в разнообразном материализованном виде демонстрировались новейшие достижения геологической мысли и техники.

Проблемы геофизики обсуждались более чем на 25 сессиях специальных и генеральных симпозиумов. Для анализа все геофизические доклады сгруппированы автором вокруг трёх главных проблем:

1. Сейсмология, палеосейсмогеология и сопутствующие землетрясения явления; круг указанных проблем обсуждался не менее чем на 9 симпозиумах.

2. Геофизика земной коры и верхней мантии, 15 симпозиумов.

3. Прикладная геофизика, 6 симпозиумов.

1. Большая часть докладов сейсмологического и палеосейсмогеологического циклов прямо или косвенно посвящена проблеме предсказания времени и места землетрясений. Как отмечали докладчики, интерес к проблеме землетрясений вполне объясним – за XX столетие в результате зем-

летрясений погибло 3 млн человек. В наиболее концентрированном виде указанная тема рассматривалась в рамках специального симпозиума В-9 «Новые перспективы в предсказании землетрясений». Прогноз землетрясений по времени представляется наиболее сложной проблемой и подразделяется, по Е.А. Рогожину (Россия, симпозиум В-9), на краткосрочный (один год – несколько месяцев и дней), среднесрочный (3–5 лет), долгосрочный (10–15 лет) и, я бы добавил к нему, исторический (многие десятки и сотни лет). В краткосрочном прогнозе землетрясений все явственней вырисовывается роль наблюдений естественных электромагнитных полей. С. Уеда (Япония, В-9) продемонстрировал графики резких изменений во времени естественного электромагнитного поля за 2 дня до землетрясения в г. Кобе (Япония) в 1995 г. С. А. Варгас в тезисах своего доклада на симпозиуме 19-2 «Сейсмогеология конвергентных континентальных окраин» описывает 2 аномальных изменения естественного электромагнитного поля примерно за месяц и за полмесяца до известного землетрясения вблизи г. Армения в Колумбии и множество аномалий после землетрясения, связанных с афтершоковыми событиями. На эту картину накладывались изменения в деятельности расположенного в 10 км от геофизической станции вулкана Руиз. В. И. Уткин и др. (Россия) предложили радионейтральный метод краткосрочного предсказания землетрясений, испытал его в шахтах и на разломе Сан-Андреас. В. М. Хамза (Бразилия, 19-2) обратил внимание на растущее количество доказательств существования термальных предвестников землетрясений.

Краткосрочные и среднесрочные предсказания землетрясений, как следует из докладов на Конгрессе (Чен Ё, Китай; Сугияма Ё, Япония; Г. С. Варганян, Россия; К. Н. Абдулабеков, Узбекистан и др.), необходимо реализовывать в комплексе геологических, геохимических, гидрогеологических, геофизических,

геодезических стационарных наблюдений и исторических исследований в рамках единой системы сейсмического мониторинга.

Среднесрочный, долгосрочный прогноз и оценка исторической сейсмической опасности и возможности возникновения других связанных с сейсмической деятельностью катастроф осуществляются на основе выявления и исследования палеосейсмодислокаций, определения их возраста и повторяемости выявленных землетрясений. В США, Японии, Италии, в некоторых странах Ю. Америки успешно применяется «тренинг» – раскопка и обнажение палеосейсмодислокаций с помощью землеройной техники. В США разработана аппаратура для экспресс-определения возраста радиоуглеродным методом в течение одних-полутора суток, пока обнажены вскрытые тренингом палеосейсмодислокации (МакКалпин Д. П.). Окумура К. (Япония) полагает, что историко-археологическая шкала времени за 2000-летний промежуток времени может быть точнее неочищенных датировок радиоуглеродным методом.

