

Том 25, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.П. Уткин, А.И. Ханчук, Е.В. Михайлик, Л.Б. Хериберг.</i> Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)	3
<i>И.В. Бучко, Е.Б. Сальникова, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, А.М. Ларин, С.З. Яковлева.</i> Первые данные о возрасте и геохимии пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона)	15
<i>И.Л. Жуланова, Л.П. Карсаков, В.К. Кузьмин.</i> Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона	24
<i>Л.Г. Бондаренко, И.В. Кемкин.</i> Предполагаемые пути миграции тумуловых археоциат Сибири и Дальнего Востока (в свете данных плитовой тектоники)	39
<i>Ш. Сузуки, А. Р. Аишаф, Х. Окада.</i> Осадочные фации маастрихт-датских отложений Зея-Буреинского бассейна, Российский Дальний Восток	50
<i>А.М. Короткий, Т.А. Гребенникова, Л.П. Караулова, Л.М. Мохова.</i> Позднечетвертичные морские отложения Восточного Приморья (Японское море)	57
<i>С.П. Плетнев, Л.А. Изосов, М.Г. Горвая.</i> Новые данные по геологическому строению осадочного чехла впадины Кунсан (Восточно-Корейский залив, Японское море)	73
<i>С.С. Зимин, В.П. Молчанов, В.Е. Туляков, П.Г. Коростелев.</i> Элементы-спутники, генетически родственные благородным металлам, и их значение для оценки минеральных ресурсов рудных зон и поясов	78

Рецензии

<i>А.И. Жамойда.</i> Весомый вклад в изучение биостратиграфии мезозоя Дальнего Востока России	83
<i>В.Ю. Забродин.</i> Планета Земля	85

Юбилеи

Лев Исаакович Красный (к 95-летию со дня рождения)	88
Большая жизнь в геологии	91

CONTENTS

<i>V. P. Utkin, A. I. Khanchuk, E. V. Mikhailik, L. B. Khershberg.</i> Structural dynamic conditions of the formation of guyots of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)	3
<i>I.V. Buchko, Ye.B. Sal'nikova, A.A. Sorokin, A.B. Kotov, A.M. Larin, S.Z. Yakovleva.</i> Primary data on the age and geochemistry of rocks from the Kengurak-Sergachi gabbro-anorthosite massif (south-eastern framing of the Siberian craton)	15
<i>I.L. Zhulanova, L.P. Karsakov, V.K. Kuz'min.</i> New regional stratigraphic scheme of the Early Precambrian assemblages, Verkhoyansk-Chukotka region	24
<i>L.G. Bondarenko, I.V. Kemkin.</i> Presumed migration ways of tumulus archaeocyathans of Siberia and the Far East (in the light of plate tectonics evidence)	39
<i>Sh. Suzuki, A.R. Ashraf, H. Okada.</i> Sedimentary facies of Maastrichtian to Danian deposits in Amur River area, Russian Far East	50
<i>A.M. Korotky, T.A. Grebennikova, L.P. Karaulova, L.M. Mokhova.</i> Late Quaternary marine deposits of Eastern Primorye (Japan Sea)	57
<i>S. P. Pletnev, L. A. Izosov, M.G. Gorovaya.</i> New data on the geology of the Kunsan depression sedimentary cover (East Korean Bay, Japan Sea)	73
<i>S.S. Zimin, V.P. Molchanov, V.Ye. Tupyakov, P.G. Korostelev.</i> Accessory elements genetically related to precious metals, and their implications for mineral resources evaluation of ore zones and belts	78

Reviews

<i>A.I. Zhamoida.</i> A weighty contribution to the study of Mesozoic biostratigraphy of the Russian Far East	83
<i>V.Yu. Zabrodin.</i> The planet Earth	85

Jubilees

Lev I. Krasny (95th birth anniversary)	88
Great Life in geology	91

**СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЙОТОВ
МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)*****В.П. Уткин, А.И. Ханчук, Е.В. Михайлик, Л.Б. Хершберг****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Методом морфогенетических аналогий деформаций континентальной и океанической коры расшифрована тектоническая инфраструктура Магеллановых гор, выявлена роль структурно-динамических факторов в формировании гайотов. Установлено: (1) в формировании как отдельных гайотов, локальных группировок, так и всей их совокупности определяющую роль играли сдвиговые дислокации разных рангов, закономерно соподчиненных и проявленных в пликативных (складки) и дизъюнктивных (сдвиги, дуплексы растяжения) формах; (2) развитие всего ансамбля сдвиговых дислокаций на разных иерархических уровнях происходило в условиях меридионального сжатия океанической коры. Высказано предположение, что протяженные на тысячи километров интраокеанические вулканические пояса Тихого океана, как и Магеллановы горы, формировались в идентичных условиях сдвигового геодинамического режима.

Ключевые слова: гайоты, структурно-динамические факторы, меридиональное сжатие литосферы, сдвиги, структурные парагенезы, брахиформные антиклинали, декомпрессионные криптокамеры, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Магеллановы горы (МГ) расположены в северных широтах (10–20°) на западе Тихого океана (150–160° в.д.) и представляют собой протяженную систему подводных гор и гайотов длиной около 1100 км, имеющую в целом северо-западное простирание. Высота большинства вулканических построек составляет 4500–4800 м; глубины вершин расположены в диапазоне 1200–1400 м. Возраст океанической коры рассматриваемого региона колеблется от 150 до 170 млн лет и определен при глубоководном бурении [24, 25 и др.]. Вулканические постройки на океанической коре сформированы в основном в меловом периоде, с активизацией вулканизма в среднем миоцене.

Наиболее распространенной гипотезой происхождения МГ является предположение о вулканизме “горячих точек” [23, 28], которые, как считается, представляют собой горячие струи, поднимающиеся из нижней мантии к основанию литосферных плит и проплавливающие их. По мере движения плиты над «горячей точкой» возникают все новые вулканы, трассируя направление движения плиты. Такие представления обосновываются, прежде всего, последовательностью развития цепи Гавайско-Императорских

гор. Однако данные распределения возрастов вулканических построек в пределах Магеллановых и ряда других подводных гор Тихого океана не позволяют использовать гипотезу “горячих точек” [9 и др.], обстоятельный критический анализ которой дан в работе [10]. Было выдвинуто альтернативное представление, согласно которому вулканические постройки сформировались на разломах, возникших в литосфере. В основу объяснения причин образования таких разломов положена модель мембранной тектоники [30], учитывающая изменения напряжений в движущейся литосферной плите в связи с переменной кривизной поверхности Земли. Изменение напряжений, как считается, приводит к растрескиванию океанической коры и формированию сети локальных разломов, на пересечениях которых и возникают вулканические постройки [9 и др.]. Однако мембранная тектоника, по нашему мнению, убедительно не объясняет формирование протяженных на тысячи километров интраокеанических вулканических поясов, таких, например, как горы Лайн-Туамоту северо-западного простирания, о-ва Маршалловы-Гилберта, горы Магеллана и др. Эти пояса, по-видимому, контролируются глубинными разломами, которые можно отнести к классу демаркационных разломов, разделяющих океан на

крупные сегменты [7]. Такое предположение вытекает из линейной морфологии интраокеанических поясов, характерной для глубинных разломов, прежде всего, сдвигов, а также с учетом установленного контроля глубинными сдвигами вулканических поясов, сформированных на континентальной коре [12, 14].

Используя принцип аналогий, была поставлена задача, расшифровать инфраструктуру и определить структурно-динамические условия магматизма Магеллановых гор с позиций их формирования в условиях сдвигового геодинамического режима.

МЕТОДИКА И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

В рельефе дна океанов, изолированном от экзогенных процессов, во многом отражена первичная морфология пликтивно-дизъюнктивных тектонических структур океанической коры и подводных вулканических построек. При структурном дешифрировании донной поверхности океанов важно использование накопленных структурной геологией знаний, касающихся морфологии и кинематики формирования как частных тектонических структур, так и их парагенезов (структурных ансамблей), установленных на континентах и воспроизведенных экспериментально. Метод морфогенетических аналогий был применен при решении проблем структурообразования и вулканизма МГ [16].

Магеллановы горы, при ширине до 400 км, прослеживаются в северо-западном направлении более чем на 1000 км и являются вулканическим поясом, сформированном на океанической коре вдоль сдвиговой зоны Огасавара, разрывы которой как трансформные сдвиги определены по признакам горизонтального смещения магнитных полосовых аномалий океанической коры [19 и др.]. Структурные парагенезы сдвиговой зоны Огасавара, как и их роль в процессах магматизма МГ, не изучены.

Окраинно-континентальная система разломов, доступная для непосредственных наблюдений, исследована достаточно глубоко и охарактеризована как Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, контролирующая одноименный вулканический пояс [11, 12, 15]. На примере его крупного фрагмента, Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (ВСАВПП), детально исследована роль структурно-динамических факторов в процессах магматизма [13, 14, 17]. Установлено, что при поэтапном развитии пояса (альб–палеоцен) в закономерностях проявления магматизма важнейшую роль играли складчатые и разрывные парагенезы сдвигов. Состав вулканитов ВСАВПП и МГ, естественно, резко различный. Однако структурно-динамические

факторы, определявшие развитие магматизма поясов, могли быть во многом близкими или даже идентичными, так как те и другие формировались на литосферных плитах в условиях активизации глубинных сдвигов, как это установлено в Сихотэ-Алине. Природа сдвигов, возможно, разная, однако структура соседствующих разрывных и складчатых парагенезов и континентальной, и океанической коры, по-видимому, была сходной и отличалась только степенью развития. Вместе с тем, предполагается, что трансформные сдвиги, сформированные путем спредингового механизма, на определенных этапах развития могли активизироваться в результате воздействия иных динамических факторов, например, связанных с ротацией Земли. Так или иначе, но мы сочли возможным установленные структурно-динамические условия развития ВСАВПП использовать при изучении тектонической инфраструктуры и магматизма МГ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

При изучении кобальтовых железомарганцевых руд на МГ “Дальморгеологией” (г. Находка) с 1988 по 1996 гг. впервые применялся метод геологической съемки различных стадий, от региональной геолого-геофизической масштаба 1:1 000 000 до поисковой масштаба 1:50 000. Особенно детально исследовано геологическое строение гайотов: Роскомнедра (МЖ-36), Дальморгео (МА-15) и ИОАН (МЖ-35). В Санкт-Петербурге в июне 2004 года состоялось XVII заседание комиссии ЮС-ЮНО/GEBCO SCUFN-XVII (of UNESCO), на котором были утверждены новые названия перечисленных гайотов, соответственно Грамберга, Альба и Федорова.

В геологическом строении рассматриваемых гайотов выделяется три структурно-формационных яруса.

Нижний ярус (баррем) представлен серией дифференцированных толеитов, слагающих пьедестал палеовулканов между изобатами 3000–5000 м. Склоновые поверхности пьедестала полого (3–7°) наклонены в сторону абиссальных впадин, а верхняя граница фиксируется по наличию на склонах узких выровненных площадок, окаймляющих его по окружности. Среди толеитовых базальтов выделяются плагиобазальты, оливин-плагиоклазовые и оливин-салитовые базальты, океаниты. Отмечается наличие силлов и даек базальтов и долеритов. Все разности пород подвержены интенсивной смектитизации и палагонитизации.

Средний ярус (верхний баррем–апт) представлен субщелочными и щелочными оливиновыми ба-

зальтами, трахибазальтами, тефритами и фонолитами, среди которых преобладают лавовые разности. Повсеместно лавовые потоки перекрыты маломощным чехлом везикулярных гиалокластитов палагонитизированных. Указанные образования слагают усеченную часть гайотов. Для этих участков характерны крутые (до 20 и более градусов) склоны. Реже встречаются вулканические тела, дайки и силлы базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. На гайоте Грамберга (МЖ-36) закартированы интрузивные тела и дайковые пояса, которые трассируют линейные зоны магмоподводящих каналов. Несомненным продолжением этих зон являются линейно-вытянутые северо-восточный и юго-западный отроги гайота, сложенные базальтами. Выделены также вулканоструктуры центрального типа второго порядка с размерами в поперечнике 2–5 км. Линейно вытянутый юго-восточный отрог трассируется роем даек, контрастно выделяющихся среди песчаной равнины. Протяженность зоны более 30 км. Мощность даек, по данным гидролокации бокового обзора и фототелевизионного профилирования, составляет обычно первые метры, редко достигает 19 и более метров, по простиранию они прослежены на 500–800 м, иногда на первые километры. Для пород, слагающих дайку, характерна массивная грубостолбчатая отдельность. В нескольких местах установлена классическая гексагональная отдельность. Возраст пород (К-Аг метод) колеблется в широких пределах – от 95 до 36 млн лет.

Верхний ярус представлен щелочными базальтоидами и осадочными породами. Щелочные базальтоиды, их лавы, шлаковые лавобрекчии, спекшиеся туфы, ортотуффиты с тонкими прослоями кокколитофораминиферовых известняков слагают несколько изолированных шлаковых конусов на гайотах Альба (Дальморгео) и Федорова (ИОАН), высота которых достигает 500 м. Микрофауна содержится в известняках, а также в самом туфовом материале. Комплексы фораминифер и кокколитофорид свидетельствуют о среднемиоценовом возрасте вмещающих их отложений [2, 5, 6].

В состав комплекса осадочных пород входят: вулканогенно-осадочные отложения (турбидиты, брекчии, дресвяники, гравелиты, конглобрекчии и др.) апт-альбского возраста – продукты разрушения вулканитов; рифогенные известняки (биогермные, оолитовые, биокластические) альбского возраста – продукты образования и разрушения рифов; планктоногенные карбонатные отложения поздний мел–четвертичного возраста – продукты батинально-пелагического режима осадконакопления, установившегося над гайотами с момента их погружения.

МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Природа формирования МГ исследователями рассматривается как с фиксистских, так и мобилистских позиций. При этом в обоих случаях ведущая роль в горообразовании отдается вулканизму. Однако авторы работ [28, 29], а в дальнейшем и другие исследователи показали, что очертания подводных гор являются не округлыми, а угловатыми, направление изобат на отрезках между перегибами склонов преимущественно линейные. Такие факты заставляют предполагать ведущую роль в горообразовании тектонического фактора, рассматривая вулканизм лишь как процесс, сопровождающий тектонические активизации [6]. С учетом сказанного, эту проблему рассмотрим на примере гайотов Грамберга, Альба и Федорова, наиболее хорошо изученных не только, как отмечено выше, в геологическом, но и в морфологическом отношении.

Гайот Грамберга (Роскомнедра [МЖ-36]) расположен на юго-восточном фланге МГ. Гайот детально исследован методом геологической съемки масштаба 1:50 000, а схема геодинамических условий его формирования обоснована В.П. Уткиным (рис. 1) [18]. Это одиночное усеченное конусовидное вулканическое сооружение трапециевидной формы в плане, вершинная поверхность которого поднимается над абиссалью (глубина 6100 м) на 4850 м. Характерной чертой гайота является наличие трех линейных боковых отрогов, отходящих от конуса гайота. Отроги при ширине 1–5 км прослеживаются на десятки километров, возвышаясь над абиссалью до 1–2 км. Сложенные лавами мантийного происхождения, они, несомненно, отражают положение глубинных разломов. Центральная часть вулканической постройки гайота размещена на участке перекрытия несоосных Северного и Центрального разломов. S-образная морфология гайота во всех деталях является аналогом левоступенчатых сдвиговых дуплексов растяжения, строение и развитие которых (как и правоступенчатых) широко освещены в литературе [8, 13, 20, 26, 27 и др.].

Согласно морфогенетическим аналогиям, гайот Грамберга формировался в условиях меридионального продольного сжатия океанической коры с развитием систем сопряженных северо-восточных левых и северо-западных правых сдвигов. На участке перекрытия несоосных Северного и Центрального левых сдвигов формировался смыкающий эти сдвиги левоступенчатый дуплекс растяжения, который раздвинул

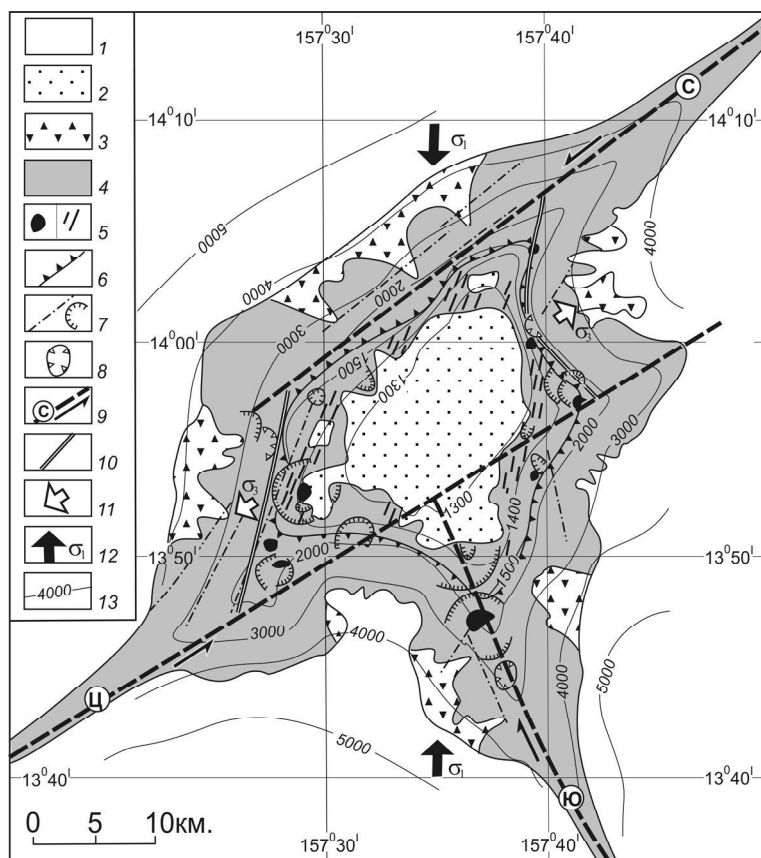


Рис. 1. Морфология и структурно-динамические условия формирования гайота Грамберга (Роскомнедра [МЖ-36]). Схема составлена по материалам [18].

1 – абиссальное основание гайота; 2–3 – осадочные комплексы вершинного плато (2) и подножья (3) гайота; 4 – субщелочные базальтоиды (K_1 - K_2); 5 – лакколиты, штоки и дайки долеритов; 6 – бровка вершинной поверхности гайота; 7 – линейные и кольцевые разломы; 8 – кальдеры обрушения, просадки; 9 – магмоконтролирующие сдвиги (С – Северный, Ц – Центральный, Ю – Южный), перекрытые вулканитами; 10 – границы дуплекса растяжения; 11 – направление растяжения дуплекса; 12 – направление продольного сжатия океанической коры; 13 – изобаты (м).

океаническую кору, что обеспечило продвижение мантийных расплавов и образование в альбе–сеномане вулканической постройки.

Гайот Альба (Дальморгео [МА-15]) расположен в центральной части МГ. Это сложное горное сооружение, основной конус которого представляет собой усеченную четырехгранную пирамиду (рис. 2). Вершина гайота, субгоризонтальная абразионно-аккумулятивная поверхность расположена на глубинах 1250–1500 м. Сочленение вершинной поверхности со склонами резкое, где углы падения склонов достигают 35–40°, а у подножий склоны гайота выполаживаются до 2–8°. Вдоль бровки вершинной поверхности наблюдаются выходы коренного цоколя, шириной до 4,5 км. В северо-восточной части вершинной поверхности гайота установлена группа молодых вулканических конусов, сформировавшихся в миоцене после абразионного срезания вершины стратовулкана. Относительная высота наиболее крупного конуса – 760 м, диаметр основания – около 5 км, крутизна склонов – 10–25°, батиметрическая отметка вершины – 540 м.

Весьма важной морфологической чертой гайота является наличие четырех боковых отрогов, отходящих от основного конуса, что в целом этому вулканическому сооружению придает Х-образную форму

(рис. 2). Отроги прослеживаются на десятки километров, возвышаясь над абиссалью до 3 км. На северо-восточном и юго-восточном отрогах, на расстоянии до 40 км от основного конуса, размещены его сателлиты (рис. 2). Юго-восточный сателлит примыкает к основному палеовулкану через пологую седловину, шириной 6–7 км на глубине 3000 м. Диаметр его основания – 35 км. Батиметрический уровень усеченной вершины составляет 1600–1700 м. Северо-восточный сателлит, с отметкой конусовидной вершины 1872 м, отделен от основного гайота пологой седловиной, шириной 10 км на глубине 3000–3100 м. В его формировании можно выделить не менее трех циклов вулканических извержений, зафиксированных в виде трех привершинных конусов, окруженных субгоризонтальными лавовыми пьедесталами.

Значительная протяженность отрогов, сложенных лавами мантийного происхождения, несомненно отражают положение магмоподводящих глубинных разломов СВ и СЗ простираения, которые, по аналогии с идентично ориентированными разломами гайота Грамберга, формировались также в условиях меридионального сжатия. В этих динамических условиях разломы СВ простираения, согласно законам деформаций, активизировались как левые, а СЗ – как правые

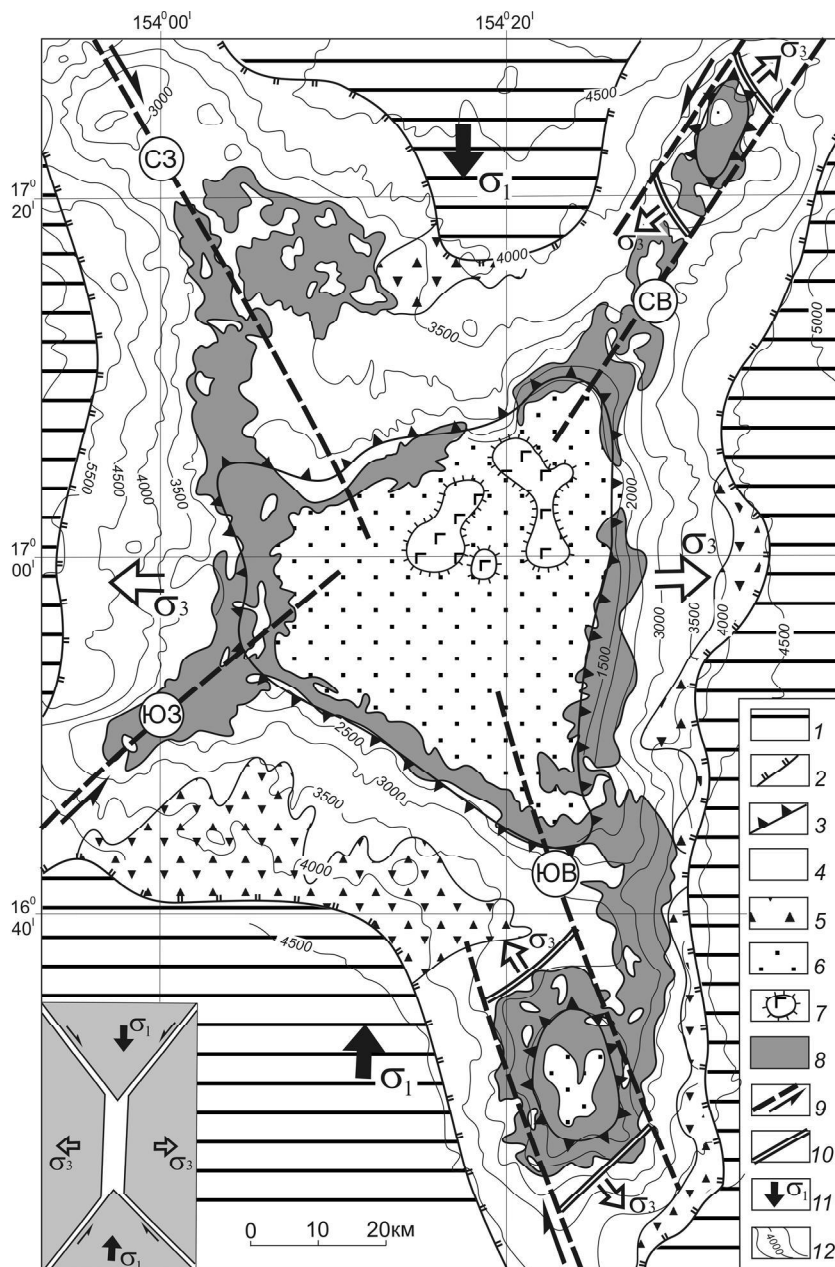


Рис. 2. Морфология и структурно-динамические условия формирования гайота Альба (Дальморгео [МА-15]). Схема составлена по материалам [2].

1 – абиссальное основание гайота; 2 – подножье гайота; 3 – бровка вершинной поверхности; 4 – базальты (K_1), слагающие гайот; 5 – турбидиты (K_1 ар-ал); 6 – осадочные комплексы вершинного плато гайота (поздний мел–кайнозой); 7 – вулканические конусы, сформированные в миоцене после абразионного срезания вершины стратовулкана и его погружения (высота наиболее крупного конуса – 760 м, батиметрическая отметка вершины – 540 м); 8 – рудные залежи; 9 – правые (СЗ, ЮВ) и левые (СВ, ЮЗ) магмоконтролирующие сдвиги, перекрытые вулканитами; 10 – границы дуплексов растяжения, определивших условия формирования спутников основной постройки; 11 – направления продольного сжатия океанической коры; 12 – изобаты (м).

В левом нижнем углу – геодинамическая схема раскрытия основного магмоподводящего канала (σ_1 – направления сжатия, σ_3 – направления растяжения, тонкие стрелки – направления смещений по сдвигам).

сдвиги. Учитывая значительную ширину отрогов (до 30–40 км), разломы, по-видимому, развивались как системы сдвигов, в том числе и несоосных. В этом случае формирование спутников, по-видимому, происходило в результате раскрытия сдвиговых дуплексов растяжения – левоступенчатых (северо-восточный спутник) и правоступенчатых (юго-восточный спутник) (рис. 2). Основной палеовулкан сформирован в узле схождения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Геодинамические условия, обеспечившие поступление столь значительных объемов мантийных продуктов, можно объяснить многократным и значительным приоткрыванием центрального магмоподводящего канала,

вследствие встречного движения клиновидных блоков, ограниченных сопряженными правыми и левыми сдвигами (рис. 2, врезка).

Гайот Федорова (ИОАН [МЖ-35]) расположен на юго-восточном фланге Магеллановых гор и представляет собой сложное горное сооружение, образованное двумя вулканическими постройками – Западной и Восточной, слившимися в районе седловины, которая фиксируется на глубине 2000 м (рис. 3). Вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлениях, соответственно, Восточная и Западная вулканические постройки придают гайоту Федорова V-образную форму (рис. 3). Эти направления, по аналогии со строением гайотов Грамберга и Альба,

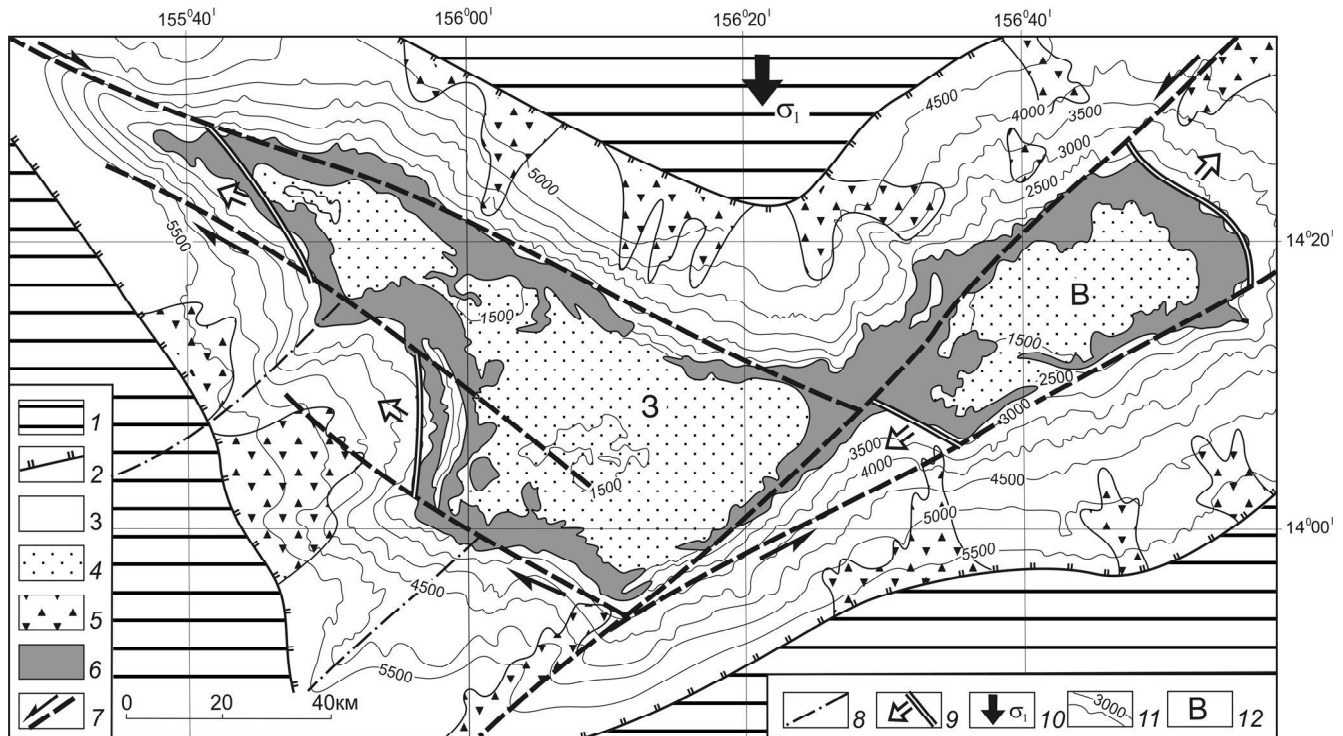


Рис. 3. Морфология и структурно-динамические условия формирования гайота Федорова (ИОАН [МЖ-35]). Схема составлена по материалам [4].

1 – абиссальное основание гайота; 2 – подножье гайота; 3 – базальты (K_1), слагающие гайот; 4 – осадочные комплексы вершинного плато гайота (поздний мел–кайнозой); 5 – турбидиты подножья гайота (K_1 ар-ал); 6 – рудные залежи, сформированные вдоль бровки вершинной поверхности гайота; 7 – сопряженные магмоконтролирующие правые и левые сдвиги, перекрытые вулканитами; 8 – второстепенные разрывы; 9 – границы сосдвиговых структур растяжения (стрелки – направление растяжения); 10 – направление продольного сжатия океанической коры; 11 – изобаты (м); 12 – Восточная (В) и Западная (3) вулканические постройки гайота Федорова.

по-видимому, отражают простирания сопряженных систем, соответственно, левых и правых сдвигов, формировавшихся также в условиях меридионального сжатия. Ступенчатое в плане строение вершинной поверхности Западной постройки позволяет наметить три кулисных правых сдвига северо-западного простирания. Ориентированные косо к этим сдвигам участки границ вершинной поверхности, согласно законам организации структурных парагенезов, по-видимому, являются границами сосдвиговых структур растяжения, выполнявших роль основных магмоподводящих каналов при формировании Западной вулканической постройки в условиях меридионального сжатия. Исключительная прямолинейность линеймента, выполняющего роль общей границы и Восточной, и Западной построек (рис. 3), позволяет обозначить его природу как сквозного левого сдвига северо-восточного простирания, сформированного также в условиях меридионального сжатия. В свою очередь, прямолинейность юго-западной границы вер-

шинной поверхности Восточной постройки можно расценивать как отражение северо-восточного левого сдвига, оперяющего главный (рис. 3). Заключенная между этими сдвигами Восточная вулканическая постройка полностью отвечает положению сосдвиговой структуры растяжения, многократное раскрытие которой происходило при активизации сдвигов в условиях меридионального сжатия. Обращает на себя внимание, что северо-западная система сдвигов, контролирующая развитие Западного гайота, срезается сквозным северо-восточным сдвигом. Есть основание предполагать, что после прекращения активности северо-западной системы правых сдвигов, система северо-восточных левых сдвигов продолжала быть активной, что обусловило вспышки вулканизма в Восточной постройке после ее абразии, синхронной с абразией Западной постройки. Для Восточной постройки характерно наличие вулканических тел, выступающих среди осадков и образующих уступы высотой 1 м, а также отпрепарированных даек долеритов,

образующих протяженные стены, шириной до 10 м и высотой до 5 м. Линейные вулканические тела и дайки, прорывающие осадки вершинной поверхности, по-видимому, отражают положение сосдвиговых магмоподводящих каналов последней вспышки вулканизма, объемы продуктов которого, возможно, и обусловили, как установлено, превышение вершинной поверхности Восточной постройки над Западной не менее чем на 100 м.

Разработанные геодинамические модели формирования детально изученных гайотов МГ по степени их обоснованности неоднозначны. Если динамика развития гайотов Грамберга и Альба, по нашему мнению, расшифровывается наиболее уверенно, то формирование гайота Федорова может иметь и иные интерпретации, но не выходящие за рамки закономерностей строения и развития всех перечисленных гайотов. Для обоснования этих выводов достаточно обратить внимание, что S, X и V-образные формы охарактеризованных гайотов обусловлены сочетанием единых для всех гайотов систем правых и левых сдвигов, соответственно, северо-западного и северо-восточного простирания, формирование которых происходило в условиях меридионального сжатия океанической коры. Отсюда вытекает и другой вывод – северо-западные и северо-восточные разломы являются главными гайотоконтролирующими разрывными структурами МГ. Эти структурно-динамические особенности строения

и формирования отдельных гайотов были использованы в дальнейшем при расшифровке как тектонической инфраструктуры, так и динамики развития МГ в целом.

ИНФРАСТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Анализ закономерностей размещения гайотов в пределах МГ показывает, что наиболее компактные их группировки образуют широтные ареалы (рис. 4), отвечающие предполагаемому положению складчатых структур в условиях меридионального сжатия. Приблизительно равный шаг между осями складок (в нашем случае около 250 км) – известная в структурной геологии закономерность в развитии складчатых деформаций. При такой интерпретации строения МГ в их состав органично вписывается расположенная к северу от них группа гайотов, объединенных в широтный хребет Даттон (рис. 4).

В пределах ареалов гайоты размещены также не беспорядочно, а сконцентрированы вдоль линейментов северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 4), которые на гайотах Грамберга, Альба и Федорова определены как, соответственно, левые и правые сдвиги (рис. 1–3). Системы гайотоконтролирующих разломов северо-западного и северо-восточного направлений отвечают положению известных в структурной геологии диагональных сколов (сопряженных правых и левых сдвигов) складчатых структур

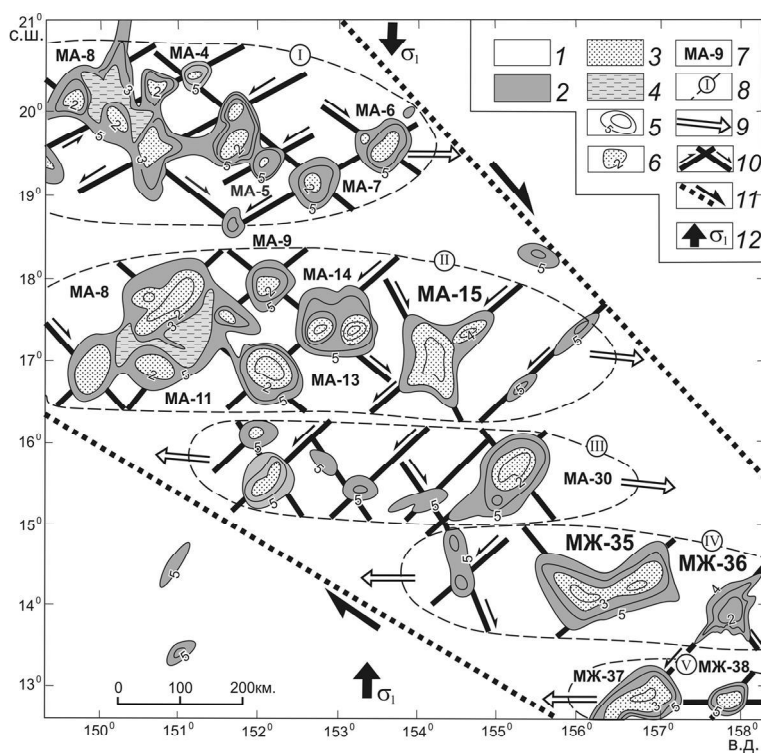


Рис. 4. Главные складчатые и разрывные структуры, контролирующие размещение вулканических построек Магеллановых гор и хребта Даттон (схема составлена по материалам [2]).

1 – абиссальное основание гайотов; 2 – магматические образования гайотов (субщелочные базальтоиды); 3–4 – осадочные комплексы вершинных плато (3) и перекрывающие нижние ярусы (4) вулканических построек; 5–6 – генерализованные изобаты оснований (5) и бровок вершинных поверхностей (6) гайотов (км); 7 – номера гайотов, укрупненные цифры – гайоты: т. МЖ-36 – Грамберга (Роскомнедра), т. МЖ-35 – Федорова (ИОАН), т. МА-15 – Альба (Дальморгео); 8 – границы широтных ареалов вулканизма (брахиформных антиклиналей) и их названия (вулканические хребты: I – Даттон, II – Альба (Дальморгео), III – Находка, IV – Федорова (ИОАН), V – Ита-Майтаи); 9 – погружение шарниров брахиформных антиклиналей; 10 – диагональная система разрывов (сопряженные правые и левые сдвиги), контролирующие вулканические постройки в пределах антиклиналей-сводов; 11 – границы Магеллановых гор (зоны правого потенциального сдвига); 12 – направление продольного сжатия океанической коры.

тур, что подтверждает возможную складчатую природу широтных ареалов гайотов.

Важной и неслучайной особенностью широтных ареалов является их косая ориентировка по отношению к границам МГ, образующая эшелонированную структуру северо-западного простираия (рис. 4). Аналогичным строением характеризуются потенциальные (зачаточные) правые сдвиги (рис. 5). Проявление правых и левых сдвигов в виде формирования эшелонированных складок установлены на континентах и многократно воспроизведены экспериментами. Потенциальные сдвиги ориентированы в строгой зависимости от направления сжатия. Северо-западная ориентировка правого сдвига однозначно указывает на его формирование в условиях меридионального сжатия. Антиклинальная природа эшелонированных складок подтверждается реконструкционным подъемом гайотов, погруженных ныне на глубины 1,5–2,5 км вместе с океанической корой, на уровни их формирования. Кроме того, расчеты показывают: если весь объем мантийных продуктов, которыми сложены вулканические постройки, реконструктивно вернуть на место их генерации под океаническую кору (литосферу?), то последняя поднимется на 1,5–2 км с образованием сводовых поднятий в пределах широт-

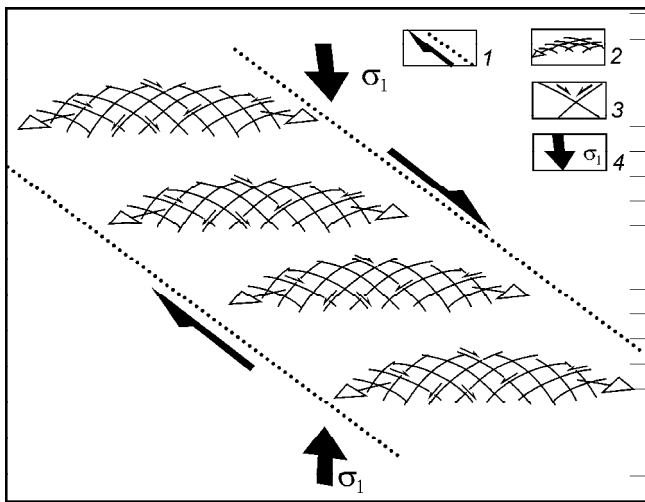


Рис. 5. Схема строения потенциального сдвига (составлена по результатам натуральных наблюдений и экспериментов).

1 – границы зоны сдвиговых дислокаций (стрелки – направления относительного смещения смежных блоков); 2 – пликативные формы (антиклинали) сдвиговых дислокаций (стрелки – направление погружения осей антиклиналей); 3 – диагональная система сопряженных левых и правых сколов-сдвигов, характерных для складчатых структур; 4 – направление максимального продольного сжатия.

ных ареалов вулканизма. Согласно расчетам, углы падения крыльев сводовых поднятий на время денудации вулканических построек не превышали 8° . В момент формирования вулканических оснований гайотов базальтовая магма выплавлялась и поднималась с глубин около 53–60 км [1]. При такой мощности океанической литосферы формирование антиклинальных складок, с пологими крыльями сводов (брахиантиклиналей), шириной до 300 и более км, отражает лишь незначительное коробление литосферной плиты, скользящей по астеносфере, но достаточное для развития базитовых магматических очагов в результате образования декомпрессионных криптокамер под сводовыми поднятиями в условиях продольного сжатия литосферы.

Океаническая литосфера отвечает характеристикам упругой среды, поэтому можно предположить, что снятие меридионального сжатия привело к расправлению ее широтной складчатости с опусканием сводов антиклиналей. Кроме того, а, возможно, это главная причина, опусканию сводов способствовало и значительное опустошение подсводовых магматических камер вследствие вулканизма, с последующим давлением огромных масс вулканитов, излившихся на поверхность океанической коры с образованием вулканических гор. Основная масса магм была сосредоточена в ядрах сводовых поднятий, поэтому вдоль их осей следует ожидать развитие наиболее объемных вулканических построек. Такое предположение подтверждается сосредоточением наиболее крупных гайотов вдоль осевых зон широтных сводовых поднятий МГ (рис. 4).

Примером не полностью погружившейся магмогенерирующей брахиантиклинальной структуры могут служить Срединно-Тихоокеанские горы, которые располагаются на крупном широтном сводовом поднятии, хорошо оконтуриваемом по изобате 4000 м [1]. Этот свод увенчан многочисленными подводными гайотами, имеющими плоскую вершину. Возраст гайотов позволяет говорить о поднятии, как о районе активного вулканизма мелового возраста [21, 22]. Идентичной субширотной ориентировкой характеризуется и расположенная к северу от Магеллановых гор обширная валообразная возвышенность Маркус-Уэйк, оконтуренная изобатой 5600 м и возвышающаяся относительно днища окружающих абиссальных впадин на 200–400 м [6]. Есть основание считать, что сводовые поднятия, контролирующее развитие гор Срединно-Тихоокеанских и Маркус-Уэйк, являются более крупными аналогами широтных брахиантиклинальных структур Магеллановых гор, формиро-

вавшихся в идентичных условиях меридионального сжатия океанической коры. Расшифровка инфраструктуры и реконструкция структурно-динамических условий магматизма этих поднятий с позиций предложенной геодинамической модели требует отдельных специальных исследований.

Важная структурная особенность МГ выражена в их клиновидном сужении к юго-востоку (рис. 6). Морфологическим аналогом такой структурной закономерности является строение потенциального сдвига, отражающего пликативное затухание по простиранию сдвигового смещения по разрыву. В эшелонированной структуре, такого рода, складки,

непосредственно примыкающие к разрыву-сдвигу, относительно короткие и небольшой ширины, а на удалении их размеры постепенно увеличиваются, при этом соотношение ширины к длине устойчиво сохраняется (в нашем случае, приблизительно, как 1:5). Постепенное увеличение ширины складок (в нашем случае, от 150 до 300 км) объясняется снижением степени их смятия. Складки непосредственно у разрыва-сдвига ориентированы к его простиранию под более острым углом, чем удаленные, где углы достигают 45°.

В строении и развитии МГ установлены две основные особенности:

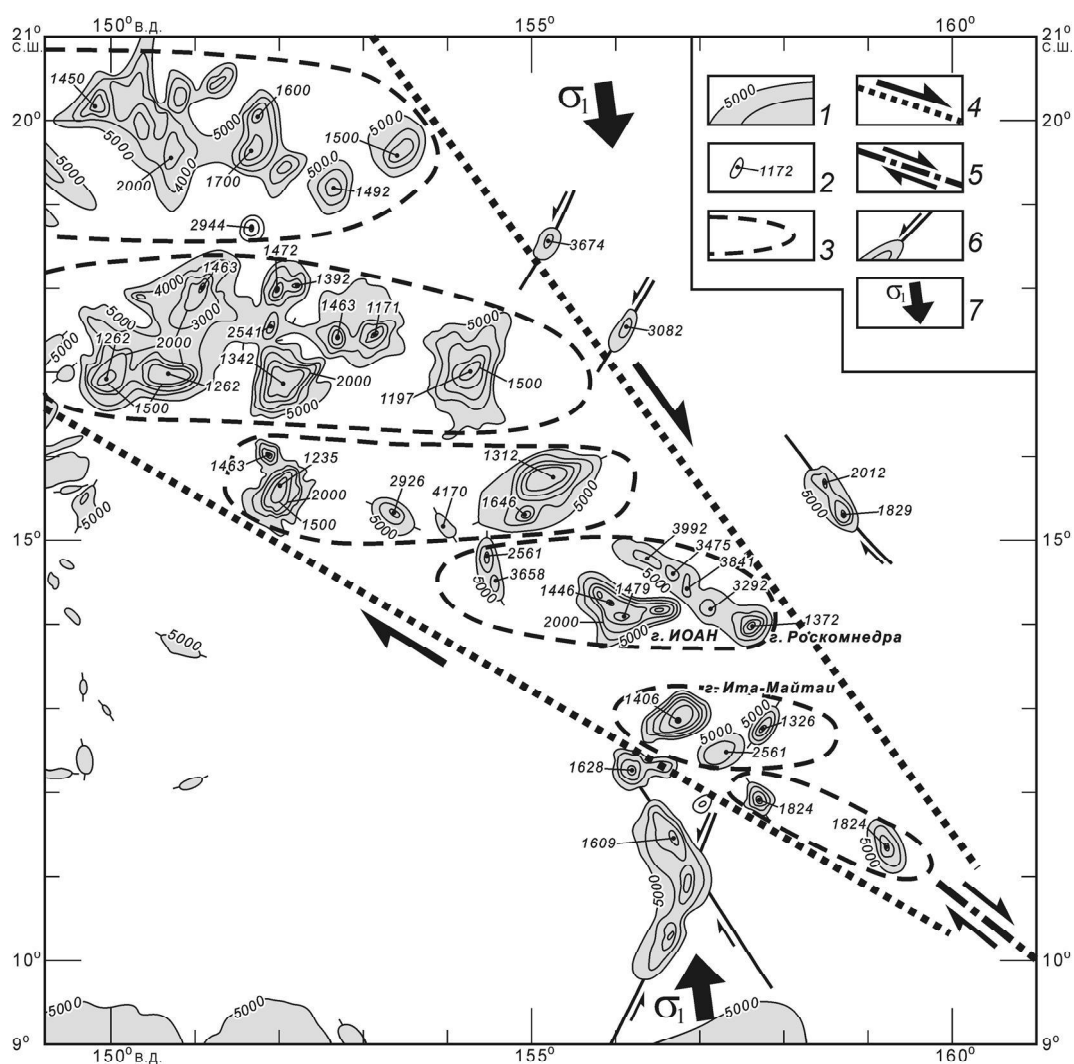


Рис. 6. Главные морфогенетические элементы Магеллановых гор (батиметрия по [1]).

1 – изобаты (м); 2 – глубины (м) отдельных вершин подводных гор; 3 – границы ареалов проявления подводного вулканизма (антиклинали-своды); 4 – границы зоны сдвиговых дислокаций океанической коры (правого потенциального сдвига); 5 – предполагаемый правый сдвиг (возможно, трансформный); 6 – диагональные правые и левые сдвиги, контролируемые отдельные вулканические постройки за пределами зоны потенциального сдвига; 7 – направление продольного сжатия океанической коры.

1) в формировании как отдельных гайотов, локальных группировок, так и всей их совокупности определяющую роль играли сдвиговые дислокации разных рангов, закономерно соподчиненных и проявленных в пликвативных (складки) и дизъюнктивных (сдвиги, дуплексы растяжения) формах;

2) развитие всего ансамбля сдвиговых дислокаций на разных иерархических уровнях происходило в условиях меридионального сжатия океанической коры.

Природа меридионального сжатия находит объяснение с точки зрения как тектоники литосферных плит, так и ротационного фактора. Северо-западная ориентировка потенциального правого сдвига, контролирующего МГ, может указывать на деформацию блока Тихоокеанской плиты в результате ее субмеридионального продольного сжатия, вызванного смещением плиты на север-северо-запад. Как считает Д. Таркота [30], спрединговое движение плит неизбежно сопровождается их сжатием и раскалыванием по системам диагональных (и ортогональных) сдвиговых трещин, которые контролируют излияния магм, что нашло подтверждение в нашем случае. В этих же условиях субмеридионального сжатия океаническая плита, естественно, могла сминаться в широтные складки-своды, в том числе и в виде эшелонированных складок потенциальных сдвигов. Неравномерность напряжений сжатия плиты во времени объясняется сменой интенсивного раздвигания плиты в зоне спрединга незначительным или его полным прекращением.

Ротационная версия вытекает из известного факта существования меридиональных полюсобежных сил, действием которых объясняется развитие диагональной и ортогональной регматической сети планетарной трещиноватости. В диагональную систему трещиноватости органично вписываются северо-восточные левые и северо-западные правые окраинно-континентальные глобальные сдвиговые зоны [11, 15]. Эта же система правых и левых сдвигов (включая и потенциальные) проявилась и на более низком иерархическом уровне в пределах МГ, отражая, как и широтная складчатость, действие меридионального сжатия океанической коры. Изменение интенсивности меридионального сжатия легко объясняется неравномерной скоростью вращения Земли. Каждая из версий указывает на меридиональное сжатие как на одну из главных причин развития складчатых и разрывных структур в океанической плите. А если учесть, что ротация и спрединг – процессы, способные к сосуществованию, то в этом случае возможно сложение ротационных меридиональных сил, направленных от

полюса к экватору, с силами сжатия, вызванными смещением плиты от экватора к северу.

Исходя из вывода о решающей роли меридионального сжатия, можно обозначить следующую последовательность структурообразования и вулканизма МГ.

Под действием меридионального сжатия упругая океаническая плита сминалась в широтные антиклинали (своды). В формировании антиклиналей большую роль играли диагональные северо-восточные левые и северо-западные правые сдвиги, в совокупности отражающие деформацию чистого сдвига, которые определяли пути продвижения мантийной магмы, контролируя вулканизм над антиклиналями, прежде всего, на пересечениях сдвигов и на участках развития дуплексов растяжения. Первый импульс вулканизма проявился в конце готтерива–начале баррема, второй – в конце баррема–начале апта [1], третий – в альбе–сеномане [18], а четвертый – в среднем миоцене [2, 5, 6]. В эти периоды активизации меридионального сжатия на сводовых поднятиях формировались вулканические постройки, в том числе и выходящие выше уровня океана и подверженные абразии. В результате периодического снятия меридионального сжатия складчатость океанической плиты расправлялась, сводовые поднятия опускались, чему способствовало, как отмечено выше, и опустошение подсводовых магматических камер вследствие вулканизма с последующим давлением огромных масс вулканитов, сформировавших подводные горы. Вместе с погруженными сводами, размещенные на них и срезанные абразией вулканические постройки опустились ниже уровня океана, отражая заключительный этап формирования гайотов.

ВЫВОДЫ

Разработанная геодинамическая модель формирования гайотов МГ принципиально отличается от уже известных и имеет, по нашему мнению, ряд существенных преимуществ. В предлагаемой модели, в отличие от предшествующих, расшифрован генезис тектонической инфраструктуры Магеллановых гор, определены динамические условия формирования как отдельных гайотов, локальных группировок, так и всей их совокупности, что позволило выявить и обосновать роль структурно-динамических факторов в проявлениях магматизма разных иерархических уровней, а также выявить роль этих факторов в последовательности развития гайотов от их формирования как вулканических построек, абразии, до погружения ниже уровня океана. На примере разработки этой модели показана эффективность метода морфогенетических аналогий, позволяющего его использо-

вание при решении проблем формирования и других подводных гор Тихого океана. Успешность такого подхода подкрепляется явным сходством ориентировки и инфраструктуры Магеллановых гор с другими ареалами размещения гайотов Тихого океана. Так, обширные горы Маркус-Уэйк и Срединно-Тихоокеанские сформированы на валлообразных поднятиях океанической коры, которые ориентированы в субширотном направлении, идентично простиранию гайото-контролирующих сводовых поднятий гор Магеллана, что может указывать на сходство условий их формирования в результате смятия океанической коры в складки под действием меридионального сжатия. В свою очередь, северо-западное простирание гор Магеллана идентично простиранию протяженных на тысячи километров интраокеанических вулканических цепей Тихого океана (Лайн–Туамоту, Маршалл–Гилберта и др.). В пределах Французской Полинезии линейные ареалы вулканических островов (по нашему мнению, аналоги брахиантиклиналей МГ), размещающаяся относительно друг друга кулисообразно, образуют протяженные вулканические цепи (Общества–Тубуаи, Туамоту–Гамбье и др.), эшелонированная структура которых (правые потенциальные сдвиги) не отличается от строения Магеллановых гор в нашей интерпретации. Идентичность ориентировок и морфологическое сходство Магеллановых гор с другими интравулканическими поясами Тихого океана вряд ли являются случайными и, по-видимому, отражают единство геодинамических условий их формирования. Для доказательства этих оригинальных представлений требуются дополнительные ширококомасштабные исследования с использованием обширных материалов, касающихся не только проблемы геодинамических условий вулканизма, но и геодинамики Тихого океана в целом, стадийности и многофакторности условий его развития [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Мировой океан: геология, геодинамика, физика, биология” (грант 05-1-П14-060) и Министерства промышленности, науки и технологий РФ (договор 634/2005-ДВГИ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука. 1990. 229 с.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ред. И.Н. Говоров, Г.Н. Батулин. М.: Наука. 1995. 368 с.
3. Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Отв. ред. С.И. Андреев; Науч. ред.: И.С. Грамберг. СПб. Всерос. НИИ геологии и минер. ресурсов Мирового океана, 1999. 209 с.
4. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. № 5. С. 4–20.
5. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 38–46.
6. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ “Южморгеология”, 2005. 230 с.
7. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разломные зоны Центральной Атлантики // Тр. ГИН. Вып. 495. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
8. Разломообразование в литосфере (зоны сдвига) / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
9. Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–43.
10. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1993. Т. 12. 292 с.
11. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
12. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1979. Т. 240, № 2. С. 400–403.
13. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
14. Уткин В.П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 951–955.
15. Уткин В.П. Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 23–37.
16. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хершберг Б.Л. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646–650.
17. Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 659–663.
18. Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Чудаев О.В. и др. Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 96–110.
19. Abrams L.J., Larson R.L., Shipley T.H., Lancelot Y. The seismic stratigraphy and sedimentation of the East Mariana and Pigafetta basins of the Western Pacific // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V. 129. P. 551–572.
20. Crowell J.C. Origin of late cenozoic basin in southern California // Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Spec. Bull. Soc. Econ. Paleont. 1992. Miner. Tulsa: 1974. V. 19. P. 292–303.

21. Hamilton E.L. Sunken Islands of the Mid-Pacific mountains // Geol. Soc. Amer. Mem. 1956. N 64. P. 1–97.
22. Heezen B.C., MacGregor I.D. et al. Site reports // Heezen B.C., MacGregor I.D. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): Gov. print. off. 1973. V. 20. P. 3–102.
23. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.
24. Lancelot Y., Larson R.L. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program // Initial reports. 1990. V. 129. 488 p.
25. Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program // Initial reports. TX. 1993. V. 144.
26. Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin development produced by en-echelon strike-slip faults // Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 1980. V. 4. P. 27–41.
27. Segall P., Pollard D.D. Mechanics of discontinuous faults // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 4337–4350.
28. Smoot N.C. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton Ridge // Mar. Geol. 1989. V. 88. P. 117–131.
29. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorph. 1999. V. 30. P. 323–356.
30. Turcotte D.L. Membrane Tectonics // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1974. V. 36. N 1. P. 33–42.

Поступила в редакцию 31 января 2006 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V. P. Utkin, A. I. Khanchuk, E. V. Mikhailik, L. B. Khershberg

Structural dynamic conditions of the formation of guyots of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean)

The tectonic infrastructure of the Magellan Seamounts and the role of structural dynamic factors for guyots' formation are recognized by the method of morphogenetic analogies between deformations of the continental and oceanic crust. The following features are established: (1) the formation of both individual guyots, their groups, and the entire system was mainly governed by different-rank hierarchic strike-slip deformations manifested in plicative (folds) and disjunctive (strike-slip faults, tension duplexes) forms; (2) the entire ensemble of strike-slip deformations developed at different hierarchic levels under meridional compression of the oceanic lithosphere. The assumption is made that the Pacific intra-oceanic volcanic belts stretching for thousands of kilometers were formed just like the Magellan Seamounts under the same strike-slip geodynamical regime.

Key words: Magellan Seamounts, guyot, structural dynamic factor, meridional compression of the lithosphere, strike-slip fault, structural paragenesis, brachyanticline, decompression cryptochamber.

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ГЕОХИМИИ ПОРОД КЕНГУРАК-СЕРГАЧИНСКОГО
ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ
СИБИРСКОГО КРАТОНА)**

И.В. Бучко**, *Е.Б. Сальникова, *А.А. Сорокин**, *А.Б. Котов***, *А.М. Ларин***,
*С.З. Яковлева*****

**Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

В статье приведены геохимические и геохронологические данные (U-Pb метод по циркону) для Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива Могочинского террейна Селенгино-Станового супертеррейна. Породы рассматриваемого массива характеризуются умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) и, напротив, деплетированием в отношении некоторых высокочarged элементов (HFSE), элементов группы железа, что свойственно породам анортозит-рапакиви-гранитных ассоциаций. Оценка возраста, полученная для Кенгурак-Сергачинского массива, – 1866±6 млн лет – является первым свидетельством проявления раннепротерозойского габбро-анортозитового магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна.

Ключевые слова: габбро-анортозиты, геохимия, геохронология, U-Pb метод, юго-восточное обрамление Сибирского кратона.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах юго-восточного обрамления Сибирского кратона широко представлены разнообразные по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям расслоенные ультрамафит-мафитовые и габбро-анортозитовые массивы: Кенгурак-Сергачинский, Нюкжинский, Лукиндинский, Веселкинский, Лучинский, Ильдеусский и др. (рис.1). Согласно традиционным представлениям [7, 8, 10, 15], все эти массивы вместе с вмещающими их гранитоидами и метаморфическими породами рассматриваются как неотъемлемая часть докембрийского фундамента. Однако эта точка зрения до сих пор не подкреплена надежными геохронологическими данными. Более того, в последнее время получены изотопные свидетельства более молодого возраста значительной части геологических комплексов южного обрамления Сибирского кратона, ранее считавшихся докембрийскими [1–4, 11–13], что определяет необходимость в проведении геохронологических исследований реперных ультрабазит-базитовых и габбро-анортозитовых комплексов региона с целью определения их “места” в истории геологического развития.

Первые шаги в этом направлении уже сделаны. Так, для Веселкинского расслоенного перидотит-вебстерит-габбрового массива, расположенного в пределах Селенгино-Станового супертеррейна, установлен позднеюрский возраст [1, 3], кроме того, получены данные о позднепалеозойском возрасте Лучинского плагиодунит-троктолит-габбрового массива Джугджуро-Станового супертеррейна [13]. В данной работе приведены результаты геохронологических исследований Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива Могочинского террейна Селенгино-Станового супертеррейна.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Кенгурак-Сергачинский (Кенгуракский) габбро-анортозитовый массив располагается в междуречье Бол. Ольдоя и верховий Уруши (рис. 2). Его описание было приведено ранее [2]. Здесь важно отметить, что контакты пород массива с вмещающими условно раннеархейскими(?) образованиями могочинской серии тектонические. Сведения же об их взаимоотношениях с условно раннедокембрийскими (?) гранитоидами противоречивые. Отмечаются

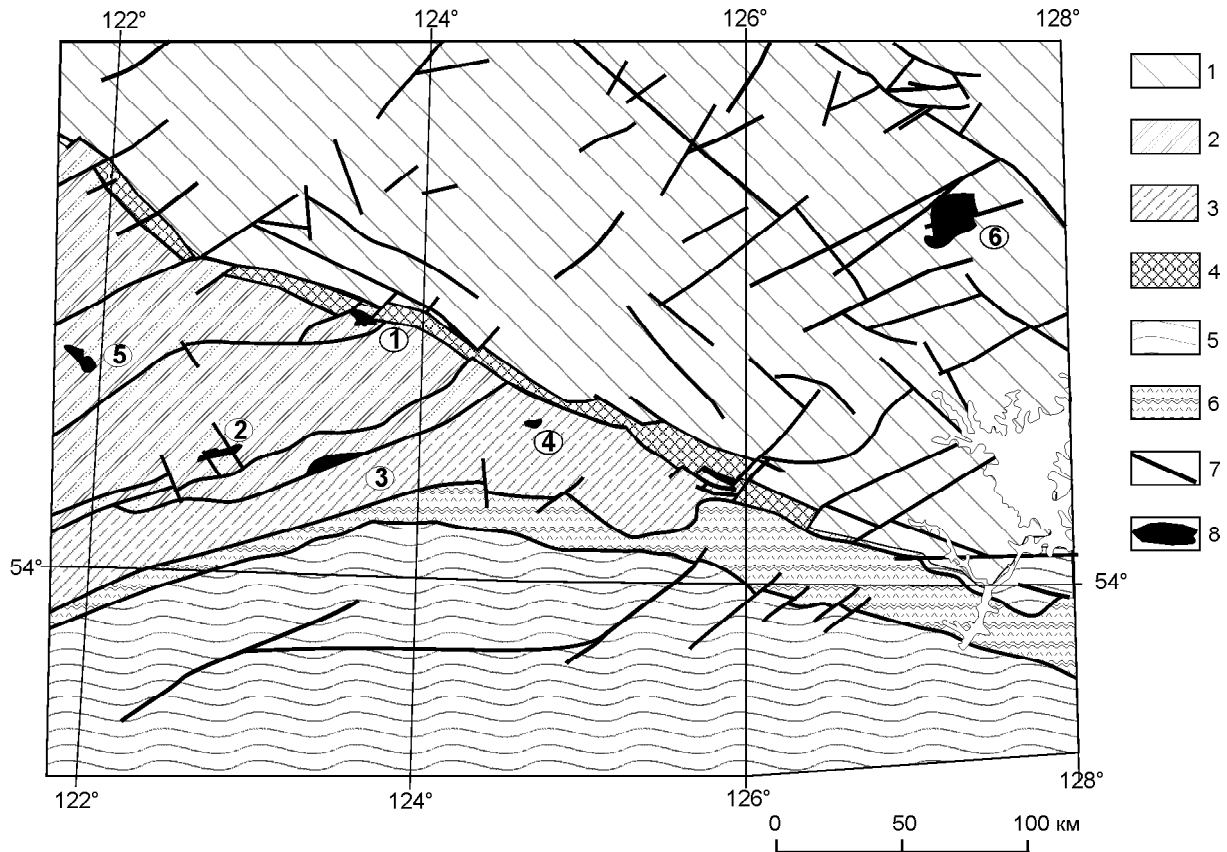


Рис. 1. Схема расположения габбро-анортозитовых массивов Могочинского террейна. Составлена по [7, 8, 10, 15].