В докладах без особых разъяснений приводятся оценки точности предсказания землетрясений. В Японии недалеко от г. Киото вероятность землетрясений с магнитудой $M > 7$ в течение 100 лет определяется в 12–38% (Ё. Сугияма); китайские сейсмологи заявляют о 10% успехе в предсказании сильных землетрясений (Чен Ю); К. Н. Абдулабеков и др. заявляют о 70% успешного прогноза сильных и чувствительных толчков. Предсказание места землетрясений основывается на выявлении разнообразными геолого-геофизическими и геодезическими методами сейсмогенных и активных разломов и узлов их пересечения (Х. Мирзай, Иран, 19-2; Ё. Ото, Япония; А. Габриэлов, В. Кейлис-Борок, Д. Рундквист и др., Ю. Я. Вашилов с коллегами и т. д.).

Деятельность человека в настоящее время создаёт риск людских и экономических потерь, которого раньше не существовало: землетрясения, инициированные деятельностью человека в районах эксплуатации газовых и нефтяных месторождений (К. Н. Мирзоев, Р. Н. Татиатулин, Россия; Б. С. Нуртаев, Л. М. Плотникова, Узбекистан); возникновение крупных мегаполисов и предприятий с высокоточной или опасной для жизни людей технологией в местах, где возможны землетрясения (А. Аллман и др.) и т. д.

2. Проблемы «Геофизика земной коры и верхней мантии» касались доклады на разнообразных по тематике симпозиумах. В наиболее концентрированном и соответствующем сформулированной теме виде они были представлены на специальном симпозиуме D-4 «Глубинное сейсмическое профилирование методом отражённых волн», где подведены ито-

ги выполнения впечатляющих по размаху и результатам сейсмических проектов в Европе и Америке (COCORP, ECORS, DEKORP) и показаны современное состояние и перспективы указанных исследований – проекты IDEPTH, URSEIS с вовлечением в их осуществление таких стран, как Китай, Индия, Россия, Казахстан (Л. Д. Браун, США; В. Мориак, Бразилия; Р. В. Инглан, Великобритания; Р. Мейсснер, Германия; Д. Холл, Канада; М. Д. Галларт, Испания; В.-Ч. Чжао, Китай).

При исследованиях методами вертикальной отражательной сейсмометрии для структурных построений необходимо априорное знание скоростных характеристик среды. Их отсутствие компенсируют одновременной постановкой «широкоугольных» сейсмических исследований рефрагированными и отраженными волнами, которые дают лишь обобщённую скоростную характеристику среды. Указанное обстоятельство создаёт проблемы при детальной интерпретации временных разрезов отражательной сейсмометрии, что нашло своё отражение в дискуссии по докладу упомянутого выше Р. В. Ингланда, проявившего излишний оптимизм по поводу представленных им материалов.

Полученные при реализации проектов или при сейсмических исследованиях вне рамок проектов структурные результаты, доложенные на разных симпозиумах, оказали глубокое и разнообразное воздействие на развитие геологических и особенно тектонических представлений и идей. К ним относятся выделение глубоких наклонных границ, интерпретируемых часто как надвиги, зон парциального плавления, «ярких пятен», являющихся источниками флюидов, «крокодиловых» сочленений на границах поясов сжатия, глубочайшей отражательной границы на глубине 200 км под Южным Уралом и т. д. (Л. Д. Браун, М. Д. Галларт, Р. Мейсснер, новосибирские геофизики во главе с С. В. Гольдиным, Е. Мусиенко, З. А. Калметьева из Киргизии, Т. Ергешев с коллегами из Казахстана и другие). Они подтвердили и развили достижения бывшей советской геофизики и особенно до сих пор непревзойденных исследований на длинных тысячекилометровых профилях с использованием в качестве источника возбуждения сейсмических волн мощнейших взрывов в скважинах большого диаметра, когда была получена уникальная информация о расслоенности коры и верхней мантии, в том числе и на глубинах около 200 км. Собственно указанные достижения и послужили толчком для постановки и реализации за рубежом указанных проектов и других подобных работ в странах Африки, Ю. Америки, о которых сообщили М. Кхан, Великобритания, С. Лут с коллегами из Германии и многие другие. Доклады геофизиков из России и республик постсоветского пространства по

тематике ГСЗ основывались на материалах, полученных в период существования СССР.