1 – Джугджуро-Становой супертеррейн; 2–3 – Селенгино-Становой супертеррейн: 2 – Могочинский блок; 3 – Урканский блок; 4 – Джелтулакская шовная зона; 5 – Керулен-Аргуно-Мамынский супертеррейн; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – тектонические нарушения; 8 – ультрамафит-мафитовые массивы.

Номерами обозначены массивы: 1 – Лукиндинский, 2 – Кенгурак-Сергачинский, 3 – Монголийский, 4 – Веселкинский, 5 – Нюкжинский, 6 – Лучинский.

как факты прорывания гранитоидами пород массива с образованием ксенолитов габбро в гранитах, так и согласные взаимоотношения гранитоидов с такситовыми габбро [10]. Вплоть до настоящего времени сведения о возрасте пород данного массива отсутствовали. Согласно существующим представлениям, они вместе с метаморфическими комплексами могочинской серии условно были отнесены к раннеархейскому уровню [7, 8, 10].

Рассматриваемый массив сложен габброидами, габбро-анортозитами, анортозитами с подчиненным количеством клинопироксенитов. Первичные структурно-текстурные особенности, такие как изменение зернистости, лейкократовости, полосчатые текстуры, указывают на возможную первичную расслоенность Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива.

Габбро представляют собой средне-крупнозернистые, реже мелко- и гиганто-зернистые породы серой окраски, обычно с зеленоватым оттенком. Для крупнозернистых разновидностей характерны габбровые и габбро-диабазовые структуры, для мелкозернистых – габбро-диабазовые, диабазовые и призматически-зернистые структуры. Габбро сложены лабрадором An_{55-60} , уралитовой и сине-зеленой роговой обманкой, актинолитом, образующим сноповидные агрегаты. Очень редко в качестве первичного минерала отмечается моноклинный или ромбический пироксен. Акцессорные минералы представлены рудным апатитом, сфеном, цирконом.

Габбро-анортозиты связаны взаимопереходами с габбро, от которых отличаются лейкократовым обликом, обусловленным меньшим количеством темноцветных минералов, и отсутствием массивных тек-

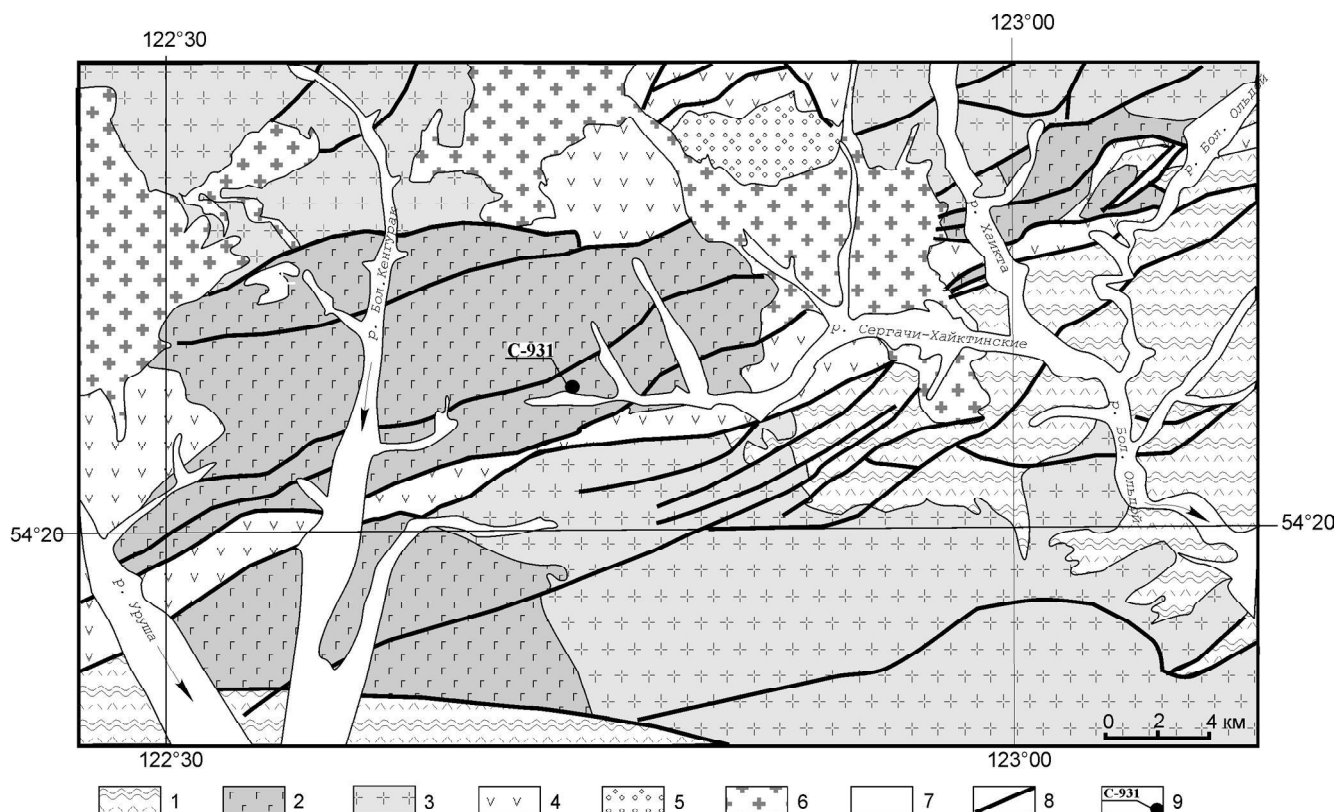


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива. Составлена по [8, 10].

1 – нижнеархейские (?) кристаллосланцы и гнейсы; 2 – породы Кенгурак-Сергачинского массива: пироксениты, габбро, габбро-анортозиты; 3 – раннепротерозойские(?) плагиограниты, кварцевые сиениты; 4 – позднепермские вулканогенные образования – трахиандезиты, андезиты, риолиты; 5 – средне-верхнеюрские песчаники, алевролиты; 6 – позднеюрские кварцевые диориты, граниты, граносиениты; 7 – четвертичные рыхлые отложения; 8 – тектонические нарушения; 9 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

стур. Собственно анортозиты представлены серыми средне-крупнозернистыми массивными породами гранобластовой структуры, сложенными преимущественно лабрадором An_{50-60} .

Амфиболизированные апопироксениты встречаются не в коренном залегании, а в отдельных глыбах среди габбро. В породах иногда сохраняются реликты первичного пироксена, на что указывает короткостолбчатая форма псевдоморфных замещений, выполненных актинолитом и, реже, тремолитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом.

Все породы Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива претерпели метаморфизм амфиболитовой фации и более поздние интенсивные гидротермально-метасоматические преобразования, включающие амфиболизацию, биотитизацию, микроклинизацию, пропилитизацию.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов рентгенофлуоресцентного анализа (основные петрогенные компоненты, а также Sr, Zr, Nb) и ICP-MS (Be, Rb, Sr, Li, Cs, Th, U, Zr, Ta, Nb, Hf, REE, Sc, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, W, Pb, Bi, Mo).

Рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковой пробы осуществлялась сплавлением с боратным флюсом – метаборатом лития – при температуре 1050–1100° С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Анализ химического состава образцов методом ICP-MS проводился в Институте аналитического приборостроения РАН (г. С.-Петербург).

Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе "PlasmaQuad" фирмы "VG Elemental" в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору фирмы "Matthew Johnson". Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. С.-Петербург). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U осуществлялось по модифицированной методике Т. Кроу [23]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного множителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" и "ISOPLOT" [26–28].

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Пироксениты, габброиды и габбро-анортозиты Кенгурак-Сергачинского массива образуют на петрохимических диаграммах единые тренды (рис. 3), что позволяет рассматривать их в качестве единой габбро-анортозитовой ассоциации. Для них характерно увеличение содержаний SiO_2 (до 50 %) и Al_2O_3 (до 24.2 %), снижение FeO^* (до 4.5%), CaO (до 2.2 %) от пироксенитов к анортозитам, что свойственно для комплексов повышенной глиноземистости [5, 9, 14, 20, 21]. Рассматриваемым породам присущи относительно умеренные содержания TiO_2 , как в пироксенитах (до 1.39 %), так и в габброидах (до 1.45 %), а также высокие содержания CaO (до 11.3 %) и K_2O (до 0.8 %) в габбро-анортозитах и анортозитах (табл. 1). В целом, по особенностям петрохимического состава, в частности, по соотношению $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ (рис. 3) породы габбро-анортозитовой ассоциации принадлежат Орх-Р1 котектике.

Спектры редкоземельных элементов во всех типах пород рассматриваемого массива умеренно дифференцированы (рис.4), о чем свидетельствует величина отношения $\text{La/Yb}_{(n)} = 4\text{--}12$. Наивысший уровень накопления лантаноидов наблюдается в пироксенитах, и он заметно снижается в габбро и анортозитах. В этом же направлении меняется характер европиевой аномалии: от слабой отрицатель-

ной ($\text{Eu/Eu}_{(n)}^* = 0.76\text{--}0.94$) до отчетливой положительной ($\text{Eu/Eu}_{(n)}^* = 2.0\text{--}3.0$).

Отличительными геохимическими особенностями пород Кенгурак-Сергачинского массива являются умеренное обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE): Rb (3–9 ppm в пироксенитах и до 19 ppm в габбро-анортозитах и анортозитах), Ba (25–98 ppm в пироксенитах и до 450 ppm в габбро-анортозитах), Sr (132–517 ppm в пироксенитах и до 1260 ppm в габбро-анортозитах и анортозитах), легкими редкоземельными элементами, Th (0.3–1.2 ppm), U (0.04–0.35 ppm) и, напротив, деплетирование некоторыми высокозарядными элементами (HFSE): Zr (4–38 ppm), Nb (1–3 ppm), Hf (0.1–2.4 ppm), Ta (0.01–1.16 ppm) (табл.1). Заметно истощены породы рассматриваемого массива также такими элементами, как Ni (обычно 18–55 ppm), Co (12–60 ppm), Cr (обычно 6–70 ppm), относительно которых обогащены V (до 445 ppm).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования выполнены для анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931). Выделенный акцессорный циркон представлен прозрачными, реже полупрозрачными обломками кристаллов, что не позволяет судить об их габитусе. Окраска циркона изменяется от сиреневой до темно-сиреневой и коричневатой. Он характеризуется пониженной люминесценцией, грубозональным внутренним строением и секториальностью.

U-Pb изотопные исследования проведены для четырех микронавесок наиболее прозрачных фрагментов кристаллов циркона, предварительно подвергнутых аэробразивной обработке [24]. Как видно из рис. 5, точки изотопного состава изученного циркона образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1866 ± 6 млн лет, а нижнее – 329 ± 78 млн лет (СКВО=1.5). Особенности внутренней морфологии циркона из анортозитов указывают на его магматическое происхождение, в связи с чем значение возраста 1866 ± 6 млн лет, полученное по верхнему пересечению дискордии, предлагается в качестве наиболее точной оценки возраста становления Кенгурак-Сергачинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом, геохимические особенности пород Кенгурак-Сергачинского массива не оставляют сомнений в том, что они являются членами единой габбро-анортозитовой ассоциации. Они характеризуются

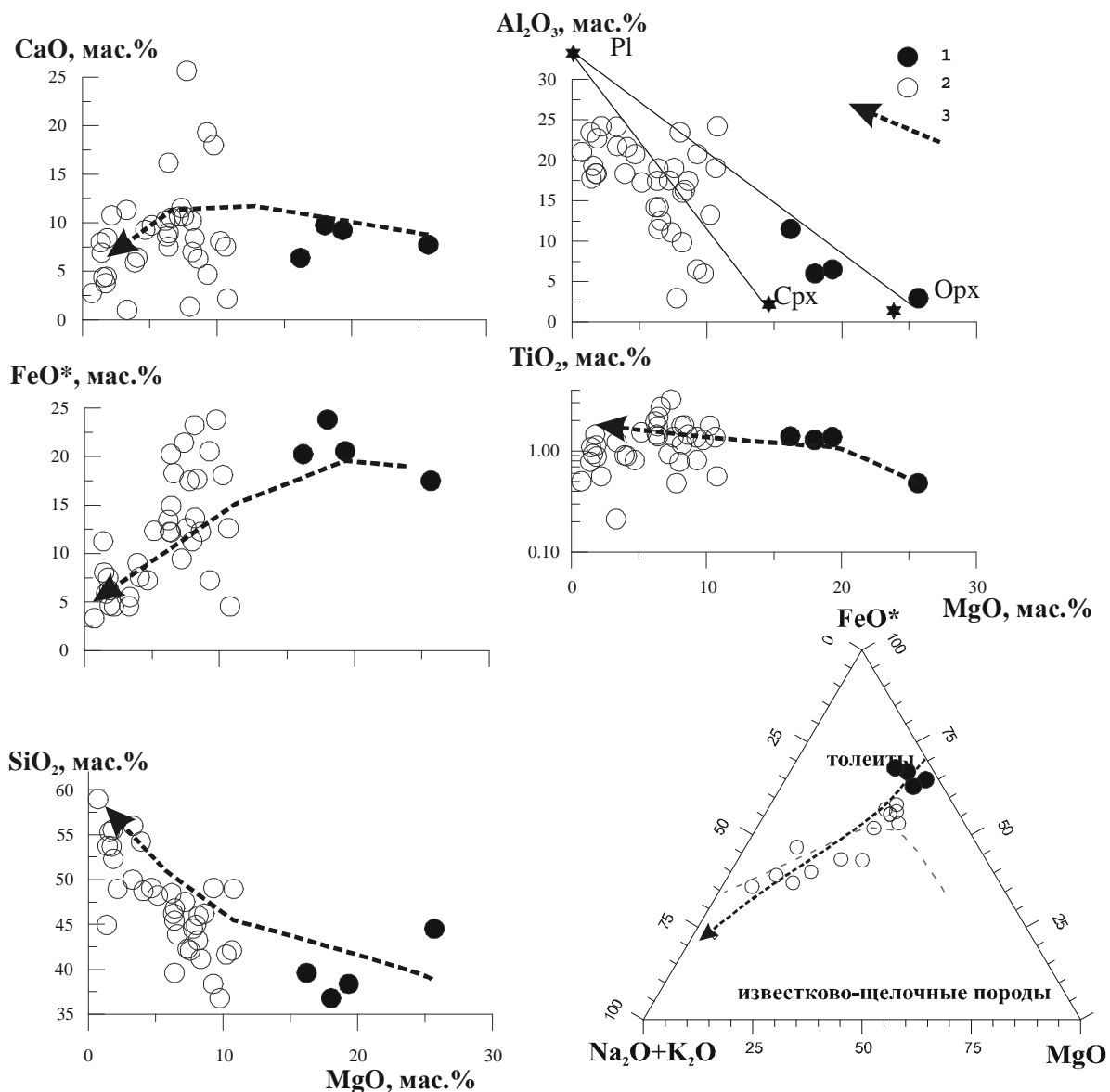


Рис. 3. Петрохимические особенности Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива.

1 – пироксениты, 2 – габброиды, анортозиты; 3 – тренды эволюции составов пород габбро-анортозитовой ассоциации.

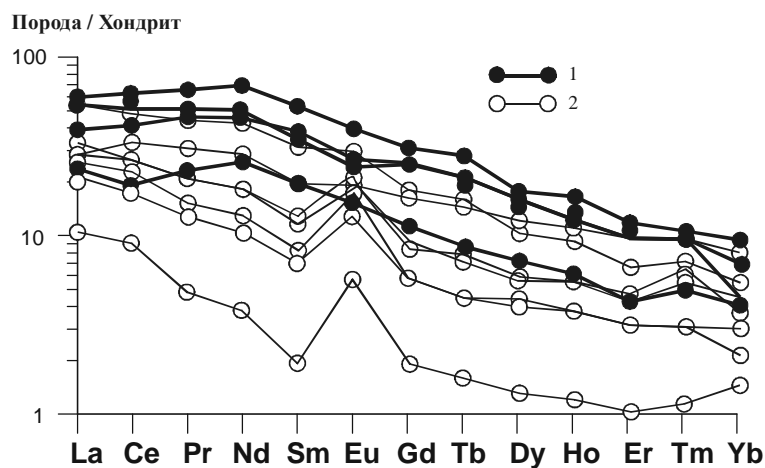


Рис. 4. Распределение REE в породах Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива. Состав хондрита по [22].

Условные обозначения: см. рис 3.

Таблица 1. Химический состав пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива.

Образец	i-76/2	76/1	75/9	75/11	68	69/40	69/24	69/8	69/17	931/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36.78	38.36	39.58	44.50	42.08	45.94	46.18	48.94	49.03	49.96
TiO ₂	1.29	1.37	1.39	0.48	1.37	1.16	1.45	0.56	0.81	0.21
Al ₂ O ₃	6.00	6.52	11.53	2.95	19.06	16.01	17.47	24.23	20.78	24.18
Fe ₂ O ₃	23.81	20.54	20.24	17.49	12.60	13.65	12.24	4.54	7.24	4.56
MnO	0.27	0.28	0.33	0.35	0.05	0.16	0.16	0.06	0.10	0.08
CaO	9.75	9.26	6.39	7.76	7.55	6.99	6.31	2.17	4.67	11.33
MgO	18.00	19.32	16.19	25.67	10.65	8.18	8.61	10.77	9.28	3.29
Na ₂ O	0.58	0.36	1.05	0.20	2.48	2.36	3.33	4.38	3.83	3.07
K ₂ O	0.53	0.26	0.87	0.08	1.09	0.78	0.29	0.64	0.81	0.28
P ₂ O ₅	2.43	1.14	1.11	0.41	0.02	0.16	0.17	0.13	0.14	0.03
ППП	0.73	0.43	1.21	0.26	1.65	3.09	2.33	2.88	3.18	3.09
Сумма	100.17	97.84	99.90	100.15	98.60	98.48	98.54	99.30	99.87	100.08
Cs	1.65	1.06	0.35	1.10	0.43	0.28	0.18	0.29	0.31	0.05
Rb	9	6	6	3	19	9	3	7	15	4
Sr	358	517	1260	132	565	333	462	368	321	298
Ba	98	68	156	25	254	448	316	391	409	102
Ga	13	15	19	9	17	15	17	17	15	14
La	13.83	9.52	15.18	5.86	6.84	7.08	8.18	6.24	5.36	2.57
Ce	34.84	26.25	39.97	12.10	21.31	17.14	16.84	14.24	11.40	5.72
Pr	5.22	4.56	6.53	2.27	300	2.03	2.13	1.49	1.24	0.47
Nd	24.85	23.40	3400	12.70	13.38	8.66	8.97	6.29	4.96	1.82
Sm	6.02	5.78	8.51	3.08	3.17	1.91	1.83	1.28	1.10	0.30
Eu	1.54	1.43	2.42	0.90	1.15	1.23	1.13	1.10	0.77	0.34
Gd	5.45	5.52	6.63	2.39	3.54	1.80	1.77	1.28	1.22	0.40
Tb	0.84	0.77	1.09	0.32	0.59	0.28	0.31	0.17	0.17	0.06
Dy	4.17	3.77	4.68	1.90	3.18	1.46	1.53	1.09	1.15	0.34
Ho	0.73	0.78	0.96	0.36	0.63	0.32	0.32	0.23	0.22	0.07
Er	1.71	1.70	2.05	0.73	1.69	0.74	0.82	0.52	0.53	0.17
Tm	0.27	0.25	0.28	0.13	0.26	0.14	0.16	0.08	0.08	0.03
Yb	1.22	0.81	1.64	0.72	1.38	0.77	0.66	0.37	0.53	0.26
Lu	0.16	0.16	0.23	0.08	0.22	0.11	0.13	0.07	0.10	0.04
Y	16.27	16.46	21.34	8.97	16.33	7.75	7.87	5.24	4.99	1.78
Th	1.16	0.79	0.97	0.40	0.13	0.32	0.35	0.59	0.41	0.49
U	0.35	0.27	0.31	2.06	0.04	0.06	0.07	0.18	0.11	0.09
Zr	25	38	24	11	22	10	10	4	5	4
Hf	1.4	2.4	1.4	0.5	1.1	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1
Nb	1	1	2	1	3	2	2	2	1	1
Ta	0.06	0.07	0.29	0.01	0.17	0.16	0.12	0.11	0.05	0.08
Zn	136	119	139	87	69	106	106	33	43	24
Cu	21	31	15	16	116	417	293	46	37	15
Co	60	61	42	46	45	59	54	12	17	21
Ni	25	25	22	18	25	443	491	33	55	36
Sc	52	59	25	19	32	17	19	7	12	6
V	382	445	458	282	308	171	153	52	63	31
Cr	24	31	15	6	95	169	223	71	121	35

Примечание. 1–4 пироксениты; 5–10 – габбро, габбро-анортозиты, анортозиты. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931).

N ш/п	Размер фракции, мл, и ее характеристика	На- вес- ка, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho			Возраст, млн лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	>100, 13 зер., коричн., А 50%	—	U/Pb=2.9	3831	0.1123±1	0.2435±1	4.480±14	0.2893±9	0.92	1727±5	1638±5	1837±2				
2	<100, 50 зерен, сирен., А 50%	0.41	64.2	174	0.1135±1	0.2307±2	4.947±15	0.3162±9	0.91	1810±5	1771±5	1855±2				
3	>100, 6 зерен, коричн., А 20%	—	U/Pb=2.7	4330	0.1133±2	0.2241±1	5.034±12	0.3222±6	0.66	1825±4	1800±4	1853±3				
4	>100, 9 зерен, сирен., А 40%	—	U/Pb=2.3	357	0.1143±8	0.2419±6	5.168±38	0.3280±13	0.38	1847±14	1829±7	1868±12				

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец по модели [29]; прочерк – навеска циркона не определялась; коричн., сирен. – окраска циркона; А 40 % – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Химическое разложение цирконов, выделение U и Pb, а также аэроабразивная обработка циркона проводились по методикам, описанным в [23–24]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [30].

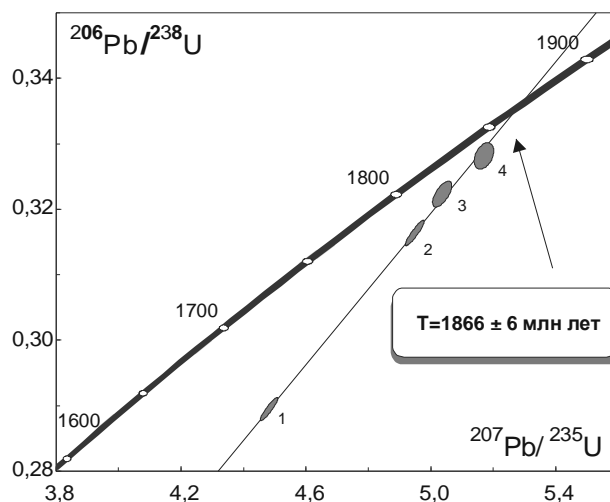


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из анортозитов Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива. Номера фракций соответствуют номерам в таблице 2.

умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) и, напротив, деплетированием в отношении некоторых высоkozарядных элементов (HFSE), элементов группы железа, что свойственно породам анортозит-рапакиви-гранитных ассоциаций [5].

Касаясь возраста, полученного в рамках данного исследования, необходимо отметить следующее. Выше уже упоминалось, что проблема “места” ультрамафит-мафитовых массивов юго-восточного обрамления Сибирского кратона в общей истории развития этого региона является предметом острых дискуссий. При этом, лишь в последние годы стали появляться данные о химическом составе пород этих массивов, а так же определения возраста, выполненные современными методами [1–3, 11–13, 16, 18, 19]. Сейчас уже стало очевидным, что ультрамафит-мафитовые комплексы рассматриваемого региона имеют существенно различный минералого-геохимический состав и возраст. Так, в настоящее время наиболее древние значения возраста (2.6 млрд. лет), соответствующие позднему архею, получены для каларского комплекса, принадлежащего анортозит-мангерит-чарнокит-гранитовой ассоциации и расположенного в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Станового супертеррейна [18]. Существенно более молодой – раннепротерозойский – возраст (1.7 млрд. лет) определен для габбро-анортозитов джугджурского комплекса юго-восточной окраины того же супертеррейна [16, 17]. Появились

также первые геохронологические свидетельства о позднепалеозойском возрасте существенно габброидных комплексов Джугджуро-Станового супертеррейна [4, 13]. Наконец, самый молодой на сегодняшний день – мезозойский – возраст (154 млн лет) установлен для Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива Селенгино-Станового супертеррейна [1, 3].

Таким образом, представленные в настоящей статье результаты геохронологических исследований Кенгурак-Сергачинского массива являются первыми свидетельствами проявления раннепротерозойского габбро-анортозитового магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна. Важно отметить, что между возрастом гранулитового метаморфизма, проявленного в супракрустальных образованиях Могочинского блока этого супертеррейна (1873 ± 8 млн лет) [6], и возрастом исследованного массива (1866 ± 6 млн лет), не затронутого этим метаморфизмом, существовал незначительный разрыв во времени, что может свидетельствовать о постколлизии природе Кенгурак-Сергачинского массива. На это указывает также и то, что возраст массива соответствует возрасту гигантского Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса [11, 25].

ВЫВОДЫ

1. Кенгурак-Сергачинский массив Могочинского блока Селенгино-Станового супертеррейна представляет собой грубо расслоенную интрузию, сложенную породами габбро-анортозитовой ассоциации.

2. Породы Кенгурак-Сергачинского массива характеризуются умеренным обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) и, напротив, деплетированы в отношении некоторых высокозарядных элементов (HFSE), элементов группы железа.

3. Оценка возраста, полученная для Кенгурак-Сергачинского массива, – 1866 ± 6 млн лет – является первым свидетельством проявления раннепротерозойского габбро-анортозитового магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна.

4. По представлениям авторов, Кенгурак-Сергачинский массив, вероятно, сформировался в постколлизии обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 05-05-65347, 04-05-64810), Президиума ДВО

РАН (проекты "Этапы формирования континентальной коры и геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса", "Возрастные уровни мезозойского магматизма и оруденения Южной окраины Сибирского кратона").

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучко И.В., Кудряшов Н.М., Деленицин А.А. Геохимия и геохронология расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса (южное обрамление Сибирского кратона) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 94–96.
2. Бучко И.В., Кудряшов Н.М. Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 95–109.
3. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 4.
4. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Возрастные рубежи формирования мафитовых и ультрамафит-мафитовых комплексов Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. соещ. Иркутск, 2005. Т. 1. С. 38–40.
5. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
6. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
7. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. Лист N-51-Б / Ред. Л.П. Карсаков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
8. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. Санкт-Петербург, Благовещенск, Харбин. 1999. 135 с.
9. Дмитриев Л. В., Силантьев С. А., Плечова А. А. Сравнение базальтового магматизма в условиях разной скорости спрединга на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. №3/4.
10. Козак З.П., Давыдов А.С., Вахтомин К.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд-ние 2-ое). Сер. Становая. Лист N-51-XVI. ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2000.
11. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Маркарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
12. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и

- геофизика. 2002. Т. 43, № 4. С. 395–399.
13. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Саватенков В.М. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 253–257.
 14. Магматические горные породы. Основные породы / Ред. Е. В. Шарков. М: Наука, 1985. Т. 3. 488 с.
 15. Мартынов М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.
 16. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. U-Pb возраст анортозитов Джугджуро // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
 17. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 163–180.
 18. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, №3. С. 3–11.
 19. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопный возраст Каларского чарнокит-анортозитового комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2002. № 8. С. 898–902.
 20. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л: Наука, 1980. 183 с.
 21. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М: Недра, 1983. 200 с.
 22. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 23. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
 24. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
 25. Larin A., Neymark L., Trans-Siberian Proterozoic (1.7–1.9 Ga) anorogenic anorthosite-rapakivi-like granite – acid volcanic belt, in: 29th IGC. Japan, Kyoto. 1992. P. 563.
 26. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
 27. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p. 10. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V.46. P. 637–649.
 28. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. N 1a. 49 p.
 29. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N 2. P. 207–221.
 30. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. N 2. P. 359–362.

Поступила в редакцию 20 января 2006 г.

Рекомендована к печати А.П. Сорокиным

I.V. Buchko, Ye.B. Sal'nikova, A.A. Sorokin, A.B. Kotov, A.M. Larin, S.Z. Yakovleva
Primary data on the age and geochemistry of rocks from the Kengurak-Sergachi gabbro-anorthosite massif (south-eastern framing of the Siberian craton)

The geochemical and geochronological data (U-Pb method on zircon) for the Kengurak-Sergachi gabbro-anorthosite massif of the Mogocho terrane of the Selenga-Stanovoy superterrane are cited. The rocks of the massif under consideration are characterized by moderate enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) and, on the contrary, by depletion with regard to some HFSE elements and ferrum group elements, which is characteristic of the rocks of anorthosite-rapakivi-granitic associations. Age estimation obtained for the Kengurak-Sergachi massif, 1866 ± 6 Ma, is the first evidence of occurrence of Early Proterozoic gabbro-anorthosite magmatism within the eastern part of the Selenga-Stanovoy superterrane.

Key words: gabbro-anorthosite, geochemistry, geochronology, U-Pb method, southeastern framing of the Siberian craton.