Методы магнито-теллурических и других электромагнитных исследований показали свою известную уже эффективность при выявлении зон высокой электропроводности в земной коре и верхах мантии, с которыми связывают очаги парциального плавления, а на глубинах до 10–15 км – водоносные горизонты и резервуары (Станица Д., Станица М., Румыния; В.М. Никифоров, В.Л. Безверхий, Россия, и другие).

Результаты интерпретации магнитных и гравитационных полей нередко сопровождали доклады о сейсмических исследованиях. Они играли второстепенную, иллюстративную роль, были получены и представлены в неприемлемом 2-мерном варианте (Р.В. Ингланд), который скорее дезинформирует геологов и геофизиков, чем несёт новую информацию. Аналогичная картина вырисовывалась в докладах, специально посвященных интерпретации гравиметрических и магнитных аномалий. Налицо кризис и даже регресс в этой области по сравнению с тем положением, которое существовало в 60–70-х годах в период активной работы в направлении 3-мерной интерпретации аномалий силы тяжести М. Тальвани (США), М. Ботта (Великобритания) и др. Похоже, что современные американские и английские геофизики не подозревают о существовании разработок этих и других ученых в указанном направлении. Прогрессивная тенденция к объёмной, трехмерной (3D) интерпретации геофизических данных на конгрессе обычно выражалась в демонстрации 3-мерных конечных геолого-геофизических моделей, составленных на базе данных 2-мерной (2D) интерпретации (М. Бернабини и др., Ф. Босчетти и др., Италия; В. Пийп и др., Россия). Строгий подход к построению 3-мерных (3D) моделей требует выполнения следующих условий: а) исходный для интерпретации материал должен удовлетворять требованиям 3-мерной интерпретации; б) собственно интерпретация должна выполняться на классе 3-мерных моделей.

Теория и практика 3D (трехмерной) интерпретации аномалий силы тяжести на классе блоковых моделей источников возмущения поля и построения 3D плотностных и затем структурно-вещественных геологических моделей раскрыты в докладах Ю.Я. Ващилова и О.В. Сахно. Методология основана на выявленной закономерности в сочетании главных границ расслоения литосферы и плотностных неоднородностей в форме блоков и позволяет независимо от других геофизических методов определять глубины границ расслоения, заложения разломов и блоков, составлять плотностные и геологические томографические модели земной коры и

верхней мантии. Указанные исследования опережают мировой уровень и могут быть предложены в качестве основы для международного проекта. Вызывает сожаление отсутствие докладов по глобальному палеомагнетизму.

3. Проблемы прикладной геофизики рассматривались преимущественно на симпозиуме 16 «Разведочная геофизика». Сюда отнесен также цикл докладов на специализированном симпозиуме Н-6 «Сейсмостратиграфия глубоководных толщ».

Очевидные успехи прикладной геофизики демонстрируют доклады по сейсмостратиграфии подводных осадочных толщ и применению сейсморазведки для поисков месторождений нефти и газа. Большая производительность и точность исследований, подтверждаемая бурением, высокие технологии, вплоть до оперативной объёмной визуализации получаемых модельных изображений осадочных толщ, конечный результат, представляемый как в 2D, так и в 3D вариантах, ставят сейсмостратиграфию на особое место в ряду прикладных геофизических методов. Перечисленные достижения нашли своё отражение в докладах на симпозиуме Н-6 Р. Бургаса и В. Колка "Турбидитовые системы на континентальном склоне у берегов Анголы", Дж. Л.П. Моррейра и коллег "Эоценовый бассейн Сантос, Бразилия", М.К.Муница и коллег "Верхнемеловые глубоководные отложения бассейна Кампос, Бразилия", П. Веймара из США "Плиоцен-плейстоценовый турбидитовый комплекс в северной части Мексиканского залива". О большом значении сейсмических методов в будущем экономики Бразилии, из чьих запасов нефти в 23 млрд баррелей уже взято 6 млрд, заявили Л.Р. Гуардадо и его коллеги. 87% неразведанного резерва нефти Бразилии содержат оффшорные зоны, из них 75% находятся за пределами шельфа на континентальном склоне, где глубины океанического дна более 400 м.

Значение сейсмометрии в их разведке и освоении трудно переоценить. Из 77 докладов, представленных под эгидой проблемы применения потенциальных полей в разведочной геофизике (16–2), лишь несколько отвечают ей по своему содержанию. Не состоялась устная презентация докладов на указанную тему, что ещё раз свидетельствует о кризисе в теории и практике интерпретации потенциальных и квазипотенциальных (аномалии модуля приращения полного вектора магнитного поля T) полей.

В гидрогеологических исследованиях, как всегда, высока эффективность электрических и электромагнитных методов при разумном комплексировании с другими геофизическими методами – магнитометрией, сейсморазведкой. Поиски и обнаружение природных резервуаров с помощью геофизики, режимные геофизические наблюдения на них дополняя

ются задачами разнообразного по целям геофизического мониторинга и решением экологических проблем, что было отражено в тезисах докладов М.С. Байрактутана и А.Н. Кадырова, Турция; А.-Р. Хассанена с коллегами, Египет; В. Спиачака и М. Менвила, Франция; А. Риготти с коллегами, Бразилия; и других. На конгрессе ученые говорили о постоянно растущем спросе на гидрогеологов и гидрогеологов- геофизиков в развитых странах (например, в США), который они не могут удовлетворить за счёт собственных специалистов.

Обращает на себя внимание доклад В.Е. Глотова и др., Россия, решением в нем задачи по определению объёма природных резервуаров жидкости (вода, нефть) по результатам наблюдений над изменением дебита одной пробуренной скважины или уровня жидкости в ней под влиянием лунно-солнечных приливов.

Инженерно-геологические изыскания в городах, мегаполисах и на незаселённых территориях с использованием геофизических методов практикуются с целью подготовки строительства, защиты от стихийных бедствий, инженерно-геологического мониторинга различных объектов, поисков захоронённых остатков древних культурных памятников, что было показано в тезисах докладов Р. Турсунметова (Узбекистан), Ё. Кинугаса (Япония), С. Ахмеда (Египет). Два доклада посвящено методическим вопросам адаптации геофизических исследований к условиям города или мегаполиса, в которых имеются всевозможные помехи – Л.Ф. Прадо и коллеги (Бразилия) и С. Ахмед (Египет).

31-й МГК в Рио-де-Жанейро оказался вполне представительным как по числу, так и по профессионализму присутствующих на нем геофизиков. Лишь

обсуждение проблемы применения потенциальных полей для изучения литосферы и в разведочных целях оказалось невостребованным, вследствие чего был отменен специальный симпозиум D-7 «Методы потенциальных полей для исследования литосферы» и не включён в программу устных выступлений генеральный симпозиум 16–2 «Потенциальные поля – сбор, обработка и интерпретация данных». Несмотря на в целом благополучную картину, организаторам будущих конгрессов и, в частности, 32-го МГК в Флоренции необходимо привлекать к участию в конгрессе больше геофизиков мирового уровня. К сожалению, наблюдался вполне определенный непрофессионализм в компоновке докладов по геофизическим проблемам, который не был замечен на предыдущих конгрессах.

На 31-м МГК бразильские и другие южно-американские геофизики ясно показали, что их усилия, направленные на развитие геофизики в Ю. Америке, дают свои плоды, которые их страны уже пожинают в разных областях экономики.

Конгресс продемонстрировал большую роль геофизики как в решении фундаментальных геологических проблем, так и в прикладных исследованиях. Значительны успехи глубинных и прикладных сейсмических исследований. Намечается перелом в использовании гравиметрии в изучении структуры и вещества литосферы и для разведочных целей.

Геофизика, как и геология, как и вся наука, развивается по принципу последовательных стратегических приближений к истине с элементами локального удаления от неё на определённых этапах (итерациях). Будем же стремиться быть на генеральной линии этого движения к знанию. Подробный обзор проблем геофизики опубликован в журнале «Колымский вестник» № 11 за 2000 год.

Поступила в редакцию 14 декабря 2000 г.

ЮБИЛЕИ

НИКОЛАЙ ПЕТРОВИЧ РОМАНОВСКИЙ

(к 70-летию со дня рождения)

22 июня 2001 г. исполняется 70 лет со дня рождения и 50 лет производственной и научной деятельности известного геолога-производственника и ученого, Заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Николая Петровича Романовского.