**НОВАЯ РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОГО РЕГИОНА**

И.Л. Жуланова**, *Л.П. Карсаков, *В.К. Кузьмин******

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

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

****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург*

Приведена региональная стратиграфическая схема нижнего докембрия Верхояно-Чукотского региона, представленная авторами на 3-е Межведомственное региональное стратиграфическое совещание (МРСС) по Северо-Востоку России (Санкт-Петербург, 2002 г.). Охарактеризована методическая основа её построения. Кратко изложены новые данные по геологии и геохронологии раннего докембрия региона, полученные после последнего МРСС (Магадан, 1974 г.). Схема скоррелирована с Общей стратиграфической шкалой нижнего докембрия России.

Ключевые слова: стратиграфия, корреляция, нижний докембрий, Верхояно-Чукотский регион.

ВВЕДЕНИЕ

Для 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания (МРСС) по Северо-Востоку России (Санкт-Петербург, 2002 г.) авторами была подготовлена стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона (ВЧР), тектонически соответствующего мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области. Она принята совещанием и утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) России в ранге рабочей [9]. Собственно схема и объяснительная записка к ней впервые составлены в соответствии с требованиями отечественного Стратиграфического кодекса (СК) [64], т. е. представляют собой форму обобщения и увязки сведений по стратиграфии нижнего докембрия региона, полученных в результате всех видов работ, выполненных после последнего МРСС (Магадан, 1974 [56]).

В ВЧР нижнедокембрийские (дорифейские) образования вскрыты в Охотском, Омолono-Тайгоносском и Восточно-Чукотском районах, которые, согласно правилам СК, классифицированы как структурно-формационные области (СФО) и подразделены на единицы более низких рангов (рисунок). В большинстве выходов дорифей представлен нижнеархейскими образованиями, для которых установлены: 1) ясно выраженная стратификация нескольких порядков; 2) ареаль-

ный тип и высокий уровень регионального метаморфизма (гранулитовая и/или амфиболитовая фация); 3) интенсивная гранитизация. В Восточно-Чукотском районе выделены, кроме того, предположительно верхнеархейские, в Охотском – нижнепротерозойские отложения, метаморфизованные слабо.

В статье приводятся архейская часть утвержденной схемы, за исключением графы “Стратиграфические схемы смежных районов” (табл. 1), сжатый, сравнительно с текстом записки, комментарий к ней и обсуждаются некоторые спорные аспекты межрегиональных корреляций архейских кристаллических комплексов, на совещании не звучавшие*.

На Северо-Востоке России, где систематическое изучение докембрия началось только в конце 50-х годов прошедшего столетия, в практику вошёл традиционный для сибирской геологической школы стратиграфический подход к расчленению древнейших кристаллических толщ [54]. На 2-м МРСС (август 1974 г.) дорифейские образования, слагающие пространственно разобщённые выходы и обладающие определённой индивидуальностью состава и/или характера метаморфизма, были выделены в ранге се-

*Нижнепротерозойские отложения по техническим причинам в таблице 1 не показаны. Их характеристика существенных изменений после 2-го МРСС [56] не претерпела.

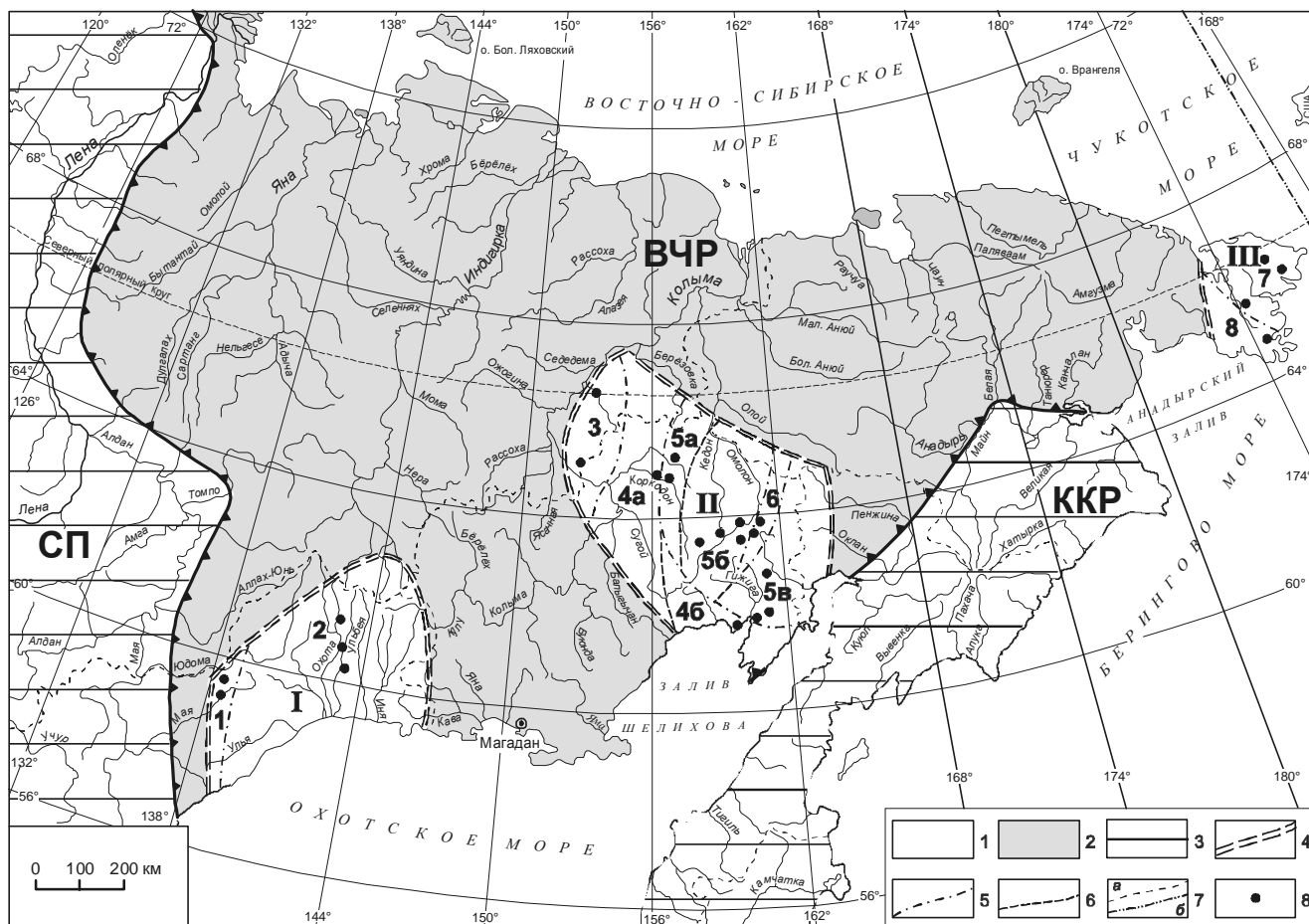


Рис. Схема геологического районирования нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона.

1 – площади, где образования выходят на дневную поверхность или предполагаются под маломощным чехлом; 2 – площади, где образования перекрыты чехлом большой мощности; 3 – смежные регионы; 4–7 – границы: 4 – структурно-формационных областей (СФО), 5 – структурно-формационных зон (СФЗ), 6 – стратиграфических районов (СР), 7 – административные (а), государственная (б); 8 – местоположение стратотипов. СФО: I – Охотская, II – Омолонно-Тайгоноская, III – Восточно-Чукотская; СФЗ: 1 – Верхнемайская, 2 – Кухтуйская, 3 – Центральноприколымская, 4 – Коркодоно-Вархаламская (СР: 4а – Хебикенджинский, 4б – Вархаламо-Вавачунский), 5 – Рассошинско-Авековская (СР: 5а – Рассошинский, 5б – Верхнеомолонский, 5в – Авековский); 6 – Ауланджинско-Крестикская, 7 – Уэленская, 8 – Сенявинская.

СП – Сибирская платформа, ВЧР – Верхояно-Чукотский регион, ККР – Корякско-Камчатский регион.

рий (всего 7). Их привязка к общей шкале докембрия основывалась на корреляциях со стратонами востока Сибирской платформы, принятыми за эталонные (в варианте, уточнённом на рабочем совещании, проведённом Якутским ТГУ в мае 1974 г. в пос. Алдан [56]): нижнеархейскими зверевским и алданским комплексами, сложенными породами гранулитовой фации, и верхнеархейским – становым, прогрессивный метаморфизм которого не превышает амфиболитовой фации. Однако использование метаморфического критерия на 2-м Северо-Восточном РМСС не было до конца последовательным, и наряду с ним применял-

ся литолого-формационный. Так, принадлежащие амфиболитовой фации толщи Уэленского поднятия были скоррелированы с алданским комплексом по признаку насыщенности высокоглинозёмистыми и карбонатными породами. Вместе с тем, уже тогда в качестве альтернативы супракrustальной модели была выдвинута идея возникновения стратификации древних кристаллических толщ региона в результате метаморфической дифференциации и гранитизации глубинного анортозит-эклогитового субстрата [11].

Прошедшее после 2-го РМСС 30-летие явилось периодом чрезвычайно активного исследования до-

кембрия как у нас в стране, так и за рубежом. Наряду с литолого-стратиграфическими и петрографическими методами, долгое время игравшими ведущую роль, стали широко применяться изотопно-геохронологические и структурно-тектонические. В 1976 г. Международный союз геологических наук утвердил геохронометрический стандарт границы архея и протерозоя – 2500 млн лет. На его основе сложилось представление, что архей на современном эрозионном срезе континентов представлен не только ареально метаморфизованными гнейсо-гранулитовыми толщами, но и двухъярусными тектоническими сооружениями – гранит-зеленокаменными областями. Возрастные соотношения тех и других стали предметом дискуссии [13, 32 и др.]. В свете возникших неопределённостей Петрографический кодекс (ПК) [55] и инструктивные документы по составлению государственных геологических карт нового поколения (Госгеолкарта-200/2; Госгеолкарта-1000/3) допускают двойное отображение глубокометаморфизованных образований. В случаях, когда установлена реликтовая слоистая (отвечающая принципу суперпозиции) природа стратификации метаморфитов, они могут выделяться как стратоны различных рангов, если же эта природа остаётся непрояснённой – как региональные петрографические подразделения (метаморфические комплексы)*.

Рассматриваемая схема объединяет собственно стратиграфические метаморфические подразделения – супракрустальные образования, достоверно установленные в составе дорифейских полиметаморфических толщ ВЧР, где они слагают субстрат мигматитов и различные по размерам скиалиты в телах гранито-гнейсов (гранитоидные образования введены в легенды геологических карт нового поколения, согласно классификации ПК, в ранге региональных ультраметаморфических комплексов**). В основу схемы

*Обязательным условием применения стратиграфического подхода к расчленению метаморфических образований ПК называет монофациальный и, как следует из контекста, изохимический характер их метаморфизма (без чего невозможно установить реликтовую слоистую природу стратификации).

**Помимо ультраметаморфических комплексов, в самостоятельное петрографическое подразделение (поварнинский инфракрустальный комплекс) в Омолонно-Тайгоносском районе выделены амфиболовые эклогиты и метаперидотиты, локализованные в низах видимого разреза: ряд признаков позволил интерпретировать их как тектонические отторженцы нижнекоровых метаморфитов, стратификация которых действительно имеет эндогенную природу [36, 43].

положены результаты многолетних комплексных геолого-петрологических и радиогеохронологических исследований дорифея ВЧР, выполненных и широко апробированных И.Л. Жулановой [18–25]. Учтены сведения, содержащиеся в публикациях [1, 2, 5–8, 33–35, 38–45, 48, 49, 51–53, 63, 65–76], на изданных после 1974 г. листах Госгеолкарты-200, в рукописных геологических отчётах, кандидатских диссертациях [45, 52, 68] и рабочих опорных легендах Госгеолкарты-50. Изотопные даты интерпретированы с единых позиций, выработанных на основе их специального обобщения, выполненного в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ в ходе разработки серийных легенд к госгеолкартам нового поколения [3, 36].

ОСНОВНЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПОСЛЕ ПОСЛЕДНЕГО МРСС

За период с 1974 по 2002 гг. в пределах трёх названных районов силами учреждений и организаций различной ведомственной принадлежности произведён большой объём геологического картирования и специализированных тематических исследований метаморфических комплексов. Вся площадь покрыта геологической съёмкой масштаба 1:200 000. Но в целом уровень изученности дорифейских образований остаётся в разных районах неодинаковым. Основные работы в эти годы были сосредоточены в Омолонно-Тайгоносском районе – самом обширном и сложно устроенном (рис.). Из всей совокупности полученных данных следует, что выяснение стратиграфии кристаллических толщ региона требует, помимо прямых полевых наблюдений (чего бывает достаточно для рифей-фанерозойских отложений), дополнительной камеральной процедуры, включающей: 1) палеометаморфический анализ – исследование петрологических особенностей пород, при котором устанавливаются не только термодинамические (РТ) параметры метаморфизма, но обязательно и его характер (монофациальный или зональный; изо- или аллохимический) и кратность проявления (одноактный или полиметаморфизм); 2) реконструкцию состава и первичной природы протолита, по возможности, на уровне не только пород, но и литоформаций.

Новые данные по петрологии, существенные для стратиграфии

1. Геолого-петрологические исследования и результаты картографирования [21, 24 и др.] показали, что в составе дорифейских кристаллических образований региона различаются две разновременные группы: 1) относительно более древний ареально метаморфизованный субстрат разнообразного состава;

2) материал гранитоидного состава: лейкосома мигматитов различных морфологических типов (доминируют послойные); порфириобласты калишпата, обуславливающие возникновение очковых гнейсов, не имеющих чётких границ с субстратом; небольшие, в том числе жильные, тела гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов (где субстрат представлен скиалитами) – преимущественно автохтонные, реже незначительно перемещённые, с секущими апофизами; пегматиты.

2. Петрографические особенности палеосомы мигматитов свидетельствуют, что первоначальный метаморфизм протекал в термодинамически закрытом, физически изотропном (статическом) поле – изохимически, с сохранением текстурных и, отчасти, структурных особенностей протолита. По РТ-параметрам он относится к двум фациям регионального метаморфизма: гранулитовой с характеристиками общего давления, промежуточными между алданской и сутамской фациями глубинности (6–9 кбар), и амфиболитовой повышенного общего давления (не менее 6 кбар), типичной для станового комплекса Сибири [2, 11, 21, 49 и др.]*.

3. Внешний облик большинства пород и толщ в целом определяется процессами метаморфической дифференциации, метасоматоза, селективного плавления, рекристаллизации и дисгармоничного пластического течения, сопровождающими гранитизацию. В Омолонно-Тайгоносском районе установлены три этапа гранитизации, отличавшиеся температурными параметрами и режимами кислотности–щёлочности: 1) чарнокитизация – в условиях гранулитовой фации; 2) плагиогранитизация – начало в условиях гранулитовой фации с понижением к концу этапа до амфиболитовой; 3) гранитизация калиевого профиля – преимущественно в условиях амфиболитовой, локально – до эпидот-амфиболитовой фации [21]. Ими обусловлено формирование соответственно анманджинского, ноддинского и верхнеомолонского ультраметаморфических комплексов [25] (табл. 2). В ряде случаев гранитизации сопутствовали кислотное выщелачивание и магнезиально-железистый метасоматоз.

4. Стратификация дорифейских толщ в целом двойственна по происхождению и отражает в одних своих чертах истинную слоистость дометаморфического субстрата, в других – химически избирательный и латерально неравномерный характер гранитизации.

Влияние последней двояко: на ранних и промежуточных стадиях она может усиливать контрастность разрезов (особенно в случае возникновения пород различной кремнекислотности за счёт изначально монотонных базитовых толщ), но её генеральная тенденция – нивелирование вещественной неоднородности субстрата [21].

5. При стратиграфических построениях особенно важно различать две группы пород амфиболитовой фации – продукты разных этапов метаморфизма: изохимического прогрессивного и аллохимического, связанного с наложенной гранитизацией [18].

Новые данные по стратиграфии

В Омолонно-Тайгоносском районе получены следующие важные данные:

1. По результатам площадного картирования в догранитизационном субстрате дорифейских кристаллических толщ подавляющего большинства выступов выявлены породы достоверно осадочного происхождения. Значительные (формационного ранга) отличия в составе и строении частных разрезов свидетельствуют, что наблюдению доступны разные хроностратиграфические срезы дорифея [21, 25]. Для адекватного картографического отображения подобных отличий совокупности супракрустальных пород, слагающих более или менее крупные изолированные выходы на южной окраине Омолонского массива, выведены из состава бывшей ауланджинской серии [56]. С учётом больших видимых мощностей, разнообразия состава и возможности, на этой основе, более подробного расчленения, им придан ранг серий с собственными названиями [22, 25].

2. В береговых обрывах п-ова Вархалам (западное побережье Гижигинской губы) из состава неоднородно метаморфизованных образований, ранее предположительно относимых к позднему докембрию, выделена трёхчленная архейская екатерининская серия, залегающая, как следует из совокупности геологических и структурно-тектонических данных, стратиграфически выше косовской серии (а по современным представлениям – и ксантипской, к которой в районе п-ова Вархалам предположительно отнесены амфиболиты и биотитовые гнейсы, фрагментарно сохранившиеся в кровле меловых гранитоидных массивов) [21, 25].

3. В центральной части Приколымского поднятия из состава одноимённого зонального метаморфического комплекса – продукта метаморфизма рифейско-нижнепалеозойских отложений [71] – выделена раннедокембрийская колымская серия (амфиболиты, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, испытавшие

* Амфиболовые эклогиты поварнинского комплекса характеризуются признаками большей (переходной к эклогитовой фации) глубинности формирования, чем вмещающие их двупироксеновые кристаллосланцы [11, 21].

Таблица 1. Региональная стратиграфическая схема архейских образований Верхояно-Чукотского региона.

Общая стратиграфическая шкала			Корреляция местных стратиграфических разрезов										
Акро-тема	Эоно-тема	Эра-тема	Возраст границ, млн лет	I. Охотская СФО					II. Омолонно - Тайгоноская СФО				
				1. Верхнемайская СФЗ		2. Кухтуйская СФЗ			3. Центральнo-прикольмская СФЗ		4. Коркодоно-Вархаламская СФЗ		
								4а. Хебикенджинский СР		4б. Вархаламо-Вавачунский СР			
А Р Х Е Й С К А Я	Верхне-архейская (лопийская)	Нижне-лопийская	3000	<p>Верхняя подсерия AR, <i>ek</i>₁ Мраморы, кальцифиры; кварциты диопсидовые; плагиогнейсы биотит-амфибол-диопсидовые</p> <p>> 4000 м</p> <p>Средняя подсерия AR, <i>ek</i>₂ Плагиогнейсы и кристаллосланцы амфибол-биотитовые, слюдяные амфиболиты; кальцифиры 2000 м</p> <p>Нижняя подсерия AR, <i>ek</i>₃ Плагиогнейсы биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые; кристаллосланцы амфибол-биотит-эпидотовые, графит-мусковитовые; известково-силикатные породы 2000 м</p> <p>Бородачская серия AR, <i>br</i> Плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые; амфиболиты > 1500 м</p> <p>Кольмская серия AR, <i>kl</i> Амфиболиты; плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболитовые</p> <p>AR, <i>kn</i></p> <p>Ксантипская серия AR, <i>kn</i> Амфиболиты; кристаллосланцы биотит-амфиболитовые > 2000 м</p> <p>AR, <i>ks</i></p>									
	Нижнеархейская (саамская)		3200										
				Екатеринин					Екатерининская серия				
				Ауланджинин									
				Омолонин									
				Верхнемайская серия AR, <i>vt</i> Амфиболиты; кристаллосланцы двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые; гнейсы гранат-кордиерит-биотитовые; кварциты гранатовые, магнетитовые					<p>> 3350±50 млн лет***</p> <p>> 4100±400 млн лет**</p> <p>Охотская серия AR, <i>oh</i> (нядбакинская, дальсичанская, няннагинская свиты) Кристаллосланцы двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые; гнейсы биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые; амфиболиты; кварциты; кальцифиры, мраморы</p>				
				> 1500 м					2500-3000 м				
				?					?				
				> 8000 м					?				

Примечание. Метод определения возраста: * Rb-Sr изохронный по породам, ** Pb-Pb изохронный по породам, *** Pb-Pb термомиссионный по цирконам.

Таблица 1. (Окончание).

Корреляция местных стратиграфических разрезов										
II. Омолоно-Тайгоноская СФО					III. Восточно-Чукотская СФО					
5. Рассошинско-Авековская СФЗ			6. Ауланджинско-Крестикская СФЗ		7. Уэленская СФЗ		8. Сенявинская СФЗ			
5а. Рассошинский СР		5б. Верхнеомолонский СР		5в. Авековский СР						
						Ионивэемская толща AR, ? in Мраморы, известняки, в основании углистые чёрные сланцы > 200 м				
						> 2565±150 млн лет* Кааганвэемская свита AR, kt Мраморы, кальцифиры; кристалло- сланцы биотитовые и диопсид- кальцитовые в ритмичном пере- сланении; кварциты диопсидо- вые; амфиболиты эпидот-, биотит- гранатсодержащие; кварцитогней- сы гранат-двуслюдяные > 2000 м		Пенкигнейская серия AR, pn Кристаллосланцы и гнейсы биотитовые диопсид-, амфибол-, гранатсодержащие; мраморы, кальцифи- ры; амфиболиты		
						Кызтлловэемская свита AR, kn Кристаллосланцы, плагиогнейсы, гран- ат-амфибол-биотитовые, эпидот- диопсид-амфиболовые; кальцифи- ры, мраморы; гнейсы лейкократо- вые биотитовые мусковитсодержа- щие; амфиболиты биотитовые и гранатовые > 2500 м		?		
						? 5000-6000 м Эгельхвелеутская серия AR, et Плагиогнейсы биотит-амфиболовые пироксенсодержащие мезократовые; линзы амфиболитов > 2000 м		?		
Ксантинская серия AR, kn Амфиболиты, гранатовые амфиболиты; кристалло- сланцы гранат-диопсид- амфиболовые > 2000 м		> 3760±150 млн лет* Грозненская серия AR, gr Плагиогнейсы, гнейсы лейко- кратовые гранатсодержащие; амфиболиты; кристаллослан- цы биотит-двупироксеновые; плагиогнейсы биотит-гипер- стеновые; кальцифиры > 2000 м		> 3100±120 млн лет** Верхняя подсерия AR, ks, Плагиогнейсы гололейко- кратовые; кварцитогнейсы; гнейсы высокоглинозёмные графитсодержащие; амфиболиты; кальцифиры, мраморы доломитовые 1000-2000 м		?		?		
Бойкинская серия AR, bk Гнейсы гранат-биотитовые, кордиеритсодержащие, биотитовые; кварцитогнейсы, кварциты скаполит-диопсидо- вые; кристаллосланцы биотит-двупироксен-амфи- боловые, эклогитоподобные > 2000 м		Загоронинская серия AR, zk Гнейсы, плагиогнейсы биотито- вые, гранат-биотитовые графит- содержащие; гиперстеновые, двупироксеновые; кристалло- сланцы амфибол-двупироксено- вые; амфиболиты; кальцифиры		Нижняя подсерия AR, ks, Амфиболиты; основные кристаллосланцы, плагио- гнейсы гранат-биотитовые 1500-2000 м		?		?		
Рассошинская серия AR, rs Плагиогнейсы биотитовые, биотит-гранатовые; кристал- лосланцы двупироксеновые, биотит-пироксен-амфиболо- вые; гнейсы биотит-гранат- гиперстеновые; амфиболиты, доломиты 4000-5000 м		> 2000 м		Косовская серия Пургоноская серия AR, pg Гнейсы гранат-биотитовые гра- фитсодержащие, силлиманит- гранат-биотитовые, гранат- диопсид-биотитовые, биотит- двупироксеновые; кристалло- сланцы гранат-биотит-гипер- стеновые, двупироксеновые, эклогитоподобные, бесполове- шпатовые; амфиболиты > 3500 м		?		?		
?						Приискательская AR, pr Амфиболиты диопсидсодержа- щие; кристаллосланцы биотит- диопсид-амфиболовые, двупи- роксеновые, магнетитовые; гнейсы гранат-биотит-гипер- стеновые, гранат-биотитовые, кордиерит- и гиперстенсодер- жащие; плагиогнейсы биотито- вые; эклогитоподобные породы 10 000 м				
						> 3250±300 млн лет** Золотогорская серия AR, zl Кристаллосланцы амфибол- двупироксеновые; гнейсы лей- кокатовые гранатовые, биотит-, гиперстен-, кордиерит- содержащие > 1000 м				
						? Поварнинский комплекс амфиболо- вых эклогитов-ультрабазитов es AR, p				

диафторез, связанный с формированием приколымского комплекса [65, 74]).

4. Среди достоверно осадочных образований района в целом, на основании петрохимических реконструкций, наблюдений над текстурами и структурами, данных по акцессориям, установлены следующие литологические группы отложений (в порядке распространённости): 1) в разной степени насыщенная глинозёмом хемогенно-терригенная; 2) песчаники высокой степени зрелости: олигомиктовые, кварцевые, полимиктовые; 3) хемогенная существенно карбонатная; 4) хемогенная известково-силикатная; 5) углеродистая хемогенно-терригенная. Первично осадочное происхождение (за счёт граувакк, карбонатно-глинистых, сидеритоносных и других хемогенных осадков) весьма вероятно для некоторых основных силикатных пород, богатых (в разных соотношениях) кальцием, магнием и железом: амфиболитов и полиминеральных меланократовых, в том числе эулитовых, кристаллосланцев [21, 49, 53]. Более сложна диагностика аповулканогенных образований. Тем не менее, петрологические исследования позволили заключить, что в стратиграфическом диапазоне между золотогорской и екатерининской сериями с парапорадами переслаиваются вулканиты только основного (как исключение – ультраосновного) состава, а все петрохимические эквиваленты андезитов – мезократовые породы, содержащие парагенезис роговой обманки с плагиоклазом и кварцем (\pm биотит) – здесь всегда представляют собой продукты гранитизации апобазальтоидных кристаллосланцево-амфиболитовых толщ [18, 21]. Присутствие андезитов, а также вулканитов кислого состава можно предполагать лишь в протолите екатерининской, бородачской и грозненской серий.

5. Для внутрирайонной корреляции наиболее важное значение имеют два ясно выраженных рубежа литогенеза, которые с современных позиций могут быть квалифицированы как лимитотипы [64]: 1) смена мощных ритмично-слоистых преимущественно основных накоплений (продукты метаморфизма вулканитов и туфотерригенных пород), стерильных в отношении карбонатных и углеродистых отложений, глинозёмистыми парапорадами – на этом базируется сопоставление толщи гранат-биотитовых гнейсов, венчающей видимый разрез приискательской серии (её нижележащая 8-километровая часть не имеет литоформационных аналогов в разрезах района), с нижней (отчасти, возможно, средней) толщей пургоносской серии; 2) смена монотонных метабазальтоидов мощными толщами лейкократовых парагнейсов и кварцитогнейсов, содержащих первые прослои кар-

бонатных и известково-силикатных пород, а также пачки их тонкого переслаивания с высокоглинозёмистыми, нередко обогащенными графитом парагнейсами и меланократовыми парасланцами – этот рубеж отвечает границе нижней и верхней подсерий косовской серии. Первый лимитотип описан в Ауланджинском блоке, второй – в Авековском и Хопкинской [21].

6. Сводный стратиграфический разрез нижнего архея Омолано-Тайгоносского района, построенный на основе корреляции двух указанных литоформационных рубежей, обнаруживает закономерное изменение состава по вертикали [21]. В видимых низах (золотогорская серия) доминируют основные метавулканиты. Средняя, наибольшая по объёму часть (приискательская, пургоноская, косовская и ксантипская серии) характеризуется грубым чередованием метавулканогенных основных пород с парагнейсами. Доля последних снизу вверх систематически нарастает, а состав эволюционирует от высокоглинозёмистых разностей до лейкократовых, обогащённых графитом гнейсов, гололейкокатовых плагиогнейсов и кварцитогнейсов, включающих прослои карбонатных пород. Верхнюю часть (екатерининская серия) отличает повсеместное присутствие карбонатных и/или известково-силикатных пород. В нижней половине интервала (нижняя и средняя подсерии) они слагают прослои среди плагиогнейсов и плагиосланцев, в верхней – мощные горизонты и пачки, чередующиеся с гнейсами и диопсидовыми кварцитами. На фоне единой направленности литогенеза выявляется ритмичность. Чётко обособляются три ритма: приискательско-пургоносский, косовский и ксантипско-екатерининский, в каждом из которых метабазиты вытесняются кислыми парапорадами. В верхней половине косовского ритма среди парагнейсов впервые появляются карбонатные породы, в ксантипско-екатерининском их количество вверх по разрезу направленно возрастает.

В **Охотском** районе впервые выделена верхнемайская серия (слагает одноимённое поднятие на западе района) [40]. Для Кухтуйского поднятия – основной площади распространения дорифейских пород в районе – получены важные новые материалы, подтверждающие раннеархейский возраст метаморфических образований [34, 41] и их сходство с кристаллическими породами юго-восточной части Сибирской платформы по термодинамическим параметрам регионального метаморфизма [2, 35]. В то же время, известная стратиграфическая схема Г.А. Гринберга [15], включающая три различные по составу супракрустальные свиты (снизу вверх): няннагинс-

кую (амфиболовые гнейсы, амфиболиты, основные кристаллосланцы), дальсичанскую (глинозёмистые гнейсы с редкими прослоями кварцитов и основных кристаллосланцев) и нядбакинскую (основные кристаллосланцы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты), подверглась ревизии [1, 33, 67]. Установлено, что заметную роль в формировании наблюдаемой стратификации метаморфических толщ играют процессы плагиомигматизации и калиевой гранитизации, наложенные на относительно более древние кристаллосланцы-метабазиты и глинозёмистые парагнейсы [1, 2, 67]; описаны чарнокиты [1, 15 и др.]. Из-за неопределённости стратиграфических соотношений нянгагинской и нядбакинской свит в настоящей схеме сохранена нерасчленённая охотская серия [56].

Кристаллический комплекс **Восточно-Чукотского** района, обнажённый в Нешканском, Уэленском (Кооленском) и Сенявинском выступах, был расчленён на эттельхвылеутскую и пенкигнейскую серии и отнесён к нижнему архею на листах Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, составленных ещё в 60–70-е годы прошедшего века [56]. В последующем он продолжал привлекать внимание широкого круга исследователей своим бесспорным отличием от большинства нижнеархейских образований Северо-Востока Азии и Сибирской платформы при явном сходстве с докембрием Аляски [4, 48, 51, 72, 75, 76]. По стратиграфии метаморфических образований получены следующие новые данные:

1. Пенкигнейская серия в северной части района (Уэленский и Нешканский выступы) расчленена на кынэтлювээмскую и согласно перекрывающую её катапвээмскую свиты [38, 39].

2. Выявлены существенные отличия между разрезами пенкигнейской серии стратотипической местности (Сенявинский выступ) и Уэленского поднятия, на основании чего из состава пенкигнейской серии выделена лаврентьевская серия со стратотипической местностью в окрестностях оз. Коолень; в строении лаврентьевской серии предполагается крупномасштабная (тысячи метров) ритмичность с трёхкратной сменой глинозёмистых пород карбонатными и известково-силикатными, осложнённая ритмичностью нескольких более высоких порядков [52, 72].

3. Эттельхвылеутская серия в её стратотипической местности (северо-восточное побережье оз. Коолень, ядро Кооленского гранито-гнейсового купола) сложена преимущественно продуктами глубоко зашедшей калиевой гранитизации; к реликтам супракристалльного субстрата здесь достоверно могут быть отнесены только мезократовые кристаллосланцы и плагиогнейсы с биотитом, амфиболом и дипсидом,

включающие линзы амфиболитов [21]. Предполагается, что между эттельской и лаврентьевской сериями может существовать структурное несогласие, затухшее последующей гранитизацией [72].

Новые данные по изотопной геохронологии

В изотопной геохронологии дорифейских метаморфических комплексов ВЧР после 1974 г. зафиксирован качественный прогресс, обеспеченный проведением специализированных исследований силами многих отечественных и, отчасти, зарубежных лабораторий*. К настоящему времени региональный банк включает раннедокембрийские даты, полученные с помощью большинства известных методов [36]. Наиболее полные исследования выполнены в Омолонотайгоносском районе Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам пород [19, 21 и др.] и U-Pb изохронным – по цирконам [6, 8, 70 и др.], в комплексе с которым проведено Sm-Nd изохронное [7], Хе-нейтронно-активационное [28] и Ag-Ag датирование [66]. Самый общий результат этих работ заключается в констатации широкого проявления в дорифейских образованиях района феномена “несходящихся значений возраста” [12]. Это выражается как в том, что для одних и тех объектов разные методы дают значительно различающиеся даты, так и наоборот – в том, что заведомо разновременные объекты (например, супракристалльные толщи гранулитовой фации и секущие их тела гранито-гнейсов) обнаруживают один и тот же изотопный возраст [7, 8, 19, 26]. Принципиально та же ситуация выявлена в Охотском [16, 34, 41, 67] и Восточно-Чукотском районах [4, 48, 76].

Вместе с тем, комплексный геолого-геохронологический анализ позволил заключить, что “несходящиеся” датировки не являются случайными, а отражают в большинстве случаев периодические эндогенные возмущения (“термальные события”), которыми сопровождалось продвижение глубокометаморфизованных раннедокембрийских комплексов к современной эрозионной поверхности мезозоид [25]. Наиболее глубокое влияние на поведение радиоизотопов оказывали две категории процессов: гранитизация и деструкция. Гранитизация особенно интенсивно стирала все предшествующие радиоизотопные метки, и проникнуть за её барьер,

* К 1974 г. изотопные датировки, превышающие 2600 млн лет (граница архея и протерозоя в отечественной геохронологической шкале 1964 г.), были установлены K-Ar методом для двух валовых проб метаморфических пород авековского комплекса (пургоноская и косовская серии неразделённые) и одной – для охотской серии [26].

чтобы определить время (“пик”) прогрессивного регионального метаморфизма и, тем более, возраст протолита, сегодня вряд ли реально. В силу этого при построении рассматриваемой стратиграфической схемы даже максимальные датировки метаморфических пород и/или минералов использовались только как верхние возрастные пределы (минимальные возрастные значения) соответствующих подразделений (что в принципе согласуется с рекомендациями последнего методического руководства по геологической съёмке метаморфических комплексов [73, с. 265]).

В **Омолоно-Тайгоносском** районе установлено, что степень сохранности относительно более древних Rb-Sr изотопных систем коррелируется не с интенсивностью вещественных преобразований гранитизируемого субстрата (как предполагалось априори), а с историей развития создаваемых гранитизацией тектонических структур. Так, наибольшее число “термальных событий” зафиксировано в “изотопной памяти” пород Ольдянинского (3,8; 2,2; 1,8; 1,1 млрд лет) и Коаргычанского (3,8; 2,2; 1,1 млрд лет) выступов – гнейсово-купольных ядер, длительно развивавшихся в режиме активного воздымания [20]. При этом максимальные возрастные значения установлены для супракрустальных пород грозненской и закороннинской серии (3790 и 3760 млн лет, соответственно), и с ними совпадает (3760 млн лет) датировка плагиогнейсов (“серых гнейсов”, или тоналито-гнейсов, по [69]) Коаргычанского выступа, принадлежащих ноддинскому ультраметаморфическому комплексу – продукту плагиогранитизации, наложенной на все без исключения супракрустальные образования, включая бородачскую серию [25] (табл. 2). Отсюда сделан вывод, что для всех нижнеархейских стратонов района дата 3,8 млрд лет служит верхним пределом возраста.

Rb-Pb изохронным методом по валовым пробам пород получены раннеархейские даты для чарнокитизированных пород золотгорской серии – 3250 млн лет, и плагиогранитизированных амфиболитов косовской – 3100 млн лет [63].

Классическим U-Pb методом для цирконов из биотит-микроклиновых гнейсов Ауланджинского блока (пустогорский комплекс параавтохтонных гранито-гнейсов [25] (табл. 2)) определён возраст не моложе 3400 млн лет [6], а на ионном микрозонде (для них же) – около 3650 [8]. Sm-Nd изохронный расчёт по валовым пробам пород, из которых исследовался акцессорный циркон, и модельный (относительно истощённой мантии) также дали величину, близкую 3,4 млрд лет [7]. Однако для породообразующих минера-

лов из пробы гиперстенового плагиогнейса и для акцессорных цирконов (из нескольких проб) Sm-Nd изохронным методом получены гораздо более молодые даты (обе – около 2,0 млрд лет), однозначно свидетельствующие о подвижном поведении редкоземельных элементов в изученных образованиях [8]. Существенно, что минеральные Sm-Nd изохроны вписываются в интервал раннепротерозойских возрастных значений, которые наиболее часто фиксируются в Омолоно-Тайгоносском районе и Rb-Sr изохронным методом: 2300–1700 млн лет [25]. Они относятся нами к этапу последней в дорифейской истории региона (калиевой) гранитизации, породившей верхнеомолонский ультраметаморфический комплекс (табл. 2) [25]. Для колымской серии (Приколымское поднятие) Pb-Pb термоэмиссионным методом по циркону из плагиогнейсов и амфиболитов выявлены даты 2360, 2040, 1750 млн лет [5], совпадающие с рубежами, установленными Rb-Sr изохронным методом для верхнеомолонского ультраметаморфического комплекса. В целом же характерно, что верхнеомолонское “термальное событие” (точнее, дискретный ряд событий, охватывающий середину раннего–поздний карелий) широко фиксируется не только в собственно гранито-гнейсах, но и во внешне не затронутых гранитизацией породах гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций – особенно тех, которые слагали периферию Омолоно-Тайгоносского мегаблока и были выведены на уровень верхнего структурного этажа ВЧР относительно поздно (Хебикенджинский, Хопкинский, Авековский, Приколымский блоки).

В **Охотском** районе наиболее древнее значение – 4100 млн лет – получено Pb-Pb изохронным (с использованием ^{208}Pb – продукта распада ^{232}Th) методом по валовым пробам пород охотской серии [34], и в ней же устойчиво воспроизводятся цифры в интервале 3350–3230 млн лет, получаемые Pb-Pb термоэмиссионным методом по акцессорным цирконам из основных гранулитов [41, 67]*. Rb-Sr изохронное датирование выявило дату 2115 млн лет, которая интерпретирована как момент завершения калиевой гранитизации [16].

В **Восточно-Чукотском** районе древнейшая дата – 2565 млн лет (граница архея и протерозоя) – определена с помощью Rb-Sr изохроны по валовым пробам парапород каатапвээмской свиты (кальцифи-

* На сегодня раннеархейский (не моложе 3,6 млрд лет) возраст протолита фундамента Охотского срединного массива подтверждён SHRIMP-датированием цирконов из основных кристаллосланцев [42].

ры, мраморы, диопсидовые кварциты, биотит-амфиболовые кристаллосланцы), венчающей нижнеархейский разрез (северный склон Кооленьского гранито-гнейсового купола). Между тем, геологически заведомо более древние, но интенсивно гранитизированные породы ядра купола (эттельхвылеутская и кынэтлювээмская свиты) являются изотопно-полихронными: в них тем же методом выявлены даты 1990, 1170 и 764 млн лет [25].

Региональные стратиграфические подразделения

Нижний архей подразделен на три надгоризонта (снизу вверх): омолоний, ауланджиний, екатериний, каждый из которых обладает ясно выраженной литолого-формационной и петрологической спецификой [22]. Стратотипическая местность – Омолонно-Тайгоносский район (табл. 2).

Стратотипом омолония служит золотогорская серия, составляющая вместе с протрузиями поварнинского комплекса нижний структурный ярус дорифейского кристаллического фундамента Омолонского массива, отделенный несогласием от вышележащей части нижнеархейского разреза [21, 43]. В литолого-формационном отношении омолоний характеризуется господством основных кристаллосланцев – продуктов ареального метаморфизма вулканитов основного состава при резко подчинённом количестве лейкократовых гранатовых гнейсов (предположительно метаплагиориолитов [53]). Прогрессивный метаморфизм супракрупных образований отвечает высокотемпературной части гранулитовой фации. Определение величины общего давления затруднено отсутствием надёжных минеральных геобарометров, но закономерная структурная связь основных кристаллосланцев с амфиболовыми эклогитами косвенно указывает на высокую глубинность относящихся к омолонию образований. Основание надгоризонта не вскрыто. Предполагается, что накопление вулканитов омолония начиналось на протоматмагенном ложе, ныне фрагментарно представленном тектонизированными телами поварнинского инфракрупного комплекса. К омолонию отчасти принадлежат, возможно, низы охотской серии, где также известна ассоциация основных кристаллосланцев высокотемпературной гранулитовой фации с метаультрабазами.

Главным основанием для выделения ауланджиния и екатериния служит закономерная взаимосвязь между положением относящихся к ним местных стратон в сводном разрезе Омолонно-Тайгоносского района, особенностями их вещественного состава и степенью прогрессивного регионального метаморфизма. Установлено, что РТ-параметры первоначаль-

ного метаморфизма в этой части разреза направленно снижаются от гранулитовой фации высокого давления (около 9 кбар) в низах приискательской серии к амфиболитовой фации повышенного давления (не менее 6 кбар) в екатерининской серии. В то же время, смена фаций носит скачкообразный характер и приурочена к литостратиграфической границе между metabasaltoidной ксантипской серией (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные сланцы) и существенно паракристаллической екатерининской (типоморфными для определения условий метаморфизма здесь являются гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы и амфибол-биотит-эпидотовые плагиосланцы). Тем самым метавулканогенно-осадочные образования, составляющие надзолотогорскую часть нижнеархейского разреза Омолонно-Тайгоносского района, распадаются на две совокупности: гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций, каждая из которых может быть квалифицирована, согласно ПК, как монофациальный метаморфический комплекс, он же – региональный надгоризонт.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наряду с главной общерегиональной задачей – максимально полной реконструкцией состава и строения дометаморфических слоистых разрезов нижнего докембрия ВЧР, для каждой из СФО существуют конкретные, обусловленные спецификой их геологического строения и уровнем изученности. В стратотипической для нижнего архея Омолонно-Тайгоносской СФО важнее всего детализировать структурные соотношения между подразделениями региональной категории: омолонием и ауланджинием, с одной стороны, ауланджинием и екатеринием – с другой (на местном уровне этому отвечает исследование взаимоотношений серий: золотогорской и приискательской в первом случае, ксантипской и бородачской, ксантипской и екатерининской – во втором). Для Охотской СФО наиболее актуальным остаётся (1) выяснение возможности объективного расчленения охотской серии на единицы более высокого порядка, (2) сопоставление охотской и верхнемайской серий, (3) уточнение положения нельбачанской и биякчанской серий в общей шкале докембрия. В Восточно-Чукотской СФО прежде всего необходимо (1) выяснить структурные соотношения эттельхвылеутской и лаврентьевской серий, (2) разносторонне исследовать нижнюю границу ионивээмской толщи, конкретизировать её ранг и возраст.

Можно надеяться, что выполнение перечисленных задач позволит продвинуться в разрешении более общих вопросов нижнедокембрийской стратиграфии Северо-Востока Азии. Из них первоочеред-

ным, согласно СК, является корреляция разрезов ВЧР и соседних регионов, в нашем случае – Восточной Сибири. Сейчас для этой цели в рассмотренную схему, согласно с методологией, рекомендуемой СК, введены нижеархейские подразделения региональной категории – надгоризонты омолоний, ауланджиний, екатериний, каждый из которых обладает спецификой не только исходного вещественного состава, но и первоначального регионального метаморфизма. Комплексное использование литоформационных и петрологических признаков позволяет, по мнению авторов, сопоставить ауланджиний и екатериний соответственно с алданием и становием – надгоризонтами региональной нижнедокембрийской шкалы юго-востока Сибири, утверждённой последним МРСС по Дальнему Востоку [58] и апробированной в научных работах [29, 30]. Омолоний при этом выступает как эквивалент так называемого инфракрустального фундамента иенгрской серии [17] (“доалдания”)*. Подчеркнём, что речь в данном случае идёт о сопоставлении не структурно-вещественных комплексов как таковых, с их реальным составом и индивидуальной геологической историей, а региональных хроностратиграфических единиц, ранг которых в общей шкале докембрия очень высок: не ниже, чем подразделение эратемы или даже – зонотемы (табл. 1). В принципе такой подход развивает методологию расчленения и корреляции глубокометаморфизованных стратифицированных толщ дорифея ВЧР, заложенную 2-м Северо-Восточным МРСС, отличаясь гораздо более полным учётом их сложной (полигенной, полиметаморфической, полихронной) природы. Главная новизна заключается в опоре на специально выработанные критерии распознавания в составе дорифея как собственно стратиграфических единиц – материальных фиксаторов непрерывно текущего геологического времени, подчиняющихся принципу суперпозиции, так и петрографических – индикаторов дискретных эндогенных событий.

Однако межрегиональная корреляция нижнего докембрия ВЧР и Восточной Сибири сегодня наталкивается на трудности, обусловленные тем, что за годы, прошедшие после 2-го Северо-Восточного МРСС, представления о строении и истории формирования фундамента Сибирской платформы были не просто существенно детализированы, но в ряде случаев подверглись коренной ревизии. В широком смысле она связана с приложением к геологии раннего докембрия идей тектоники литосферных плит, из чего выте-

кает и специфика подхода к интерпретации изотопно-геохронологических данных [10, 50, 60, 62 и др.]. Как результат в Общую хроностратиграфическую шкалу нижнего докембрия, утверждённую МСК России в 2001 г., в графу “Характерные местные подразделения”, для Алданского щита вместо фигурировавших ранее [61] нижеархейской курультинской серии (эквивалент – алданский комплекс, алданий) и вышеархейской олондинской помещены: 1) нижеархейской (саамская зонотема) “комплекс ТТГ” (тоналит-трондьемитовые гнейсы); 2) иенгрский метаморфический комплекс, подошва которого (граница с “комплексом ТТГ”) на схеме не обозначена, а кровля совмещена с верхней границей нижней эратемы верхнего архея (лопийской зонотемы); 3) олондинская серия, возраст которой сужен до среднелопийского. При этом изотопный возраст границы нижнего и верхнего архея принят равным 3200, архея и протерозоя – 2500 млн лет [57]. Ещё более радикальный пересмотр традиционных представлений о возрасте и последовательности формирования раннедокембрийских комплексов юга Сибири предпринял А.Б. Котов [37]. Для стратиграфии наиболее важно его заключение о преимущественно раннепротерозойском и позднеархейском возрасте протолитов метаморфических пород “алданского гранулитогнейсового мегакомплекса”, базирующееся на модельных Sm-Nd датировках супракрустальных образований центральной части Алданского щита [31].

Таким образом, на данный момент ясно обозначилась систематическая разница в датировках петрологически сходных, но пространственно и тектонически разобщённых дорифейских комплексов Востока Азии, а именно: значительно более древний возраст супракрустальных гранулитов и “серых гнейсов” (тоналитогнейсов) ВЧР относительно их алданских гомологов. В рамках плитотектонических моделей её можно трактовать как следствие принадлежности тех и других к самостоятельным террейнам (подход, используемый и по отношению к самому Сибирскому кратону [59]). Думается, однако, что этот путь неоправданно облегчает важнейшую проблему, особенно если учесть, что сегодня всё зримее обозначаются черты новой “геологической парадигмы” – концепции мантийных плюмов [47]. Плюмы же, с их длительной эволюцией и корнями, лежащими в области отделения мощных глубинных флюидопотоков [14, 27, 46], предоставляют геохронологам гораздо более широкие возможности истолкования “несходящихся значений возраста”, нежели термодинамически закрытые модели эндогенных процессов, которыми оперирует каноническая тектоника плит. Из сказанного следует, что актуальной задачей будущего для решения про-

* Такой вариант корреляции приведён в схеме, принятой 2-м Северо-Восточным МРСС и утверждённой МСК [9].

блемы корреляции нижнего докембрия (и не только на Востоке Азии) остаётся не просто дальнейшее изотопное датирование разновременных компонентов дорифейских полиметаморфических комплексов, но и совершенствование теоретических подходов к геологической интерпретации получаемых данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
2. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
3. Акинин В.В., Котляр И.Н. "ГЕОХРОН" – компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
4. Акинин В.В., Калверт Э. Меловой метаморфизм и трехстадийная эксгумация Кооленьского гранитно-гнейсового купола: данные минеральной термобарометрии и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ термохронологии (Чукотский полуостров) // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000 С. 93–97.
5. Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 4. С. 925–928.
6. Бибилова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 434–438.
7. Бибилова Е.В., Баадсгаард Х. Sm-Nd изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива // Геохимия. 1986. № 5. С. 601–611.
8. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
9. Бюллетень МСК России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2003. Вып. 34. С. 6–9.
10. Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алданостанового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб: ИГГД РАН, 1998. 43 с.
11. Гельман М.Л. Вопросы геологии древнейших метаморфических толщ Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 73–79.
12. Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста // Труды XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций / Отв. ред. Г.Д. Афанасьев. М.: Наука, 1973. 415 с.
13. Глебовицкий В.А., Шемякин В.М. Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в раннем докембрии. М.: АОЗТ "Геоинформарк", 1995. 47 с.
14. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–103.
15. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 186 с.
16. Давыдов И.А., Милов А.П., Авченко О.В. Рубидий-стронциевый возраст охотского метаморфического комплекса // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. С. 69.
17. Другова Г.М., Чухонин А.П., Морозова И.М. и др. Древнейшие толщи Алданского щита // Сов. геология. 1984. № 11. С. 82–89.
18. Жуланова И.Л. Особенности гранитизации авековского комплекса и проблема амфиболитовой фации // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 133–146.
19. Жуланова И.Л., Давыдов И.А., Милов А.П. Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 41–46.
20. Жуланова И.Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозоид Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1987. № 1. С. 78–92.
21. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
22. Жуланова И.Л. Региональная стратиграфическая (геохронологическая) шкала дорифея Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 7–9.
23. Жуланова И.Л. Дорифей Северо-Востока Азии и проблема ранжирования границ глобальной хроностратиграфической шкалы нижнего докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 94–96.
24. Жуланова И.Л. Древнейшие кристаллические комплексы на Госгеолкарте-200: методология расчленения, датирования, картографического отображения // Петрология на рубеже XXI века. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 266–270.
25. Жуланова И.Л. Изотопное датирование метаморфических образований и геохронологическая шкала раннего докембрия // Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России / И.Н. Котляр и др. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 37–93.
26. Загрузина И.А. Срединные и остаточные дорифейские массивы Северо-Востока СССР // Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 294–300.
27. Зубков В.С., Степанов А.Н., Карпов И.К., Бычинский В.А. Термодинамическая модель системы С–Н в условиях высоких температур и давлений // Геохимия. 1998. № 1. С. 95–101.
28. Капуста Я.С., Бибилова Е.В. Определение возраста пород Омолонского массива ксеноновым нейтронно-активационным методом по аксессуарному циркону // Геохимия. 1984. № 1. С. 136–139.
29. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск: Дальнаука, 1995. 88 с.
30. Карсаков Л.П. Региональная хроностратиграфическая шкала нижнего докембрия Сибири // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 97–99.
31. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные

- границы формирования высокометаморфизованных супракратальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 3–17.
32. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
33. Корольков В.Г. Новые данные по стратиграфии архейских образований Охотского срединного массива. // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. СВТГУ. СВПНТГО, 1974. С.25.
34. Корольков В.Г., Рудник В.А., Собонович Э.В. О позднеархейском-раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441–1444.
35. Котельников А.Р., Гирнис А.В. Эволюция метаморфизма Охотского массива // Геохимия. 1984. № 6. С. 892–902.
36. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
37. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
38. Крюков Ю.В., Недомолкин В.Ф., Шульдинер В.И. Стратиграфия докембрия Восточно-Чукотского массива // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. СВТГУ. СВПНТГО, 1974. С. 29–30.
39. Крюков Ю.В. Метаморфические образования междуречья Ионивэма – Гетлянена // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975. Вып. 22. С. 70–73.
40. Кузьмин В.К. Метаморфические образования Верхнемайского поднятия (Охотский срединный массив) // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 21–30.
41. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 789–791.
42. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Древнейшие основные гранулиты Северо-Востока России (Охотский массив) // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 2. С. 217–221.
43. Левин Б.С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива // Геология и геофизика. 1975. С. 24–34.
44. Левин Б.С. Строение фундамента Омолонского массива // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 3–11.
45. Левин Б.С. Геологическое строение фундамента Омолонского массива: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 17 с.
46. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 535–537.
47. Мантийные плюмы и металлогения: Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск – Москва: ИГ Карел. НЦ РАН, 2002. 515 с.
48. Милов А.П., Давыдов И.А., Жуланова И.Л. О возрасте метаморфических пород Кооленского поднятия Чукотского полуострова // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Гостеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. С. 71.
49. Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
50. Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. и др. Sm-Nd изотопная систематика метабазитов архейского сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 3–8.
51. Натальин Б.А. Тектоническая природа метаморфического комплекса Чукотского полуострова // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 31–38
52. Недомолкин В.Ф. Геология Эскимосского срединного массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1977. 16 с.
53. Недосекин Ю.Д. Омолонский массив // Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Кольмо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. С. 105–139.
54. Обручев С.В. Важнейшие итоги изучения сибирского докембрия // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полуостров Азиатская часть СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1963. С. 339–365.
55. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
56. Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1978. 128 с.
57. Решения III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.
58. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
59. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. №3. С. 3–21.
60. Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 78–93.
61. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
62. Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отч. геология. 1997. № 8. С. 37–40.
63. Собонович Э.В., Искандерова А.Д., Корольков В.Г. и др. Раннеархейский возраст пород Тайгоносского и Омолонского массивов Тихоокеанского подвижного пояса // Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск: ИЗК СО АН СССР 1977. С. 10–11.
64. Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, дополн. СПб, 1992. 120 с. (Межвед. стратигр. ком.).
65. Ткаченко В.И. Докембрийские отложения в структуре

- Приколымского поднятия // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ГОСКОМГЕОЛОГИЯ СССР; ГНПП "Аэрогеология"; ВСЕГЕИ, 1992. С. 49–64.
66. Фугзан М.М., Бибикова Е.В., Шуколюков Ю.А. Первые результаты изотопного датирования древних метаморфических комплексов методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Москва: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 86–87.
67. Чухонин А.П., Кузьмин В.К., Шулешко И.К. и др. О составе и возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб: Наука, 1992. С. 151–158.
68. Шевченко В.М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 19 с.
69. Шевченко В.М. Докембрийские комплексы Омолонского массива // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 2. С. 40–58.
70. Шевченко В.М., Шульдинер В.И., Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Новые U-Pb данные изотопного датирования метаморфических и магматических комплексов Омолонского массива // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2000. С. 280–282.
71. Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М.: Наука, 1979. 110 с.
72. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Сов. геология. 1976. № 10. С. 33–47.
73. Шульдинер В.И., Кирилюк В.П. Стратиграфические методы // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов / Метод. пособие. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. С. 259–268.
74. Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И. Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан, 1988. С. 75–76.
75. Bering Strait Geologic Field Party / V.V. Akinin, M.L. Gelman, B.M. Sedov, J.M. Amato, E.L. Miller, J. Toro, A.T. Calvert, R.M. Fantini, J.E. Wright, B.A. Natal'in. Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16 (5). P. 713–729.
76. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics. V. 18, N 6. 1999. P. 977–1003.

Поступила в редакцию 22 июня 2004 г.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

I.L. Zhulanova, L.P. Karsakov, V.K. Kuz'min

New regional stratigraphic scheme of the Early Precambrian assemblages, Verkhoyansk-Chukotka region

The new regional stratigraphic scheme of the Early Precambrian assemblages of the Verkhoyansk-Chukotka region is offered which was presented by the authors at the 3rd Interdepartmental regional stratigraphic conference (IRSC) of Northeastern Russia (Saint Petersburg, 2002). The method basis for its development is characterized. New data on geology and geochronology of the Early Precambrian in the region obtained after the latest IRSC (Magadan, 1974) are outlined. The scheme is correlated with the General Early Precambrian stratigraphic scale of Russia. The scheme was accepted by the above conference and approved by the Interdepartmental stratigraphic committee of Russia.

Key words: stratigraphy, correlation, Early Precambrian, Verkhoyansk-Chukotka region.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ПУТИ МИГРАЦИИ ТУМУЛОВЫХ АРХЕОЦИАТ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА (В СВЕТЕ ДАННЫХ ПЛИТОВОЙ ТЕКТониКИ)

Л.Г. Бондаренко, И.В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье приводятся данные сравнительного изучения комплексов тумуловых археоциат и предлагается к рассмотрению новая схема их миграции. Предполагается, что в кембрийское время по обе стороны Сибирского кратона существовали два достаточно обособленных палеобассейна, окруженных континентальными окраинами блоков, отделившихся от древнего материка Пангея и перемещавшихся друг относительно друга. Эти перемещения способствовали расселению археоциат из места их зарождения (Сибирский палеобассейн) по близлежащим континентальным окраинам, разрезы которых в настоящее время находятся на значительном расстоянии друг от друга.

Ключевые слова: археоциаты, миграция, тектоника плит, палеореконструкции, ранний кембрий, Сибирь, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Археоциаты – организмы-рифостроители, жившие в раннекембрийских морских мелководных бассейнах. Они являются руководящей группой органических остатков для нижнекембрийских карбонатных отложений. В настоящее время на основании их био-стратиграфического изучения специалистами выделен ряд зон для томмотского, атдабанского, ботомского и тойонского ярусов в стратотипических разрезах Сибирской платформы. По мнению ряда ученых [9, 10, 11, 24], считается, что Сибирский бассейн, а именно та его часть, которую представляет Атдабанский рифоид, является основным районом возникновения и раннего развития археоциат. Отсюда, как предполагается [8], берут свое начало пять основных направлений миграции археоциат:

1. Сибирская платформа – Алтае-Саянская складчатая область – Средняя Азия, Урал, Казахстан – Ближний и Средний Восток – южная Европа и северная Африка.
2. Сибирская платформа – северо-восток Сибирской платформы и западное побережье Северной Америки (от Аляски до Мексики).
3. Сибирская платформа – Гренландия – восточное побережье Северной Америки.
4. Сибирская платформа – Алтае-Саянская складчатая область – Монголия и далее, возможно, Австралия и Китай.

5. Сибирская платформа – юг – Дальнего Востока.

Согласно вышеупомянутым авторам, самые ранние комплексы археоциат, появившиеся в томмотском веке, были ограничены пределами Сибирского бассейна, а с атдабанского времени началась их миграция по вышеуказанным направлениям с возникновением новых центров расселения (рис. 1). Одним из таких центров, например, считается район Алтае-Саянской области [8].

Большое внимание вопросам изучения путей миграции археоциат в палеобассейнах Восточной Азии уделено в работах Г.В. Беляевой [2, 4]. В частности, по изученным комплексам археоциат ею были сделаны выводы о связях дальневосточных морей на протяжении раннего кембрия, составлен ряд схем, на которых показаны пути миграции археоциат и палеобиогеографическая дифференциация по археоциатам. Разработка и составление этих схем позволили выделить провинции по распространению комплексов археоциат в террейнах юга Дальнего Востока России [17]. Не отрицая важности этих исследований, следует все-таки отметить, что все предшествующие построения базировались на статической основе, т.е. в пределах современных контуров структурно-формационных зон (или террейнов, согласно новой терминологии), без иллюстрации каких-либо кинематических схем возможных перемещений континентальных блоков.

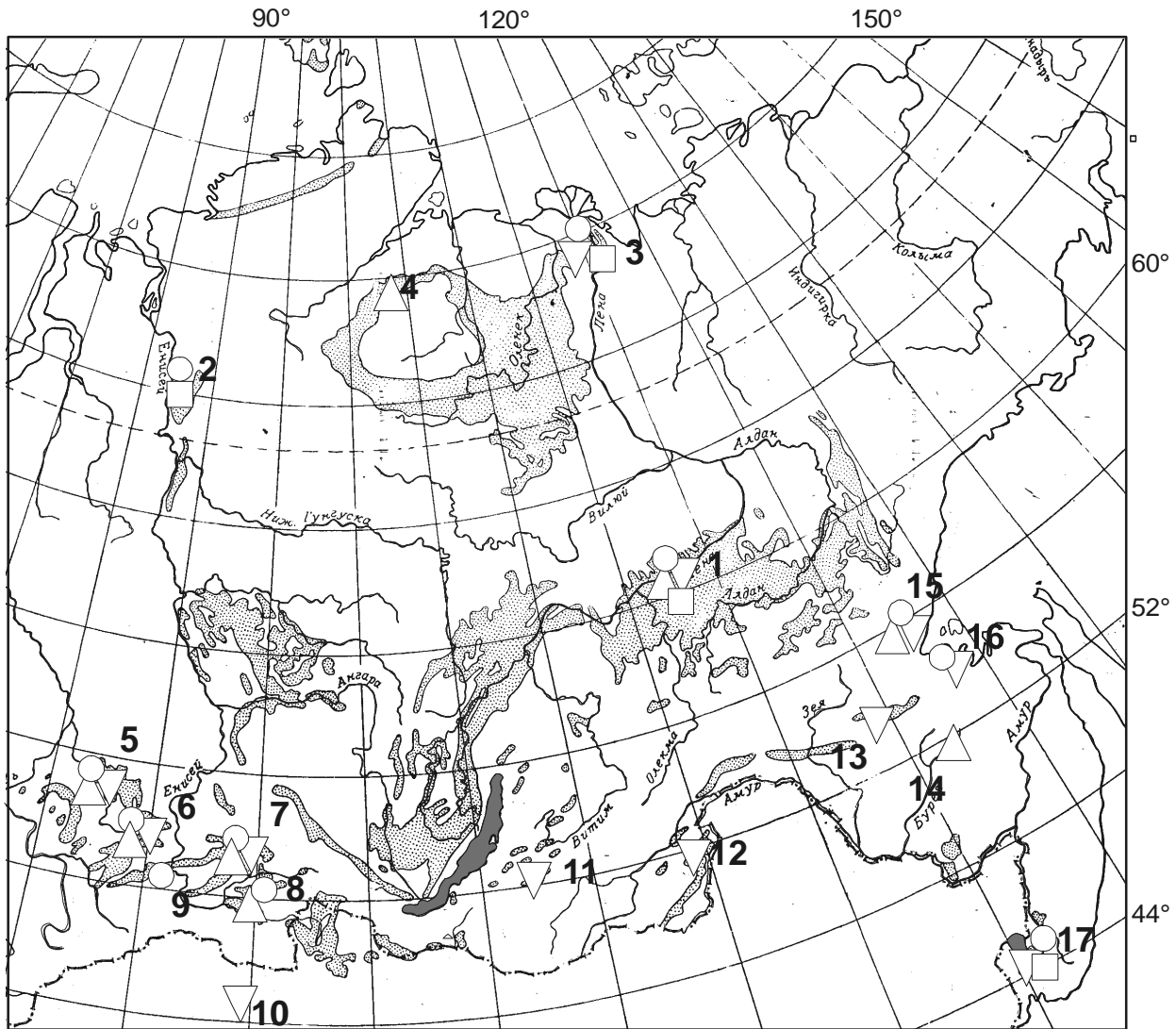


Рис. 1. Районы распространения нижнекембрийских отложений (на схеме выделены крапом).