Коренной дальневосточник (его “малая родина” – остров Путятин), Николай Петрович связал свою судьбу с этим чудесным и богатым краем. После окончания в 1954 г. Дальневосточного политехнического института Н.П. Романовский ведет поисковые и разведочные работы в самом необжитом Тернейском районе Приморья.

В 1961–1963 гг. он руководил геолого-геофизическими исследованиями по поискам месторождений полезных ископаемых и геологическому картированию Приморья. В 1964–1965 гг. в качестве главного инженера-консультанта он курирует и непосредственно участвует в поисках и разведке месторождений олова во Вьетнаме. Здесь начинает проявляться тяга к научным обобщениям, он составляет карту оловоносности Северного Вьетнама, послужившую в дальнейшем основой для открытия здесь новых оловоносных районов.

В 1966–1975 гг. Н.П. Романовский в качестве главного геолога Геофизической экспедиции Дальневосточного геологического управления выполняет комплекс разнообразных геофизических съемок, прогнозирование на их основе перспектив открытия месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, координирует планы совместных работ с научно-исследовательскими организациями. В то же время проводит собственные глубокие научные исследования по петрофизике рудоносных интрузивных комплексов Приамурья, итогом которых явилась защита в 1974 г. диссертации с присвоением ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

В 1975 году в дальневосточную академическую науку пришел не только зрелый организатор геолого-геофизических работ, но и исследователь с богатым багажом знаний и планов по дальнейшему их приложению. В Институте тектоники и геофизики Н.П. Романовский работал сначала в должности старшего научного сотрудника, но уже в том же 1975 году был назначен на должность заместителя директора по научной ра-



боте, на которой плодотворно трудился более 17 лет. В этот период он не только успешно выполнял ответственные обязанности по должности, но также организовал первую на Дальнем Востоке лабораторию петрофизики.

С 1993 г. Н.П.Романовский является директором ИТиГ ДВО РАН. Здесь особенно ярко проявился его талант крупного организатора и руководителя работ, направленных на решение целого комплекса важных научных и народнохозяйственных задач.

Основные направления научной работы Н.П.Романовского учитывают накопленный на практике запас знаний. Им создано и успешно развивается новое научное направление – петрофизика рудно-магматических систем, – оформленное в виде докторской диссертации и монографии “Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса”. Совместные исследования с коллегами по институту и другими научными организациями были воплощены в ряде коллективных монографий и статей по принципам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, методологии петрофизики и геофизики, тектонической природе геофизических полей Дальнего Востока, глубинной природе Тихоокеанского подвижного пояса, связям глубинного строения литосферы с развитием магматизма и рудоносности и т.д. Коллективом лаборатории петрофизики под руководством Н.П.Романовского создан первый справочник физических свойств горных пород Дальнего Востока, пользующийся большим спросом у научных и практических работников не только нашего региона.

В последние годы Н.П.Романовский активно разрабатывает вопросы глубинной тектоники, геодинамики и металлогении Тихоокеанского сегмента Земли на планетарном уровне. Им впервые показана глубинная природа гранитоидных рудно-магматических систем разных таксономических классов, предложен новый механизм кинематики Тихоокеанского тектонического пояса на основе комплексного анализа глобальных гравитационных и сейсмотомографических моделей. В 1999 г. издана монография “Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы”, получившая высокую оценку специалистов-геологов и геофизиков.

Большое внимание Н.П.Романовский уделяет подготовке высококвалифицированных кадров, в 1996 г. ему присвоено ученое звание профессора.

Плодотворная научная и научно-организационная деятельность Н.П.Романовского отмечена рядом правительственных наград – орденом Трудового Красного Знамени (1983 г.), почетным званием Заслуженный деятель науки РСФСР (1992 г.) и др.

Друзья и коллеги по работе, редколлегия журнала сердечно поздравляют Николая Петровича с юбилейной датой и желают ему крепкого здоровья и больших успехов в научной деятельности.