Органогенные постройки нижнего кембрия: □ – томмотский ярус, △ – атдабанский ярус, нижний отдел, ▽ – атдабанский ярус, верхний отдел, ○ – ботомский ярус. Сибирская платформа: 1 – среднее течение р. Лены, 2 – северо-запад Сибирской платформы, 3 – Хараулах, 4 – Анабарский щит; Алтае-Саянская складчатая область: 5 – Кузнецкий Алатау, 6 – Батеневский кряж, 7 – Восточный Саян, 8 – Тува, 9 – Западный Саян; 10 – Западная Монголия; Забайкалье: 11 – Западное Забайкалье, 12 – Восточное Забайкалье; Приамурье: 13 – Мамынский блок, 14 – Мельгинский блок; Дальний Восток: 15 – Шевлинская зона, 16 – Джагдинская зона, 17 – Приморье.

Согласно представлениям разных исследователей [2, 4, 8, 13, 20, 21 и др.], архециаты существовали в эпиконтинентальных бассейнах материков, располагавшихся в пределах палеоэкваториальной зоны, откуда шло расселение. Однако во многих вариантах палеорекопструкций есть сомнительный аспект: пути миграции архециат имеют слишком большую протяженность и проходят через океанические пространства с глубинами большими, чем это воз-

можно для жизнедеятельности архециат. Но если перемещения архециат вдоль палеоклиматических зон, при которых могли сохраняться благоприятные для них жизненные условия, на такие большие расстояния можно объяснить хотя бы существованием течений, то существенные перемещения вкост палеоклиматических зон вызывают определенные возражения. В результате такой миграции архециаты (или их личинки [20]) должны были бы пересекать палеоклима-

тические зоны с более низкими температурами, что могло отрицательно сказаться на их жизнеспособности. А между тем, на достаточно удаленных в настоящее время друг от друга территориях (таких, например, как Кузнецкий Алатау, Приамурье и далее Западное Приохотье или Тува и Австралия и т.п.) имеются довольно схожие комплексы археоциат, в том числе и тумуловых.

Наиболее вероятными нам представляются выводы и построения, приведенные А.Ю. Розановым [21]. На основании палеомагнитных, палеоклиматических, палеофациальных и биостратиграфических данных по археоциатам и некоторым другим группам ископаемых им был намечен ряд интересных связей, существовавших между кембрийскими палеобассейнами. В его работе сделано заключение, что в то время палеобассейны в основном были мелководными и располагались в низких широтах, а также высказано предположение о возможной географической близости целого ряда территорий, что указывает на существование в раннем кембрии более или менее единого материка Пангея. Его предположения хорошо согласуются с представлениями концепции тектоники литосферных плит, а именно, что литосферные плиты и расположенные на них континентальные блоки находятся в постоянном движении и взаимодействии.

Мы также считаем, что в определенные века кембрия различные районы нынешнего местонахождения ископаемых тумуловых археоциат находились на незначительном расстоянии друг от друга, представляя собой окраины древних континентальных блоков, образовавшихся после распада Пангеи, и, кроме того, являлись практически замкнутым по периметру обрамлением единых палеобассейнов. Таких палеобассейнов, по нашим представлениям, могло быть два, и располагались они по обе стороны Сибирского кратона (рис. 2–5). Совокупность геодинамических и палеоэколого-климатических условий в этих палеобассейнах (т.е. температурный и гидродинамический режимы, сравнительно небольшие расстояния между фрагментами начавшей распадаться Пангеи и перемещения (вращения) этих блоков друг относительно друга) могли способствовать увеличению в начале фанерозоя численности и разнообразия археоциат.

В этой связи, не отрицая право на существование ранее разработанных схем путей миграции археоциат, в данной статье нами предпринята попытка проследить развитие и расселение тумуловых археоциат с учетом движения литосферных плит и дрейфа континентов.

За основу географического положения отдельных континентальных блоков в различные периоды геологического времени взяты карты-реконструкции положения материков, начиная с раннего кембрия и заканчивая современным состоянием [26]. Кроме того, для выяснения общей тенденции движения литосферных плит и континентальных блоков в отдельные временные отрезки были использованы палеогеографические реконструкции, сделанные другими исследователями и по другим группам ископаемых организмов [19, 22, 25].

Известно, что морфологические признаки археоциат находятся в тесной зависимости от палеогеографических обстановок среды их обитания, поэтому особенности географической дифференциации археоциат с различной морфологией широко используются в палеоэкологических и палеобиогеографических построениях. Так, например, в пределах Западного Саяна была прослежена приуроченность косциноциатин и археоциат с решетчатой наружной стенкой непосредственно к разрезам отложений, формировавшихся в условиях активной вулканической деятельности; расселение археоциат с гребенчатыми днищами и неполнопористыми перегородками приурочено в основном к палеоприэкваториальной зоне, в которой в раннем кембрии располагалась современная Сибирская платформа; по распространению и миграционным связям этмофиллоидных археоциат И.Т. Журавлевой [12] был выделен ряд подобластей и провинций для нижнего кембрия, в частности, ею были сделаны выводы о том, что центром зарождения и расселения археоциат была Северная Азия, а именно, Сибирская подобласть, при этом на протяжении всего раннего кембрия очаг этмофиллоидных археоциат несколько перемещался.

Вопрос о закономерностях распространения тумуловых археоциат недостаточно полно исследован. Морфологически большинство видов этих археоциат характеризуются достаточно хрупким, ажурным строением наружной стенки. И уже само наличие тумул (пузыревидных образований на наружной стенке) свидетельствует о том, что расселены были эти археоциаты в небольших водоемах на достаточно малой глубине, не подверженной волнению и сильному глубинному механическому воздействию волн [23]. Кроме того, не исключено, что районы их расселения отличались повышенным газосодержанием.

Целью настоящей статьи является изложение детальных сведений по географической дифференциации тумуловых. В основу исследований положен большой фактический материал, любезно предоставленный д.г.-м.н. И.Т. Журавлевой (Новоси-

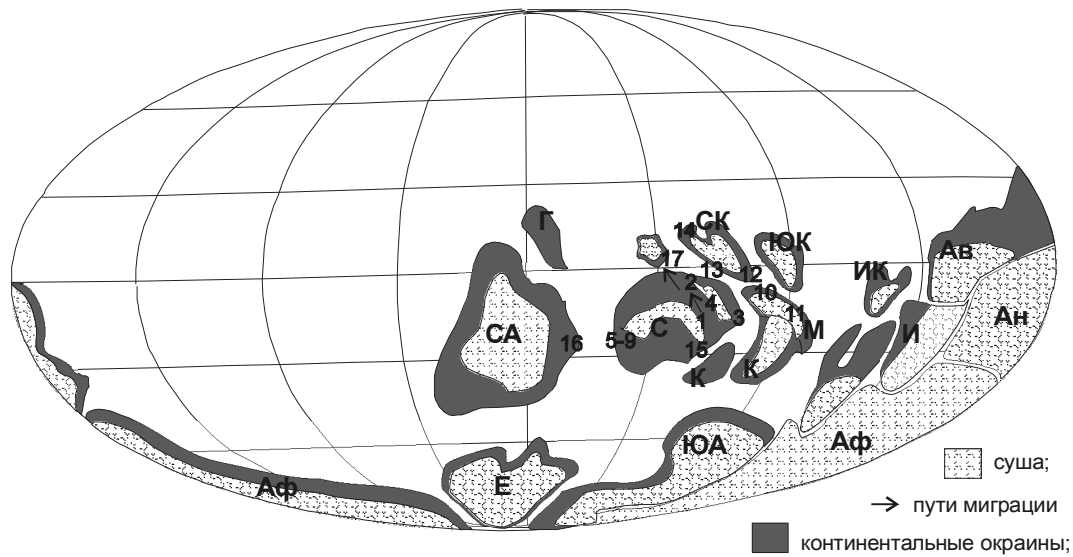


Рис. 2. Палеогеографическая реконструкция для томмотского яруса нижнего кембрия (по Golonka et al, 1994 с изменениями).

Ав – Австралия; Ан – Антарктида; Аф – Африка; Г – Гренландия; Е – Европа; И – Индия; ИК – Индо-Китай; К – казахстанские блоки; М – Монголия; С – Сибирь; СА – Северная Америка; СК – Северный Китай; ЮА – Южная Америка; ЮК – Южный Китай. 1 – среднее течение р. Лены; 2 – северо-запад Сибирской платформы; 3 – Хараулах; 4 – Анабарский щит; 5–9 – Алтае-Саянская складчатая область (Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж, Восточный Саян, Тува, Западный Саян); 10 – Западная Монголия; 11 – Западное Забайкалье; 12 – Восточное Забайкалье; 13 – Мамынский блок; 14 – Мельгинский блок; 15 – Шевлинская зона; 16 – Джигдинская зона; 17 – Приморье.

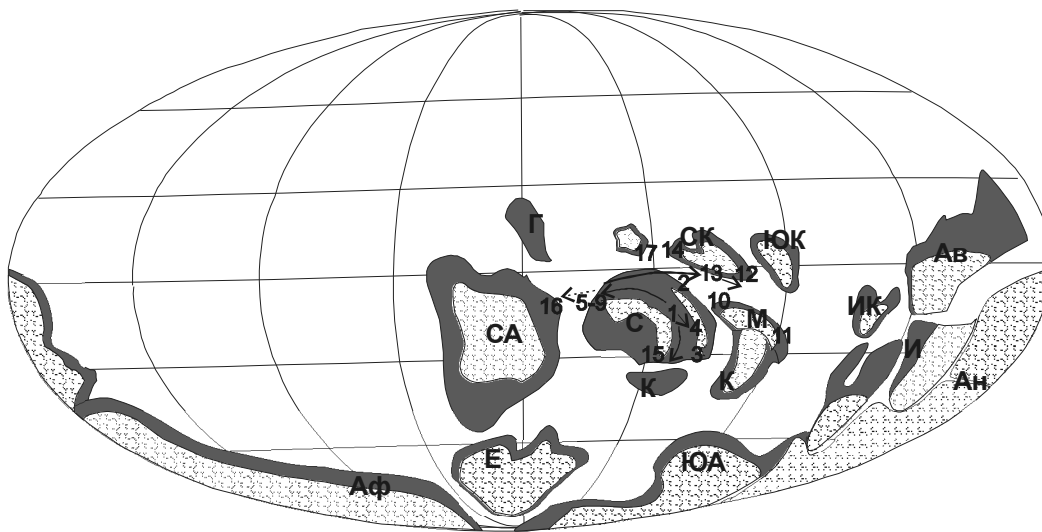


Рис. 3. Палеогеографическая реконструкция для нижней части атдабанского яруса нижнего кембрия. Условные обозначения см. на рис. 2.

бирск), к.г.-м.н. Г.В. Беляевой (Владивосток), а также учтены многочисленные литературные данные исследователей разных лет. Эти материалы позволяют проследить пути расселения тумуловых археоциат и сделать выводы о предположительных связях между бассейнами в пределах Сибирской

платформы и ее обрамления на территории современного Востока России и, частично, северо-запада Монголии. Результаты этих исследований приводятся ниже.

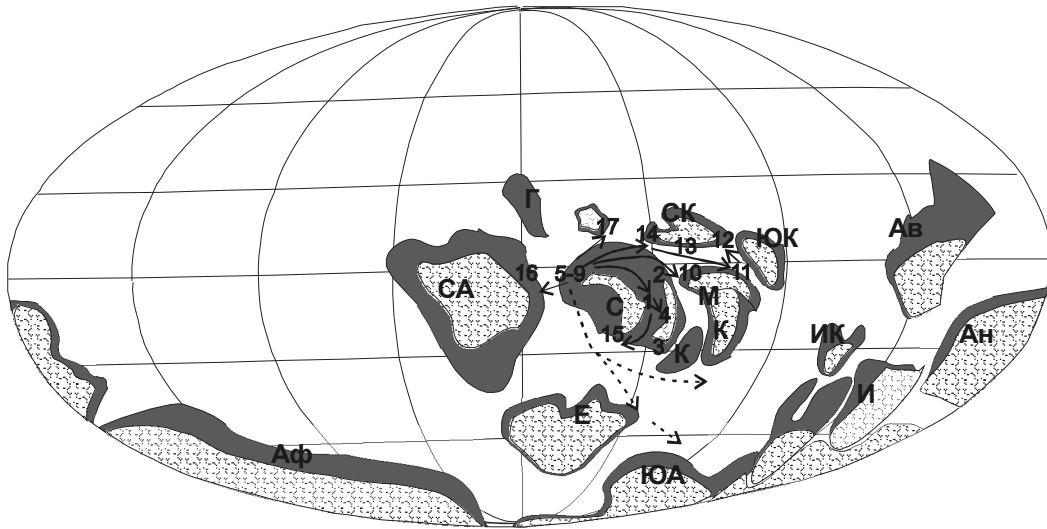


Рис. 4. Палеогеографическая реконструкция для верхней части атдабанского яруса нижнего кембрия. Условные обозначения см. на рис. 2.

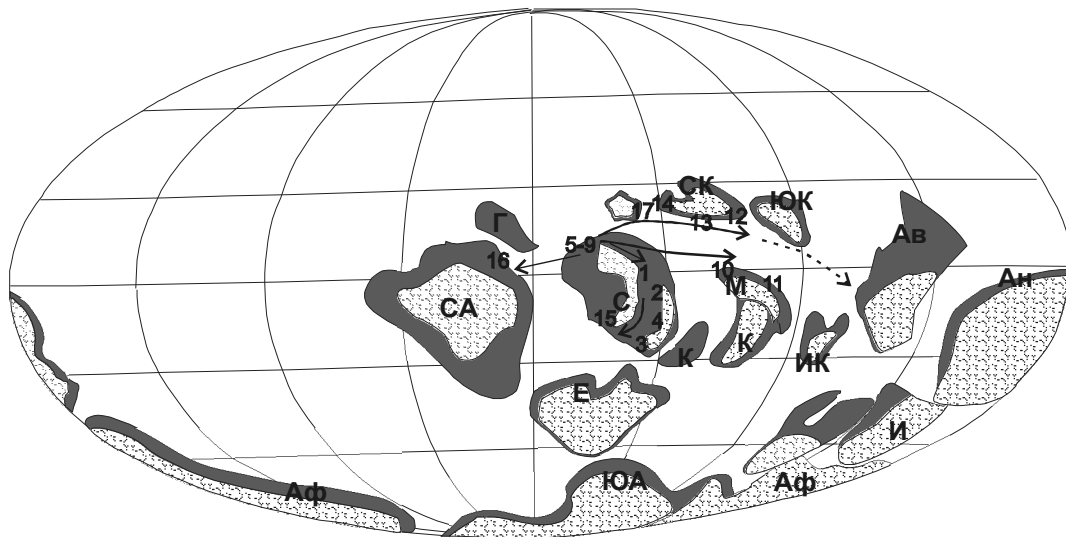


Рис. 5. Палеогеографическая реконструкция для ботомского яруса нижнего кембрия. Условные обозначения см. на рис. 2.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМУЛОВЫХ АРХЕОЦИАТ И ВЕРОЯТНЫЕ ПУТИ ИХ МИГРАЦИИ
Томмотский ярус**

Тумуловые археоциаты появляются в конце томмотского века и имеют крайне ограниченное географическое распространение и бедное видовое разнообразие. Отмечается существование одних и тех же видов на таких удаленных в настоящее время друг от друга территориях, как северо-запад Сибирской платформы (район р. Сухарихи) и ханкайский район Приморья – вид *Tumuliolythus tubexternus* Vol., а также

северо-запад Сибирской платформы и среднее течение р. Лены – вид *Tumulocyathus kotuyikensis* (Zhur.). В том, что в то время существовала тесная связь между Сибирским и Ханкайским бассейнами, сомнений нет. Первоначально предполагалось [4], что соединялись эти бассейны через Немериканский пролив, существовавший в районе Станового хребта.

Однако эту связь можно объяснить и с другой точки зрения. Накопление осадков в этих регионах происходило в относительно спокойных мелководных условиях, и в это время началось зарождение Атда-

банского рифоида, который представлял собой широкую мелководную зону, выполнявшую роль фациального барьера на границе солеродной и нормально-соленой морской частей кембрийского палеобассейна [24]. Принимая во внимание роль течения от Алданского щита к современному северо-западу платформы, можно предположить, что Ханкайский бассейн находился на продолжении зоны действия этого течения и в непосредственной близости к Сибирскому кратону (рис. 2), что и позволило археоциатам беспрепятственно расселиться в этой зоне, где температура воды была близка к значению 25° С [26].

Таким образом, можно предположить, что бассейны районов среднего течения р. Лены, северо-запада Сибирской платформы и Ханкайского блока являлись частями единого палеобассейна, по-видимому достаточно большого, поскольку в Приморье существовал такой эндемик, как *Tumulocyathus decoratus* Ok., а в районе среднего течения р. Лены – *Tumulocyathus primigenius* Zhur. В районе Хараулаха отмечено первое появление *Lenocyathus lenaicus* Zhur., характерного вида для среднего течения р. Лены в более позднее время.

Атдабанский ярус. Нижняя часть

В раннеатдабанское время произошло массовое расселение археоциат, появились новые центры, их экспансия распространилась, в частности, до Алтае-Саянской складчатой области. При относительно увеличившемся видовом разнообразии те или иные общие виды тумуловых встречаются во всех разрезах, где обнаружены археоциаты. Из среднего течения р. Лены (Атдабанский рифоид) в район Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау) перешли такие виды, как *Tumuliolynthus tubexternus* Vol., *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur. Там, по-видимому, образовались достаточно благоприятные условия для развития и дальнейшего расселения археоциат, потому что из района Кузнецкого Алатау тумуловые археоциаты достаточно широко распространились по районам Батеневского кряжа, Восточных Саян и Тувы. В комплексах археоциат всех этих районов присутствуют виды *Tumuliolynthus tubexternus* Vol., *Tumuliolynthus musatovi* (Zhur.), *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Alataucyathus jaroshevitschi* Zhur., *Alataucyathus verschkhovskajae* Zhur. Не исключено, что благоприятные условия могли быть вызваны некоторым смещением и разворотом Сибирского кратона, при котором район Алтае-Саянского бассейна, являющийся одним из его обрамлений, мог также при перемещении оказаться в зоне наиболее оптимальных температурных показателей для жизнедеятельности

археоциат (рис. 3). Кроме того, расселению археоциат могло способствовать наличие так называемого Центрально-Якутского бассейна [18], сформировавшегося в результате термального опускания рифейского фундамента и разделявшего в венде–кембрии Алдано-Становой и Анабарский щиты.

В то же время, видимо, по причине несколько отличающихся фациальных обстановок, для каждого из этих регионов характерно достаточное количество видов-эндемиков: для Кузнецкого Алатау это *Tumuliolynthus kuznetsovae* (Zhur.), *Kaltatocyathus cavus* Konyayeva, *Plicocyathus boyarinovi* Zhur., для Батеневского кряжа – виды *Geocyathus indigenus* Osad., *Plicocyathus vulgaris* (Osad.), для Восточных Саян – вид *Asterotumulus sectensis* Korsh. et Zhur. При этом Алтае-Саянский бассейн не был закрытым морским водоемом. По крайней мере, достаточно достоверно установлено сходство комплексов археоциат из бассейна Восточных Саян и из Мамынского бассейна Приамурья [4]. Общие для двух регионов виды тумуловых *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Kaltatocyathus kashina* Roz., *Torosocyathus provisus* Kash. подтверждают это. Вполне вероятно, что и Забайкальский бассейн также находился на этих палеоширотах и образовывал с Восточно-Саянским и Приамурским единый палеобассейн (рис. 3). Для Мамынского бассейна характерным видом-эндемиком является *Sanarcocyathus animalis* Bel. Кроме того, при сопоставлении времени появления тех или иных морфологических признаков археоциат было выявлено морфологическое сходство археоциат Северного Китая, Приамурья, Забайкалья и Сибири [5].

Отмечается большое сходство в комплексах археоциат среднего течения р. Лены и района Анабарского поднятия. Наличие общих видов тумуловых, таких как *Tumuliolynthus tubexternus* Vol., *Tumulocyathus kotiyikensis* (Zhur.), *Geocyathus botomaensis* Zhur., *Fransuazaecyathus subtumulatus* Zhur., также позволяет предположить единство этих палеобассейнов. Судя по тому, что в разрезах среднего течения р. Лены, а затем и в Алтае-Саянской области эти виды появляются несколько позже, можно предположить, что миграция происходила и из района Анабарского поднятия (рис. 3). Эндемиком для района Анабарского поднятия является вид *Tumulocyathus danieli* Zhur.

Из района Атдабанского рифоида миграция фауны, очевидно, происходила и в другом направлении (рис. 3). Отсюда к концу раннего атдабана в Шевлинский бассейн Приохотья мигрировали *Fransuasaecyathus elegans* Okun. и *Lenocyathus lenaicus* Zhur. Считается [4], что из района Атдабанского рифоида параллельно началась миграция и в ныне соседний с

Шевлинским Джагдинский бассейн, о чем свидетельствует то, что раннеатдабанские виды *Tumulocyathus kotuyikensis* (Zhur.), *Fransuasaecyathus originalis* Bel. Сибирской платформы появляются в Джагдинском бассейне только в начале позднего атдабана. При этом Шевлинский и Джагдинский бассейны были разобщены. Эндемиком для Шевлинского бассейна является вид *Tumulocyathus insperatus* Bel., для Джагдинского – *Geocyathus proprius* Bel.

Тот факт, что эти бассейны находятся недалеко друг от друга в настоящее время – это возможный результат тектонических перемещений древних блоков. А в раннем кембрии они, по всей вероятности, находились на большом удалении друг от друга и даже принадлежали к разным кратонам. Шевлинский бассейн принято считать краевым прогибом Сибирского кратона, тогда как Джагдинский можно отнести к северо-американскому кратону, так как считается [4], что его биота “носит черты Тихоокеанской биогеографической провинции, что хорошо видно из сравнения комплексов беззамковых брахиопод и трилобитов с северо-американскими”. Последнее заключение делалось для позднекембрийского времени, но и в раннем кембрии наблюдается сходство комплексов археоциат Джагды и Канады (Британской Колумбии и Северо-Западной территории) [3]. Сибирский и Северо-Американский кратоны в раннем атдабана находились на относительно небольшом расстоянии [26] и их положение друг относительно друга, по нашему мнению, было таковым, что в Джагдинский палеобассейн миграция археоциат могла начать осуществляться из района Атдабанского рифоида, но только через Алтае-Саянскую область, т.е. в направлении не параллельном, а прямо противоположном к Шевлинскому (рис. 3).

Атдабанский ярус. Верхняя часть

Для средне- и позднеатдабанское времени отмечается большое сходство восточно-саянских археоциат с чергиленским комплексом археоциат Мельгинского бассейна Приамурья, но в последнем регионе некоторые роды достигают своего расцвета несколько позже (*Tumuliolynthus*, *Plicocyathus*). Так, *Plicocyathus unicumus* (Zhur.), характерный для верхнего атдабана в Приамурье, в Алтае-Саянской области встречается в низах нижнего атдабана. Предполагалось [2], что эта связь осуществлялась как через Забайкалье, так и через Северную Монголию, что подтверждалось также и общими родами тумуловых: *Tumuliolynthus*, *Tumulocyathus*, *Plicocyathus* и общим видом *Tumuliolynthus tubexternus* Vol. Изучение археоциат Приаргунья (Восточное Забайкалье) показало, что в нижнем (золинском) комплексе археоциат присут-

ствуют несколько одинаковых родов и видов археоциат, характерных для Восточного Саяна и Западного Приамурья. Более того, в нем есть еще и ряд таксонов, общих только для Приаргунского и Восточно-Саянского бассейнов [6]. Также указывалось [6] на связь Приаргунского (Восточное Забайкалье) и Удино-Витимского (Западное Забайкалье) бассейнов, которая осуществлялась в течение второй половины атдабанского века, но уже в начале ботомского века прекратилась. Предполагалось, что миграция была односторонней, с севера на юг, т.е. из Удино-Витимского бассейна в Приаргунский. Это заключение основывалось на том, что все характерные для Удино-Витимского бассейна формы археоциат, нигде за его пределами не известные, в течение позднеатдабанского времени появились и в Приаргунском бассейне. Из тумуловых это *Tumuliolynthus osipchuki* Jazmir. К этому времени наблюдается сходство морфопризнаков археоциат Приамурья, Северного Китая и Забайкалья, но сходство с Сибирскими археоциатами уже утрачивается [5].

С нашей точки зрения, эти факты могут быть объяснены дальнейшим смещением и разворотом Сибирского кратона относительно Северо-Американского. Небольшие континентальные блоки, которые представляли собой современные районы Приамурья, Забайкалья и Монголии (рис. 4), очевидно, в свою очередь, также оказались “втянутыми” в активную зону, и их перемещения на протяжении атдабанского времени привели к тому, что Приаргунский и Удино-Витимский бассейны оказались в достаточной близости друг от друга. Кроме того, они располагались на широтах, где благоприятная обстановка позволяла многим таксонам археоциат достичь своего расцвета и расселиться на новых территориях.

Подобным образом можно объяснить и то, что встречающийся в низах нижнего атдабана в бассейне Кузнецкого Алатау вид *Tumulocyathus gallamus* Bel. в Джагдинском бассейне появляется только в нижнем (верхняя часть) и в верхнем атдабана. Как предполагалось [4], это указывало на очередное направление миграции, осуществлявшейся через Мельгинский бассейн, который был открыт в то время в сторону Приохотья. Но если предположить, как это уже делалось нами в разделе для нижнего атдабана, что Джагдинский блок был частью Северо-Американского кратона, то тогда он, по нашему мнению, входил в бассейн, расположенный по другую сторону Сибирского кратона. И если учесть все то же смещение Сибирского и Северо-Американского кратонов, то, по всей видимости, и в этот промежуток времени Алтае-Саянская область находилась в районе, достаточно

близко расположенном к Северо-Американскому материку, а именно к той его части, где располагался Джагдинский бассейн, что способствовало расселению археоциат из Алтае-Саянского в Джагдинский бассейн напрямую (рис. 4).

Миграция в Мельгинский бассейн, по всей вероятности, также шла из района Алтае-Саянской области, но уже в другом направлении. Мельгинский блок в это время принадлежал к другой палеоакватории, в которую входил также Восточно-Забайкальский блок.

Предполагалась односторонняя связь между Алтае-Саянским и Ханкайским бассейнами. По мнению некоторых исследователей [14], эта связь осуществлялась через Монголию (виды *Fransuaeaecyathus subtumulatus* Zhur., *Tumulocyathus raroseptatus* Osad., характерные для Батеневского кряжа в верхнем атдабана, появились в Приморье только в ботоме).

Этот факт можно представить и в несколько другой плоскости. При развороте Сибирского кратона на расположение Алтае-Саянской области оказалось в относительной близости к Ханкайскому блоку (рис. 4). Существование течений между блоками могло способствовать перемещениям археоциат сначала из Алтае-Саянского бассейна в Ханкайский бассейн, а оттуда и к Монгольскому блоку. Общностью этих палеобассейнов и можно объяснить связи между археоциатами современных Саян, Монголии и Приморья [15].

Общими для бассейнов Восточных Саян и Монголии являются виды *Kaltatocyathus kashinae* Roz., *K. basaichensis* Roz., а виды *Fransuaeaecyathus subtumulatus secundus* Zhur., *Alataucyathus vershkovschajae* Zhur. мигрировали в Монголию, по всей видимости, из бассейна Кузнецкого Алатау. Обнаруженные в разрезах Кузнецкого Алатау в нижнем атдабана, в Монголии они появляются в самых верхах верхнего атдабана – низах ботома.

Миграция археоциат, проходившая в раннеатдабанское время из района Сибирской платформы в Алтае-Саянскую область, с середины атдабана начала осуществляться и в обратном направлении. Так, к примеру, вид *Plicocyathus unicumus* появился в среднем течении р. Лены в позднем атдабана, мигрировав, возможно, из Алтае-Саянского бассейна. Одновременно в обоих бассейнах достигают своего расцвета такие виды, как *Geocyathus botomaensis* Zhur., *Tumuliolynthus tubexternus* Vol., *Fransuaeaecyathus subtumulatus* Zhur., которые еще в раннем атдабана встречались только в бассейне района Анабарского поднятия.

Район обрамления Анабарского щита принадлежал, вероятно, к палеобассейну, находящемуся в близком соседстве с зоной развития Атдабанского рифоида, разделявшего глубоководную и мелководную части Сибирского бассейна. Существовала, видимо, довольно четкая связь, которая и объясняет общность многих видов археоциат разрезов среднего течения р. Лены и Анабарского поднятия.

Несмотря на некоторую внутреннюю обособленность Алтае-Саянских бассейнов, связь между ними все же была. На возможные связи между частично обособленными бассейнами Кузнецкого Алатау и Восточных Саян в позднем атдабана указывает распространенный там вид *Papillocyathus vacuus* Roz.

Но для каждого из позднеатдабанских бассейнов характерно присутствие своего комплекса видов-эндемиков. Так, только в районе Атдабанского рифоида в среднем течении р. Лены встречаются *Tumulocyathus tuberculatus* (Sund.), *T. turgidus* Sund., *Geocyathus krasnopeevae* (Zhur.), *Isiticyathus ultras* (Korsh.), *Ringifungia vavilovi* Korsh., *Tumulocoscinus atdabanensis* Zhur., *T. botomaensis* Korsh., *Japhaniocyathus genurosus* Korsh. Для района Кузнецкого Алатау характерен вид *Isiticyathus picnoseptatus* (Vojar.), а в районе Батеневского кряжа встречаются *Tumulocyathus consuetus* (Osad.), *Plicocyathus vulgaris* (Osad.) и некоторые другие виды. Нигде, кроме Восточных Саян, не встречен вид *Asterotumulus receptori* Kash.

Для монгольского бассейна характерно наличие таких видов-эндемиков, как *Tumulocyathus exiguus* Voron., *T. floridus* Voron., *Plicocyathus stellatus* (Voron.), *Torosocyathus eminens* A. Zhur. [7].

Ботомский ярус

Наметившаяся в атдабана тенденция миграции археоциат из районов Кузнецкого Алатау и Восточных Саян получила свое развитие в ботомском веке. Так, в районах Западных Саян и Тувы широко распространяется вид *Tumulocyathus pustulatus* Vol. Только в монгольском бассейне остаются виды, характерные для Восточных Саян в атдабана: *Kaltatocyathus kashinae* Roz. и *Kaltatocyathus basaichensis* Roz. Кроме того, покидает пределы бассейна, распространяемого по разрезам среднего течения р. Лены (Атдабанского рифоида) Сибирской платформы, и распространяется по бассейнам Алтае-Саян и Монголии вид *Tumuliolynthus musatovi* (Zhur.). Только в Туве и Монголии сохраняется вид *Alataucyathus jaroshevitschi* Zhur., а вид *Alataucyathus vershkovskajae* Zhur. – только в Монголии. Сложившаяся, по-видимому, благоприятная климатическая обстановка в монгольском бассейне способствовала появлению в атдабана и развитию в ботоме боль-

шой группы видов-эндемиков, таких как *Tumulocyathus exiguous* Voron., *T. floridus* Voron., *Tumulocyathus tayshiricus* Voron., *Tumulocyathus debilis* A. Zhur., *Borocyathus khairkhanicus* Voron., *Plicocyathus stellatus* (Voron.).

В районах Кузнецкого Алатау, Батеневского кряжа и Восточных Саян в ботомском веке также появляются свои эндемичные виды. Для Кузнецкого Алатау это виды *Kolbicyathus kolbiensis* Zhur., *Isiticyathus picnoseptatus* (Vojar.), *Pappilocyathus vacuus* Roz., впрочем, последний встречается и в Восточных Саянах. Для Батеневского кряжа это вид *Sajanolynthus desideratus* Vol. et Kash., также распространенный и в Восточных Саянах. Только для Восточных Саян характерны виды *Asterotumulus receptori* Kash. и *Torosocyathus villosus* Kash.. Широкое распространение в Алтае-Саянских бассейнах получает вид *Plicocyathus admirabilis* (Vol.) (Батеневский кряж, Восточные и Западные Саяны). Вид *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur. также характерен для большинства Алтае-Саянских бассейнов, но присутствие этого вида и вида *Geocyathus botomaensis* Zhur. в бассейнах Кузнецкого Алатау и среднего течения р. Лены указывает на то, что Алтае-Саянские бассейны не были полностью изолированными от Сибирского и в ботомское время.

В раннеботомское время предполагается продолжение связи между Сибирским и Шевлинским бассейнами, точнее, той частью Сибирского бассейна, к которой приурочены разрезы среднего течения р. Лены. Это и понятно, ведь они продолжали оставаться, по всей видимости, в зоне действия палеотечения, идущего вдоль зоны обрамления Алданского щита (рис. 5).

Согласно выводам Г.В. Беляевой [4], в раннеботомское время миграция археоциат из Восточного Саяна в Джагдинский бассейн осуществлялась через Забайкалье и Западное Приамурье. Характерный для Восточного Саяна раннеатдабанский вид *Kaltatocyathus ignorabilis* Bel. встречается в Джагдинском бассейне только в раннем ботоме. Предполагалось, что в ботомском веке на территории, пограничной с Тувой и северо-западной Монголией, расходились миграционные пути археоциат: первый путь – северо-восточный – через Северную Монголию, Забайкалье в Западное Приамурье, второй – через Южную Монголию, Китай в Приморье. Этому выводу, по мнению Г.В. Беляевой [3], не противоречит факт появления в Приморье в конце ботомского века таких видов, как *Tumulocyathus raroseptatus* Osad., *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur., *Fransuasaecyathus elegans* Okun.,

распространенных несколько ранее в бассейнах Алтае-Саянской области.

Однако, если обратиться к схеме расположения континентальных блоков в этот временной интервал (рис. 5), то можно видеть, что миграция археоциат из бассейна Восточного Саяна в Джагдинский бассейн могла продолжать осуществляться и напрямую (как это уже указывалось нами в разделах для нижнего и верхнего атдабана), чему способствовало сохранение близкого соседства Сибирского и Северо-Американского кратонов, к которым соответственно принадлежали эти бассейны, образуя единую провинцию. Но уже в верхнем ботоме комплексы археоциат Джагдинского бассейна приобретут специфические особенности, которые позволят окончательно отнести Джагдинский бассейн к так называемой Кордильерско-Коряжской биогеографической провинции [27]. Для Джагдинского бассейна характерно присутствие вида-эндемика *Kaltatocyathus rigidus* Bel. Бассейны же Приморья, Монголии, Забайкалья, Приамурья, Северного Китая, а также и Австралии образовывали другую единую провинцию, изолированную от предыдущей Сибирским кратоном и расположенную на небольшом удалении от Пангеи, большая часть которой еще не была подвержена дроблению, хотя также перемещалась относительно своих уже отколовшихся блоков.

В ботоме становится все меньше отличий в комплексах тумуловых археоциат в Алтае-Саянских бассейнах. Общими являются виды *Tumuliolynthus tubexternus* Vol., *Tumuliolynthus musatovi* (Zhur.), *Plicocyathus admirabilis* (Vol.), *Saianolynthus desideratus* Vol. et Kash., *Pappilocyathus vacuus* Roz., *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur.

Собственно, ботомским веком заканчивается расселение тумуловых археоциат в бассейнах раннего кембрия. В тойонском веке численность и разнообразие археоциат существенно сокращается, и уже к началу среднего кембрия происходит полное вымирание археоциат.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, можно предположить, что к раннему кембрию началось постепенное откалывание больших континентальных блоков от древнего суперконтинента Пангеи. При перемещениях и разворотах блоков относительно друг друга образовывались более или менее обособленные водоемы, дном которых служили континентальные окраины этих блоков. В первом бассейне сначала формировались рифовые образования, фиксируемые ныне в среднем течении р. Лены, на северо-западе Сибирской платформы, в

Приморье. Затем он расширился и разделился на две части. Одна часть представляла собой обширную область, в которую входили палеобассейны Алтае-Саян, Приморья, Северного Китая, Восточного и Западного Забайкалья, Монголии (и далее, возможно, Австралии, которая отделилась от Пангеи позже). Другая часть включала палеобассейны среднего течения р. Лены, Шевлинской зоны и области обрамления Анабарского щита (северо-запад Сибирской платформы, Анабар и Верхоянье). Второй бассейн образовался благодаря близкому расположению Сибирского и Северо-Американского кратонов. Северо-Американский кратон, судя по динамике, мог одним из первых отделиться от Пангеи. Вслед за ним "потянулся" и Сибирский блок. На стыке континентальных окраин этих блоков нашли свое прибежище археоциаты Алтае-Саянской ассоциации (район Кузнецкого Алатау) и Джагдинского моря. Последнее, по-видимому, принадлежало к континентальной окраине Северо-Американского кратона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы очень признательны д.г.-м.н. И.Т. Журавлевой (ИГНГ СО РАН) и к.г.-м.н. Г.В. Беляевой (ДВГИ ДВО РАН) за любезно предоставленный большой фактический материал. Их коллекции археоциат, а также опыт исследований оказали неоценимую помощь в нашей работе. Особую благодарность авторы выражают Г.В. Беляевой и д. г.-м. н. Ю.Д. Захарову (ДВГИ ДВО РАН) за критические замечания к рукописи.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО РАН № 06-III-A-08-316.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляева Г.В., Лучинина В.А., Назаров Б.Б. и др. Кембрийская фауна и флора хребта Джагды. М.: Наука, 1975. 208 с.
- Беляева Г.В., Кашина Л.Н. О возможных связях Саяно-Алтайского бассейна с Западным Приамурьем в раннем кембрии (по археоциатам) // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М., 1983. С. 65-80.
- Беляева Г.В. Биogeография раннего кембрия Дальнего Востока // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 92-109.
- Беляева Г.В. Кембрий Востока СССР. Стратиграфия. М.: Наука, 1988. 136 с.
- Беляева Г.В., Е. Тянь, Юань Кесин, Сюй Аньдун. Нижний кембрий севера платформы Янцзы: расчленение и корреляция по археоциатам с разрезами юго-восточной России / Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 48-59.
- Беляева Г.В. Архециаты // Атлас фауны и флоры палеозоя мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. С. 10-26.
- Воронин Ю.М., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В. и др. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-Гол, МНР). М.: Наука, 1982. 150 с. (Тр. Сов-Монгол. экспедиции. Вып. 18).
- Дебрэнн Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю. Правильные археоциаты. М.: Наука, 1989. 196 с. (Тр. ПИН АН СССР. Т. 233).
- Журавлева И.Т., Конюшков В.И., Розанов А.Ю. Архециаты Сибири. Двустенные археоциаты. М.: Наука, 1964. 132 с.
- Журавлева И.Т. Биogeография и геохронология раннего кембрия по археоциатам // Проблемы палеонтологии: Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1968. С. 33-44.
- Журавлева И.Т. Биология археоциат // Этюды по биостратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 107-124. (Тр. ИГИГ СО АН СССР. Вып. 276).
- Журавлева И.Т., Елкина В.Н. Архециаты Сибири: Эмфиллоидные археоциаты. М.: Наука, 1974. 167 с. (Тр. ИГИГ СО АН СССР. Вып. 230)
- Журавлева И.Т. Палеобиogeография раннего кембрия // Палеонтология, палеобиogeография и мобилизм: Тр. Всесоюз. палеонтол. о-ва, XXI сес. Магадан: Кн. изд-во, 1981. С. 43-52.
- Окунева О.Г., Осадчая Д.В. Комплексы археоциат раннего кембрия Тувы и Приморья и их биостратиграфическое распространение // Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972. С. 110-123.
- Окунева О.Г., Репина Л.Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с.
- Осадчая Д.В., Кашина Л.Н., Журавлева И.Т. и др. Стратиграфия и археоциаты нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1979. 216 с.
- Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В. и др. Палеобиogeографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.19-31.
- Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. С. 113-146
- Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиogeографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 5-17. (Тр. ИГИГ СО АН СССР. Вып. 628).
- Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 241).
- Розанов А.Ю. Палеogeография и палеобиogeография раннего кембрия // Вестн. АН СССР, 1985. № 11. С. 78-92
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 271-289. (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).
- Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой.

- М.: Недра, 1975. 184 с.
24. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.
25. Ehiro M. Origins and drift histories of some microcontinents distributed in the eastern margin of Asian Continent // Earth Science. 2001. V. 55. P. 71–81.
26. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists. 1994. Memoir 17. P. 1–47.
27. Khanchuk A.I., Belyaeva G.V. Relationship between the terranes of Paleasian and Paleopacific oceans in the Far East, Russia // Report No. 4 of the Project 283: Geodynamic evolution of Paleasian ocean / Dobretsov N.L. and Berzin N.A. (eds). 1993. Novosibirsk. P. 84–86.

Поступила в редакцию 20 января 2006 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

L.G. Bondarenko, I.V. Kemkin

Presumed migration ways of tumulus archaeocyatheans of Siberia and the Far East (in the light of plate tectonics evidence)

The paper presents data obtained from a comparative study of tumulus archaeocyathean complexes. A new scheme of their migration is proposed. Two rather isolated paleobasins are suggested to occur in Cambrian time on each side of the Siberian craton. They were surrounded by the continental margins of the blocks that had been separated from ancient Pangea and moved relative to each other. These movements contributed to dispersal of archaeocyatheans from the place of their origin (Siberian paleobasin) to the nearby continental margins, which are currently wide apart from each other.

Key words: archaeocyatheans, migration, plate tectonics, paleoreconstructions, Early Cambrian, Siberia, the Far East.

ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ МААСТРИХТ-ДАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕЯ-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА, РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

*Ш. Сузуки**, *А. Р. Аиураф***, *Х. Окада****

**Департамент наук о Земле, Университет Окаяма, г. Окаяма, Япония*

***Институт геонаук, Университет Тюбинген, г. Тюбинген, Германия*

****Ёшидзука, Наката-ку, г. Фукуока, Япония*

Дан анализ осадочных фаций цагаянской свиты, распространенных в восточной части Зeya-Буреинского бассейна. Свита имеет маастрихт-датский возраст и характеризуется цикличной последовательностью с уменьшением размера зерен снизу вверх. Целью данной работы является анализ изменения обстановок на границе мела и палеогена. Установлено пять фаций: фация А – мощная, латерально протяженная толща грубо-среднезернистых песчаников, интерпретируемая как русловые отложения; фация Б – параллельно-слоистые и массивные аргиллиты, рассматриваемые как межканальные озерные и пойменные отложения; фация В – средне-мелкозернистые песчаники, рассматриваемые как отложения пойменного конуса выноса; фация Г – уголь и углистые аргиллиты, интерпретируемые как отложения торфяных болот; фация Д – очень плохо сортированные песчаные аргиллиты, рассматриваемые как дебризные отложения. Сделан вывод о существовании флювиальных обстановок в условиях слабо расчлененного рельефа. Русло транспортировало большие объемы кластического материала. Рядом существовал пойменный бассейн с межрусловыми озерами и торфяниками. Каких-либо заметных изменений осадочных обстановок в цагаянской свите не отмечено (включая границу мела и палеогена). Тем не менее, были установлены два слоя дебритов. Первый – в самой верхней части нижнецагаянской подсвиты – содержит ископаемые остатки динозавров. Второй слой наблюдался в верхнецагаянской подсвите.

Ключевые слова: флювиальные отложения, осадочные фации, цагаянская свита, Зeya-Буреинский бассейн, граница мела и палеогена, бассейн р. Амур.

ВВЕДЕНИЕ

Хорошо обнаженные разрезы маастрихт-датских отложений в районе г. Цзянь (правый берег р. Амур) широко развиты в бассейне р. Амур (Хэйлунцзян). В 2002 г. в Китае проводились работы в рамках Международного научно-исследовательского проекта “Меловая биота на границе мела и палеогена в бассейне р. Хэйлунцзян (Амур)” под руководством проф. Г. Сун из Цзилиньского Университета Китая при участии зарубежных ученых. До сих пор в этом районе не зафиксировано никаких катастрофических событий, таких как удары внеземных тел [12]. Требовался более детальный анализ палеообстановки в мел-палеогеновый период, чтобы понять причины массового вымирания на границе мела и палеогена.

Вторая международная полевая экспедиция по проекту была проведена в восточной части Зeya-Буре-

инского бассейна в августе 2003 г. с целью изучить осадочные фации маастрихт-датских отложений. Задачей данной статьи является реконструкция палеообстановки формирования этих отложений на границе мела и палеогена на левобережье р. Амур.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗЕЯ-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА

Исследуемый район расположен между поселками Райчихинск и Кундур. Расстояние от участка Байшаньюто, Китай, составляет всего 50 км [12]. Геологическое строение Зeya-Буреинского бассейна изучалось ранее с целью разведки запасов угля, нефти и газа. Бассейн сложен верхнеюрскими–нижнепалеогеновыми отложениями [11].

Нами были проанализированы 4 детально изученных разреза: Кундурский разрез, разрез горы Плоской, Архара-Богучанский карьер и Пионерский

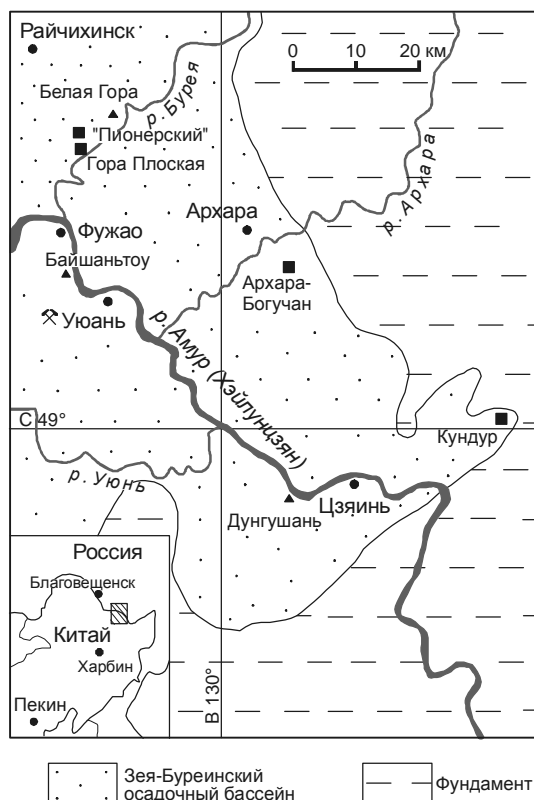


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

разрез (рис. 1). За исключением нижней части кундурского разреза (кундурская свита кампанского возраста), изученные разрезы представлены цагаянской свитой. Свита сложена песчаниками, аргиллитами, углем и незначительным количеством кислых туфов. Цагаянская свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (рис. 2). Граница мела и палеогена соответствует границе между верхней и средней подсвитами цагаянской свиты [5, 6]. В нижней подсвите цагаянской свиты обнаружены кости динозавров, а во многих горизонтах свиты собраны ископаемые остатки растений [5, 6, 8, 9].

ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ ЦАГАЯНСКОЙ СВИТЫ

Цагаянская свита характеризуется циклами, в пределах которых гранулометрический состав уменьшается снизу вверх. Они начинаются с грубо-среднезернистых песчаников и заканчиваются аргиллитами с прослоями песчаников, аргиллитами и углями. Подобные циклы характерны для флювиальных отложений [1, 7, 13]. Наличие флювиальной обстановки подтверждается ископаемыми остатками динозавров и характером ископаемых растений. Выделены следующие 5 литофаций (А–Д).

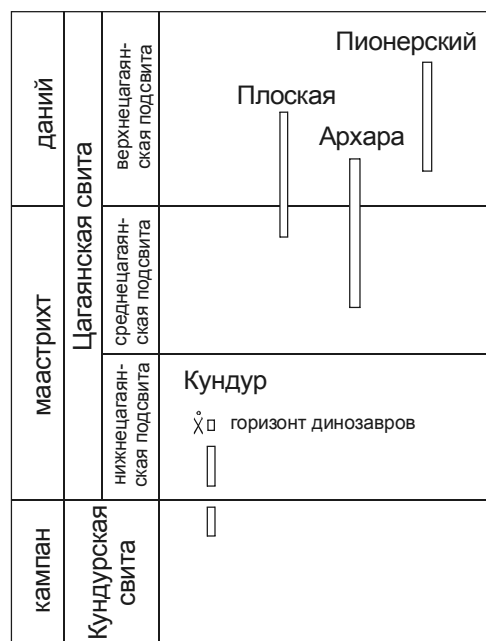


Рис. 2. Корреляция изученных разрезов

Фация А: “Грубо-среднезернистые песчаники”

Она включает слоистые и массивные грубо- и среднезернистые песчаники. Некоторые слои образованы гравийными и грубозернистыми песчаниками, хорошо сортированными. Обычно отмечается крупная и средняя косая слоистость табулярных, клинообразных и троговых серий (рис. 3-1). Типичны также планарные слои с параллельной слоистостью. Мощность этих пачек составляет от 4 до 8 м. Основание пачек имеет резкий (эрозионный) контакт. Иногда в основании слоев наблюдается гравий. Фация А представляет собой флювиальные русловые отложения. Грубозернистый характер, крупная и средняя косая слоистость указывают на то, что каналы транспортировали большие объемы обломочного материала.

Фация Б: “Аргиллиты”

Цвет пород фации варьирует от желтовато-кремового, голубовато- и темно-серого до бурого. Обычны также белесые слои туфогенных пород. Желтовато-кремовые аргиллиты бесструктурные. Хорошо развита параллельная сланцеватость или параллельная слоистость. Параллельная слоистость образована чередованием различно окрашенных илистых слоек или чередованием слоев алеврита и глины (рис. 3-2). Иногда в аргиллитах отмечаются маломощные слои мелкозернистого песчаника (око-

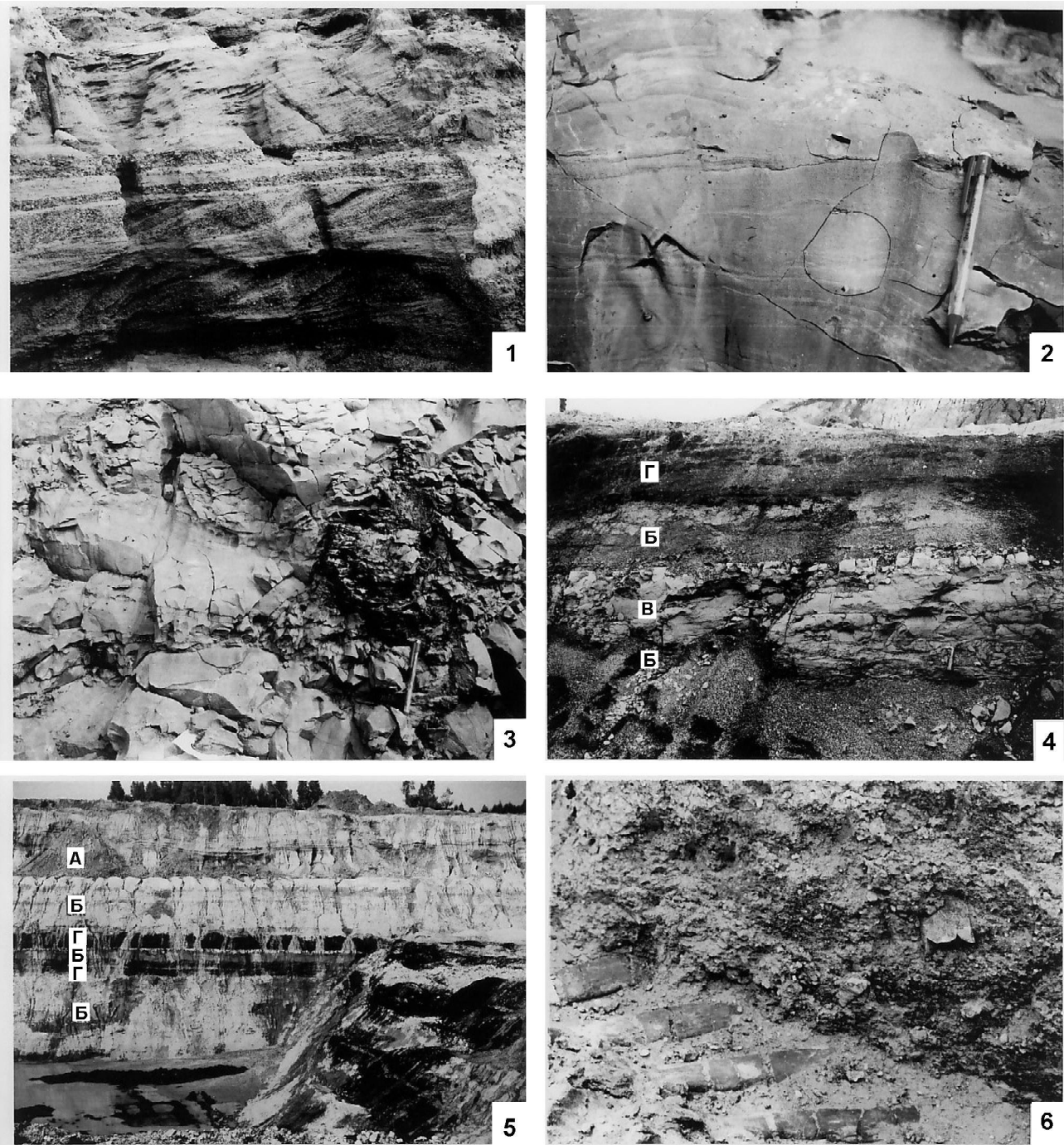


Рис. 3. Характерные черты осадконакопления цагайской свиты.

Фото 1. Грубозернистый песчаник. Косо- и параллельнослоистые серии. Видны прослои гравия и мелкой гальки. Разрез Пионерский. Фото 2. Параллельнослоистый аргиллит. Архара-Богучанский разрез. Фото 3. Параллельнослоистый аргиллит с углефицированным стволом дерева. Архара-Богучанский разрез. Фото 4. Слой средне-мелкозернистого песчаника (В) среди аргиллитов (Б). Слой песчаника сортирован с обратной градацией зерен, имеет резкую верхнюю границу. Отпечатки корня продолжают в угольном слое (Г). Разрез Пионерский. Фото 5. Общий вид Архара-Богучанского карьера. Буквы А, Б и Г означают коды фаций. Глубина карьера около 25 м. Фото 6. Очень плохо сортированный песчаный аргиллит. Скелеты динозавров откопаны. Площадь обследования составляет 30 см × 50 см. Кундурский разрез.

ло 1 см). Параллельнослоистые бурые аргиллиты содержат большое количество растительных остатков. В некоторых слоях сохраняются обугленные корни.

Предполагается, что фация Б отложилась в пойменной, паводковой и озерной обстановке. Параллельная слоистость указывает на озерную обстановку. Остатки корней, присутствие бесструктурных желтовато-кремовых выветрелых образований (предполагается, что это палеопочва) подтверждают, что породы формировались в субаэральной обстановке.

Фация В: “Средне-мелкозернистые песчаники”

Фация В обычно ассоциирует с фацией Б, образуя параллельнослоистые прослои песчаников мощностью от 20 см до 1 м (рис. 3–4) среди слоев фации Б. В некоторых слоях наблюдается тонкая косая и параллельная слоистость. Степень сортированности средняя. Отдельные слои песчаников имеют алевритовую примесь и плохую сортированность. Часто наблюдаются слои, в которых отмечается погрубение кластического материала снизу вверх, они имеют резко выраженную верхнюю границу.

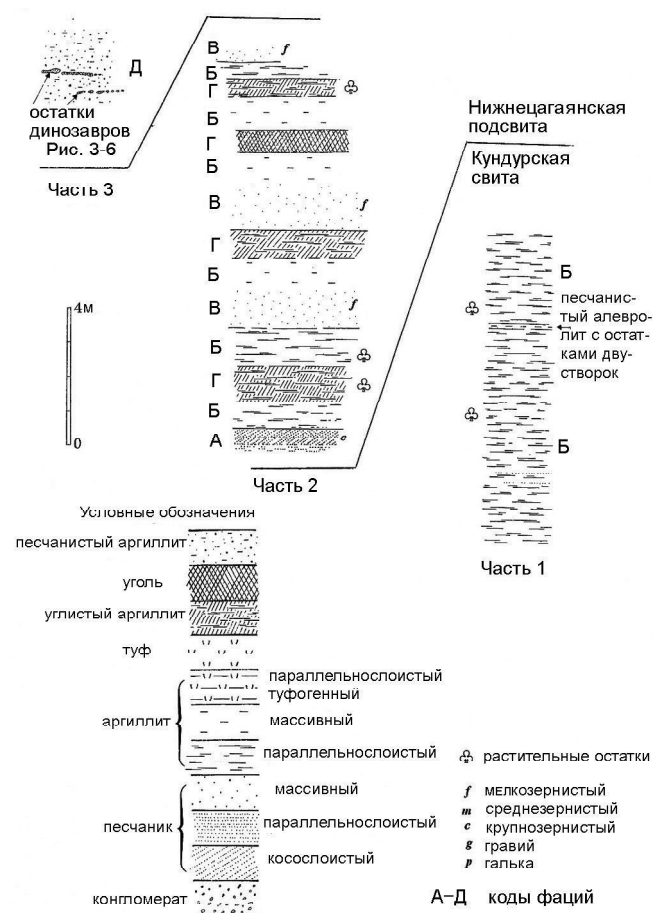


Рис. 4. Кундурский разрез.

Предполагается, что слои фации В являются отложениями пойменного конуса выноса.

Фация Г: “Уголь и углистые аргиллиты”

Фация Г включает бесструктурный твердый черный уголь и параллельнослоистые темно-бурые углистые аргиллиты. Мощность фации не превышает 1,5 м, залегает она обычно выше фации Б (рис. 3-4 и 3-5). Иногда среди угольных слоев отмечаются протяженные слои мелкозернистых песчаников мощностью до 1 см.

Фация Г формировалась в маршевой или болотной обстановке окраинной части озера.

Фация Д: “Песчанистые аргиллиты”

Фация Д имеет весьма ограниченное распространение и представлена только в двух слоях изученных разрезов. Из этой фации очень плохо сортированных песчанистых аргиллитов собраны остатки динозавров (рис. 3–6). Песчаные обломки сложены гранитами и риолитами, также встречаются грубозернистые гравийные обломки угловатой формы. Основная масса породы состоит из зеленовато-серого алевритистого ила.

Фация Д интерпретируется как отложения дебризных потоков, о чем свидетельствует плохая сортированность осадков.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Кундурский разрез

Этот разрез охватывает кундурскую свиту и нижнецагаянскую подсвиту и состоит из трех частей (1, 2 и 3 на рис. 4). Часть 1 (рис. 4) – верхи кундурской свиты – включает мощные отложения фации Б. В слое песчанистого алеврита отмечаются остатки небольших двустворок. Отмечается также маломощный слой (1 см) мелкозернистого песчаника. Аргиллиты с хорошо развитой параллельной слоистостью мощностью более 9 м свидетельствуют о том, что эта толща отложилась в озере.

Часть 2 на рис. 4 представляет нижнецагаянскую подсвиту и состоит из фаций А, Б, В и Г. В ней установлен один сложный цикл седиментации с общей тенденцией уменьшения размера зерен снизу вверх. Фация А интерпретируется как грубозернистые русловые отложения, которые занимают нижнюю часть последовательности с уменьшением размера зерен снизу вверх. Чередующиеся слои фаций Б, В и Г указывают на чередование осадочных обстановок флювиальной равнины, марша и маршевого озера. Мощность фации В достигает 1 м. Предполагается, что этот слой представляет собой пойменный конус выноса.

Часть 3 на рис. 4 также относится к нижнецагаганской подсвете и состоит из отложений дебризных потоков мощностью более 2 м. Обломки состоят из угловатых фрагментов гранитов и риолитов. В этих слоях сохранился почти полный скелет позвоночника динозавра из семейства гадрозавров, что свидетельствует об очень высокой скорости седиментации.

Разрез горы Плоской

В этом разрезе наблюдается один полный цикл с уменьшением размера зерен снизу вверх. Основание цикла служит границей между верхне- и среднецагаганской подсветами – предполагаемой границы мела и палеогена (рис. 5). В основании цикла залегает гравийно-галечный слой. Отложения русловой фации А имеют массивную и косослоистую структуру. Троговая косая слоистость также характерна. Мощность слоя русловых отложений варьирует от 4 до 8 м. Направление падения слоев косослоистой серии восточно-юго-восточное. Перекрывает этот слой пойменный алевритистый аргиллит с большим количеством растительных остатков.

Пойменные отложения (фация Б) среднецагаганской подсветы характеризуются большим разнообразием параллельнослоистых и массивных слоев с характерными оранжевыми включениями, представляющими собой выветрелые отпечатки корней. Пойменная обстановка менялась на субаквальную. Иногда происходило полное осушение. Туфовый слой на

границе фаций Б и Г (рис. 5) представлен риолитовым стекловатым туфом.

Архара-Богучанский разрез

Этот разрез наблюдался в Архара-Богучанском угольном карьере (рис. 3-5, б) и представлен среднецагаганской подсветой. Верхняя часть разреза в основном относится к верхнецагаганской подсвете. Предполагается, что граница мела и палеогена проходит в этом разрезе. Резкая эрозионная поверхность в основании фации А разделяет разрез на два осадочных цикла с уменьшением размера зерен снизу вверх. Песчаные отложения канала (фация А) характеризуются косой и параллельной слоистостью и образуют латерально выдержанные тела (более 100 м). Большая часть фации Б имеет хорошо развитую параллельную слоистость (рис. 3-2). Отмечаются углефицированные стволы деревьев, окруженные параллельнослоистыми аргиллитами (рис. 3-3). Для этой фации предполагается обстановка мелкого озера и

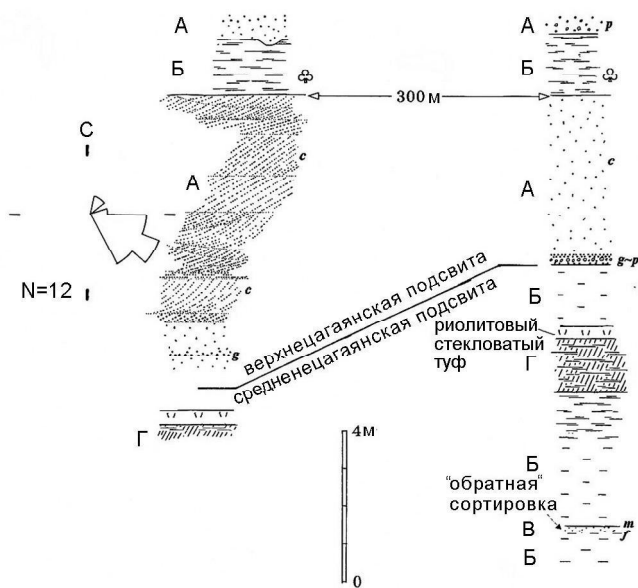


Рис. 5. Разрез горы Плоской. Роза – диаграмма направления палеопотока (N – число измерений).

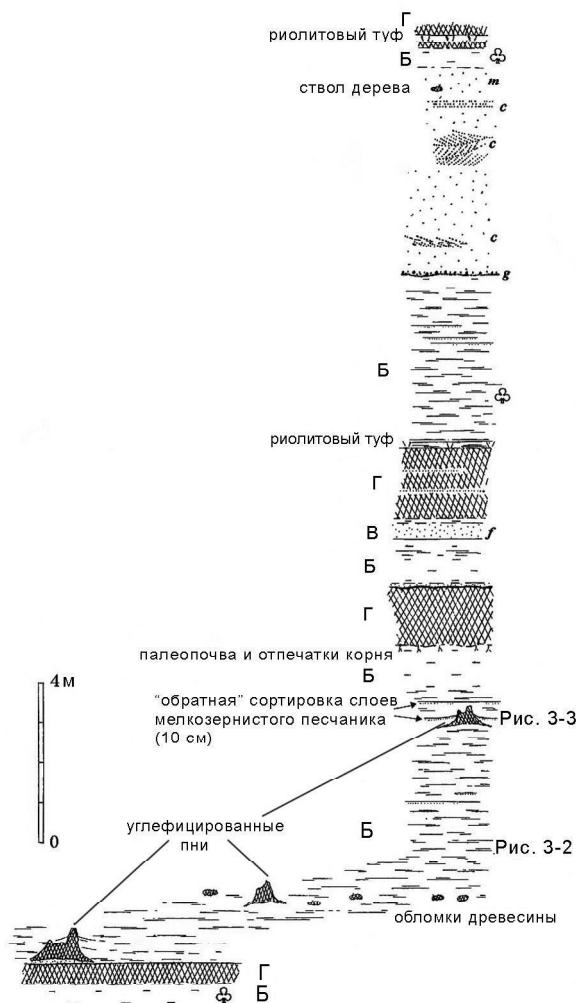


Рис. 6. Архара-Богучанский разрез.

поймы, поросшей лесом. Палеопочва с корешками, залегающая непосредственно ниже угольного слоя, указывает на поверхностную обстановку. Фация В и ее маломощные слои мелкозернистого песчаника с прямой градацией характеризуют пойменные отложения. В целом реконструирована флювиальная обстановка с дренированной поймой и озерами.

РАЗРЕЗ ПИОНЕРСКИЙ

Последовательности разреза Пионерский коррелируются с нижней частью верхнецагаганской подсвиты. Отмечается характерный цикл с прямой градацией. Цикл состоит (снизу вверх) из слоев грубозернистого песчаника, слоев среднезернистого песчаника, чередования слоев песчаника и аргиллита и угольного слоя (рис. 7). Алевролитистый мелкозернистый песчаник образует вложенную структуру шириной от 1 до нескольких метров и глубиной 0.2–0.3 м в верхней части грубозернистой толщи песчаника. Предполагается, что эта структура прорезает косу в пониженной части. Очень плохо сортированный слой песчанистого аргиллита (фация Д) перекрывает толщу крупнозернистого песчаника. Передовые косые слои толщи указывают на восток-северо-восточное направление потока. Характерна обратная градация слоев фации В. Окада (1968) описал, что обратная градация является

обычной для флювиальных отложений и вызвана паводком.

ДИСКУССИЯ

Цагаганская свита характеризуется циклическими последовательностями с уменьшением размера зерен снизу вверх, что типично для флювиальных отложений [2]. Последовательности включают русловые (фация А) и пойменные отложения (фации Б, В, Г и Д).

Русловые песчаные слои со средней мощностью около 5 м образуют латерально протяженные тела. Уменьшение размеров зерен вверх по разрезу в вертикальной последовательности толщи слабо развито. Верхние границы толщ резкие. Русловый тип отложений считается русловыми донными отложениями по определению [4].

Пойменные отложения характеризуются переслаивающимися компонентами четырех фаций. Реконструирована горизонтальная поверхность с низким рельефом. Доминирующие параллельнослоистые аргиллиты свидетельствуют, что пойменные бассейны плоских и слабо дренированных низин (в основном межруслове озера) были широко распространены. Представляется, что дренированная пойма образовалась на поверхности пойменного песчаного конуса. В переходной зоне между русловыми и пойменными фациями были широко развиты торфяники. Как это имеет место в подобных хорошо изученных обстановках [3].

В переходный период от маастрихта к данию заметных изменений обстановок осадконакопления не наблюдалось. Циклы формирования последовательностей с уменьшением размера зерен снизу вверх не прерывались. Тем не менее, было отмечено два эпизода формирования отложений дебризных потоков. Первый слой залегает в самой верхней части нижнецагаганской подсвиты и содержит остатки динозавров. Другой слой встречен в верхнецагаганской подсвите. Для уточнения влияния этого грязекаменного потока на вымирание динозавров необходимы дальнейшие совместные исследования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы сердечно благодарим проф. В.С. Маркевич и докт. Е.В. Бугдаеву за оказанную помощь в ходе полевых работ в России. Мы также благодарны NSFC Proj. 30220130698 за предоставленную возможность публикации данной статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Allen J. R. L. Henry Clifton Sorby and the sedimentary structure of sands and sandstones in relation to flow conditions // Geol. Mijnbouw. 1963. V. 42. P. 223–228.

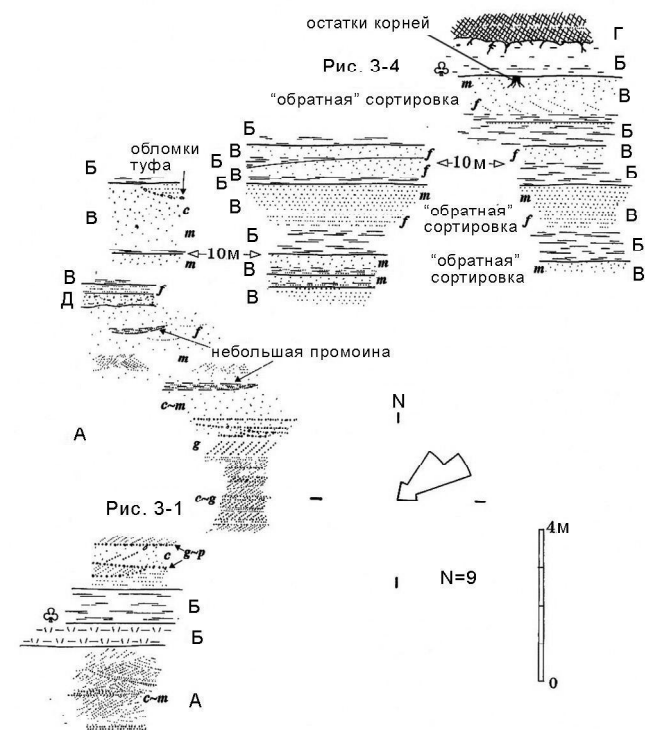


Рис. 7. Разрез площади "Пионерская", Роза – диаграмма направления палеопотока (N – число измерений).

2. Allen J. R. L. Fining-upwards cycles in alluvial successions // *Liverpool Manchester Geol J.* 1965. 4. P. 229–246.
3. Diessel CFK. Coal-bearing depositional systems. New-York: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1992. 721.
4. Galloway W. E. Catahoula Formation of the Texas coastal plain: depositional systems, composition, structural development, ground water flow, history and uranium distribution // *Bur Econ Austin: Texas University*, 1977. (87). P. 59.
5. Kamaeva A. M. Stratigraphy and flora of the Cretaceous-Paleogene transition Zeya-Bureya Basin. Khabarovsk: Amur KNII, 1990. 66. (in Russian)
6. Kamaeva A. M. New data on the Late Cretaceous-Paleogene stratigraphy, the Zeya-Bureinskaya Basin // *Precambrian-Phanerozoic Stratigraphy in Trans-Baikal Region and Southern Far East Khabarovsk, Russia.* 1990b. P. 254–255.
7. Miall A. D. Cyclicity and the facies model concept in geology // *Bull. Can. Petrol. Geol.* 1980. 28. P. 59–80.
8. Markevich V. S., Bugdaeva E. V. Flora and correlation of layers with dinosaur fossil remains in the Russian Far East // *Geol. Pacific Ocean.* 1999. 14: P. 777–990.
9. Markevich V. S., Bugdaeva E. V. The Maastrichtian flora and dinosaurs of the Russian Far East // *Goodman D K C larke R T. Proceedings of the DC International Palynological Congress, Houston, Texas, U.S.A., 1996. 2001.* P. 139–148.
10. Okada H. Inverted grading in gravels and conglomerates // *Jour. Geol. Soc. Japan*, 1968. 74. P. 589–595 (in Japanese with English abstract).
11. Sorokin A P, Khudyakov G. I. Specific features of Mesozoic and Cenozoic sedimentation in the Amuro-Zeyskaya-Basin // *Geomorphostructure of the Far East, Vladivostok, USSR.* 1978. P. 12–34 (in Russian).
12. Sun G, Akhmetiev M, Dong Z. M, Ashraf A. R, Sun Y. W, Bugdaeva E. V, Dilcher D. L, Golovneva L, Harding I, Johnson K, Kenzina T, Kodrul T, Lu J. S, Markevich V. S, Nishida H, Okada H., Park S. O, Sun C. L, Xiong X. Z, Xing Y. L, Zhou Z. L. In search of the Cretaceous-Tertiary Boundary in Heilongjiang River area of China // *J. Geosci. Res. NE Asia.* 2002. 5(2). P. 105–113.
13. Walker A. G. Facies models. Newfoundland Geological Association of Canada. New York: St. John's. 1979. P. 1–35.

Поступила в редакцию 10 ноября 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Sh. Suzuki, A.R. Ashraf, H. Okada

Sedimentary facies of Maastrichtian to Danian deposits in Amur River area, Russian Far East

Sedimentary facies of the Tsagayan Formation distributed in the eastern Zeya-Bureya Basin has been analyzed. The formation of the Maastrichtian to Danian deposits is characterized by the cyclicity of the fining-upwards successions. Analysis of environmental changes during the K/T boundary is the focus of this study. Five facies have been identified: Facies A, thick and laterally extensive coarse-grained to medium-grained sandstone units, interpreted as channelfill deposits; Facies B, parallel-laminated to massive mudstone units interpreted as interchannel lakes and flood plain deposits; Facies C, sheet-like medium-grained to fine-grained sandstones interpreted as crevasse splay deposits; Facies D, coal to coaly mudstone beds interpreted as deposits of peatlands; Facies E, very poorly sorted sandy mudstone beds interpreted as debris flow deposits. Fluvial environments with the low-relief flat topography was inferred, A channel transported large volumes of clasts, and a flood basin with interchannel lakes and peatlands was deciphered. Any distinct change of sedimentary environments has not been identified throughout the Tsagayan Formation (including the K/T boundary). However, two beds of debris flow deposits were identified. The one occurs at the uppermost part of the lower Tsagayan Subformation and contains dinosaur fossils. The other is intercalated in the upper Tsagayan Subformation.

Key words: fluvial deposits, Tsagayan Formation, Zeya-Bureya Basin, K/T boundary, Amur River area.

**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ
(ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

*А.М. Короткий**, *Т.А. Гребенникова**, *Л.П. Караулова***, *Л.М. Мохова**

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

***П/О “Приморгеология”, г. Владивосток*

В северо-западном секторе Японского моря изучены морские террасы высотой 6–8, 8–10 и 12–15 метров. Их образование сопоставляется с тремя фазами ресс-вюрмской (сангамонской) трансгрессии, во время которой уровень моря превышал современный на 8–10 м. Термолюминесцентные даты, спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы из отложений этих террас позволяют сопоставить трансгрессию со стадией 5е и последним эпизодом стадии 5с. Широкое распространение морских осадков с теплыми, умеренно-холодными и холодными комплексами биофоссилий доказывает длительное развитие трансгрессии с незначительными колебаниями уровня моря. Для каждой из террас приведено обоснование возраста, выявлены климатические и ландшафтные условия развития трансгрессии, определены литолого-фациальные характеристики морских отложений террас. В разрезах 6–8-метровой террасы, соответствующей третьей фазе трансгрессии, установлены разнообразные дислокации, связанные с многолетней или мощной сезонной мерзлотой.

Ключевые слова: морские террасы, гляциоэвстатическая трансгрессия, ресс-вюрм, спорово-пыльцевой комплекс, макрофауна, микрофауна, диатомеи, климатические фазы, Восточное Приморье, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что в прибрежной зоне северо-западного сектора Японского моря в рельефе выражены 12–15, 8–10, 6–8-метровые террасы. Их образование отдельные исследователи связывают с тектоническими поднятиями побережья [1, 16, 18, 23, 29 и др.]. Чаще всего образование этого ряда террас объясняется ритмикой колебаний уровня Японского моря в ресс-вюрме, которому соответствует максимальная для этой акватории гляциоэвстатическая трансгрессия [6, 17, 20, 25, 26 и др.]. Изучение этих террас затрудняется тем, что большинство разрезов Восточного Приморья, особенно на абразионных участках побережий, либо уничтожено неоднократными колебаниями уровня Японского моря, либо погребено под толщей пролювиально-склоновых отложений [13, 21].

Новые данные о ритмике и условиях развития ресс-вюрмской трансгрессии получены при изучении морских террас побережья Японского моря на участке м. Туманный–м. Золотой. К числу разрезов, наиболее полно изученных комплексом методов, от-

носятся морские террасы высотой 12–15, 8–10, 6–8 метров в бухтах Заря и Кит, устьях рек Милоградовка, Зеркальная, Кема, Венюковка, Вторая Самарга, Буй и др. (рис. 1). Частично были изучены террасы в бухтах Белая Скала и Валентин, на м. Низменный, в устье р. Аввакумовки, вблизи оз. Круглого, в бухте Удобной, устьях рек Таежная, Малая Кема, Пещерная, Утесная, Амгу, Севастьяновская, Максимова, Кюма, Единка, Кипрейная, Нельма и др.

Определение и возрастной анализ спорово-пыльцевых комплексов выполнен Л.П. Карауловой, И.Г. Гвоздевой, (Приморгеология), Л.М. Моховой (ТИГ ДВО РАН). Изучение диатомей проведено Е.И. Царько (Примгеология), Т. А. Гребенниковой и В.С. Пушкарем (ТИГ ДВО РАН), макрофауны – А.М. Лебедевым, В.В. Жариковым (ТИГ ДВО РАН), микрофауны – Е.Д. Ивановой (ТИГ ДВО РАН). Определение остаточной намагниченности отложений террас произведено Р.И. Ремизовским (СВКНИИ ДВО АН СССР) и Е.И. Вириной (МГУ). Датирование отложений термолюминесцентным методом (ТЛ) выполнено в ИГН АН УССР (В.Н. Морозов) и МГУ (О.А. Куликов).

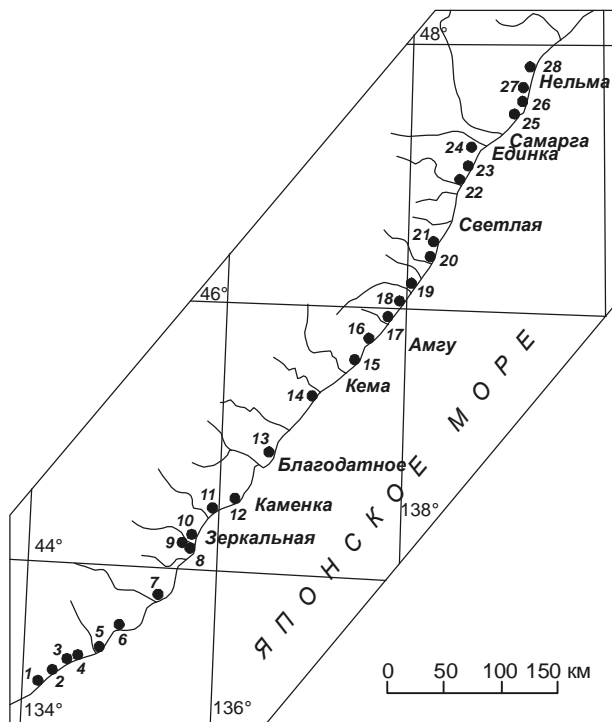


Рис. 1. Схема размещения разрезов позднечетвертичных (рисс-вюрм) морских террас в прибрежной зоне Восточного Приморья (Японское море).

1 – оз. Заря (43° 08' 25" с.ш., 134° 09' в.д.); 2 – бух. Кит (43° 02' 35" с.ш., 134° 10' 15" в.д.); 3–4 – Валентин – перешеек (43° 06' 40" с.ш., 134° 18' в.д.); 5 – бух. Черноручье (Таухе) (43° 10' 30" с.ш., 134° 27' в.д.); 6 – бух. Белая скала (43° 14' с.ш., 134° 33' в.д.); 7 – бух. Милоградовка (Прямая) (43° 18' 05" с.ш., 134° 41' 15" в.д.); 8–10 – бух. Зеркальная – 7 разрезов (44° 10' с.ш., 135° 38' в.д.); 11 – бух. Лидовка (44° 24' 45" с.ш., 135° 53' 10" в.д.); 12 – бух. Каменка (44° 26' 50" с.ш., 135° 59' 30" в.д.); 13 – бух. Удобная (оз. Благодатное) – 2 разреза (44° 56' с.ш., 135° 59' 30" в.д.); 14 – р. Таежная (45° 18' 05" с.ш., 136° 58' 50" в.д.); 15 – бух. Штормовая (р. Тихий) (45° 29' 40" с.ш., 137° 13' 50" в.д.); 16 – бух. Утесная – 3 разреза (45° 40' 50" с.ш., 137° 29' 30" в.д.); 17 – бух. Амгу – 2 разреза (45° 51' с.ш., 137° 42' 25" в.д.); 18 – бух. Сайон (р. Севастьяновская) (45° 56' 26" с.ш., 137° 46' в.д.); 19 – бух. Максимовка – 2 разреза (46° 6' 40" с.ш., 137° 56' 20" в.д.); 20 – бух. Кузнецова – 2 разреза (46° 17' 05" с.ш., 138° 07' в.д.); 21 – устье р. Алента (46° 18' 15" с.ш., 138° 08' 15" в.д.); 22 – устье р. Кюма (46° 56' 25" с.ш., 138° 29' в.д.); 23 – устье р. Венюковка (Ахобе) (47° с.ш., 138° 30' 50" в.д.); 24 – устье р. Единка (47° 09' с.ш., 138° 39' 40" в.д.); 25 – р. Вторая Самарга (47° 18' 40" с.ш., 138° 51' 30" в.д.); 26 – бух. Незаметная (р. Кипрейная) (47° 27' 40" с.ш., 139° 03' 30" в.д.); 27 – устье р. Буй (47° 34' с.ш., 139° 7' в.д.); 28 – устье р. Нельма (47° 39' с.ш., 139° 12' в.д.).

ОТЛОЖЕНИЯ МОРСКИХ ТЕРРАС ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

Бухты Заря и Кит. Эти бухты, слабо выраженные в современном рельефе, расположены на участке морского побережья между м. Туманным и бухтой Валентина (рис. 1, номера 1–2). Здесь в рельефе, помимо голоценовой террасы, хорошо выражены и более высокие морские уровни.

Бухта Заря. Комплексное изучение отложений (споры и пыльца, диатомеи и артефакты) 4–6-метровой морской террасы, отделяющей оз. Заря от морской акватории, показало, что этот уровень является останцом более древней морской террасы. В северном направлении поверхность террасы повышается до 8–10 м, что, вероятно, связано со слиянием в одну поверхность двух разновозрастных уровней.

Это предположение подтверждено результатами изучения спорово-пыльцевых комплексов из отложенной скважины в северной части обрамления оз. Заря на участке с абсолютной высотой места +7,5 м. Здесь, по данным В. К. Дедова, был вскрыт следующий разрез (сверху-вниз, в м):

- 1) 0,0–0,15 – гумусированный песок 0,15
- 2) 0,15–1,40 – песок мелкозернистый, слабглинистый, желтовато-серый с прослоем хорошо окатанного гравия в основании 0,25
- 3) 1,40–3,20 – переслаивание ожезненного грубозернистого песка, разнозернистого песка с линзами аркозового гравия 1,80
- 4) 3,20–3,60 – песок желтовато-серый, обильно насыщенный темноцветными минералами (магнетит) .0,40
- 5) 3,60–5,90 – валуны с галькой в глинистом ожезленном песке, редко – обломки раковин моллюсков (*Macra?*) 2,30
- 6) 5,90–6,20 – плотный глинистый темно-серый песок с плохоокатанными обломками гранитов 0,30
- 7) 6,20–7,10 – аркозово-глинистый песок с щебнем гранитов 0,90
- 8) 7,10 – 11,0 – умеренно-выветрелые граниты ... 4,0

В этом разрезе, по данным Л.П. Карауловой, из отложений слоя 2 получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором на фоне преобладания берез и ольхи отмечена в небольшом количестве пыльца широколиственных пород (*Quercus*), темнохвойных (*Picea*, *Abies*, *Pinus koraiensis*) в присутствии фригидных кустарников. Пыльцевой комплекс из слоя 6 соответствует формации елово-кедрово-широколиственных лесов с участием палеотипных сосен и широколиственных термофилов (*Quercus*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Fagus*). Накопление осадков происходило в лагуне с соленостью от 12 до 20 ‰, о чем свидетельствует, по данным Е. И. Царько, комплекс с диатомеями (*Campylodiscus echeneis* Ehr.– обильно, *Actinocyclus*

octonarius Ralfs). Характер смены спорово-пыльцевых комплексов позволил соотнести время накопления осадков террасы с одной из фаз ресс-вюрмской трансгрессии начала позднего плейстоцена. Подобная смена комплексов установлена в разрезах 6–8-метровой морской террасы в бухтах залива Петра Великого [25].

Бухта Кит. В южной части бухты Кит (в 2,8 км к югу от пос. Глазковка) вблизи древнего абразионного уступа выделены две морские террасы. Наиболее высокая из них (10–12 м) является абразионной платформой с маломощным покровом из окатанных глыб и валунов гранитов. В разрезе 6–8-метровой террасы, расположенной в устье небольшого ложка, за штормовым валом вскрыты отложения лагуны, заполнявшейся выносами небольшого ручья и с периодическим поступлением хорошо окатанного галечника и гравия за счет штормовых выбросов (рис. 2). В составе диатомей, обильно присутствующих в осадках террасы, наблюдается преобладание пресноводных видов (50%), среди которых доминирует *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehr. с участием *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim., достаточно большое количество солоноватоводных видов (*Navicula jarrensis* Grun., *N. peregrina* (Ehr.) Kuetz., *Caloneis formosa* (Greg.) Cl. и др.) и прибрежно-морского бентоса (*Diploneis smithii*

(Breb.) Cl., *Navicula maculata* Hust., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Paralia sulcata* Ehr. и др.).

Изучение спорово-пыльцевых комплексов позволило оценить характер изменения палеоландшафтов, сопряженных с флуктуациями климата.

1. Палинозона *Quercus–Carpinus–Pinus–Betula* (интервал 2,6–3,4 м) отвечает распространению кедрово-широколиственных лесов умеренно-тёплого климата, чему соответствует присутствие пыльцы термофилов, таких как *Carpinus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Juglans*, *Corylus*. 2. Палинозона *Betula–Alnus–Quercus* (инт. 2,6–1,4 м) сопоставима с периодом похолодания климата на фоне продолжающегося подъема уровня моря (вероятно, до отметки +6 м над его современным положением). 3. В верхней части пачки озерно-лагунных отложений (инт. 1,4–0,2 м) спорово-пыльцевой комплекс соответствует палинозоне *Quercus–Betula–Pinus–Alnus*. Присутствие пыльцы *Carpinus*, *Tilia*, *Juglans*, *Corylus* отвечает распространению кедрово-широколиственного леса на высоких элементах рельефа и березово-ольховых лесов на низменной равнине. 4. В кровле террасы (инт. 0,0–0,2 м) спорово-пыльцевой спектр сопоставим с палинозоной *Pinus–Betula–Quercus–Picea*, вероятно, соответствует среднему голоцену.

Последовательная смена палинозон в разрезе террасы бухты Кит сходна с таковой для основания 6–

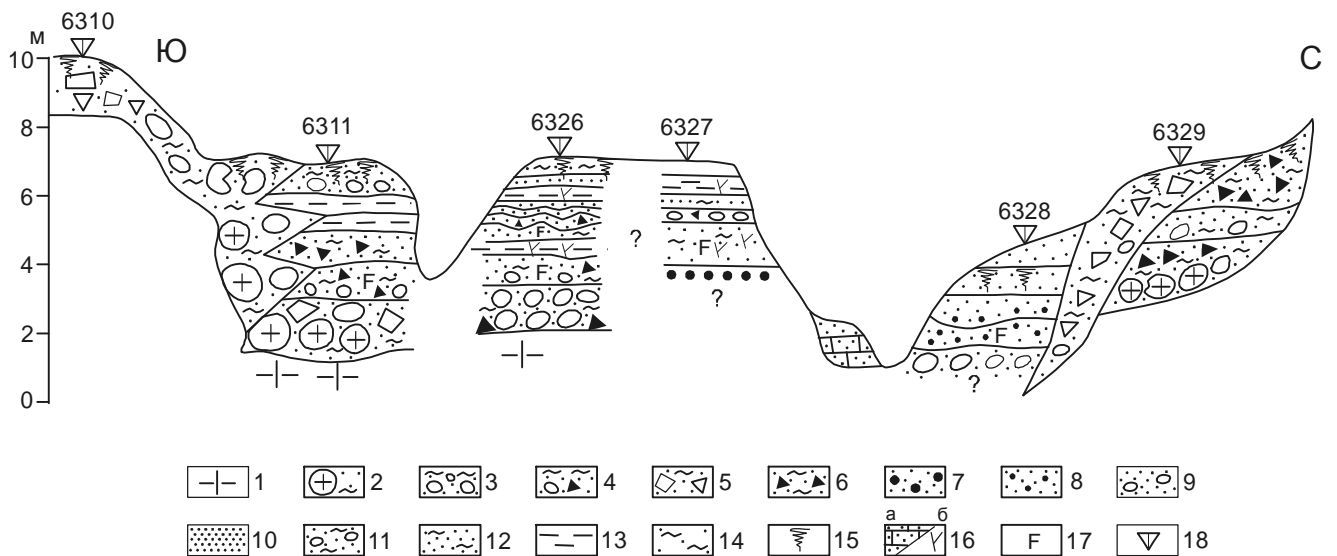


Рис. 2. Геологический разрез 6–8-метровой морской террасы в бухте Кит (Японское море – Восточное Приморье).

1 – коренные породы (сапролиты по гранитам); 2 – крупные валуны и глыбы в аркозовом глинистом песке; 3 – валуны и галька в аркозовом песке; 4 – галька с щебнем в аркозовом глинистом песке; 5 – щебни и глыбы в песчанистом суглинке; 6 – щебни в песчанистом суглинке; 7 – гравий с песком; 8 – песок с гравием; 9 – песок с галькой; 10 – песок; 11 – песок глинистый с галькой; 12 – песок глинистый; 13 – алеврит; 14 – суглинок песчанистый; 15 – почва; 16 – туф песчанистый (а), растительные остатки (б); 17 – ожелезнение; 18 – точки наблюдения.

8-метровой террасы в устье р. Хмыловки (зал. Находка) и 8-метровой террасы в бухтах Валентина и Чернореченская.

Устье р. Милоградовки (бух. Прямая). Одна из особенностей аккумулятивных морских форм бухты – повышение их абсолютной высоты от южного мыса к северному с 4,5 до 9,6 м, что было установлено Р. П. Токмаковым во время нивелирования. Геологическое изучение выявило здесь, по-

мимо голоценовой, 6–8 и 10–12-метровые морские террасы. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из морских песков 6–8-метровой террасы, соответствуют умеренно-холодному климату. Из осадков 10–12-метровой террасы выделен комплекс *Quercus–Betula–Pinus*. Морской генезис, по данным Е. И. Царько, доказывается присутствием в осадках обеих террас прибрежно-морских диатомей (*Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Paralia sulcata* Ehr).

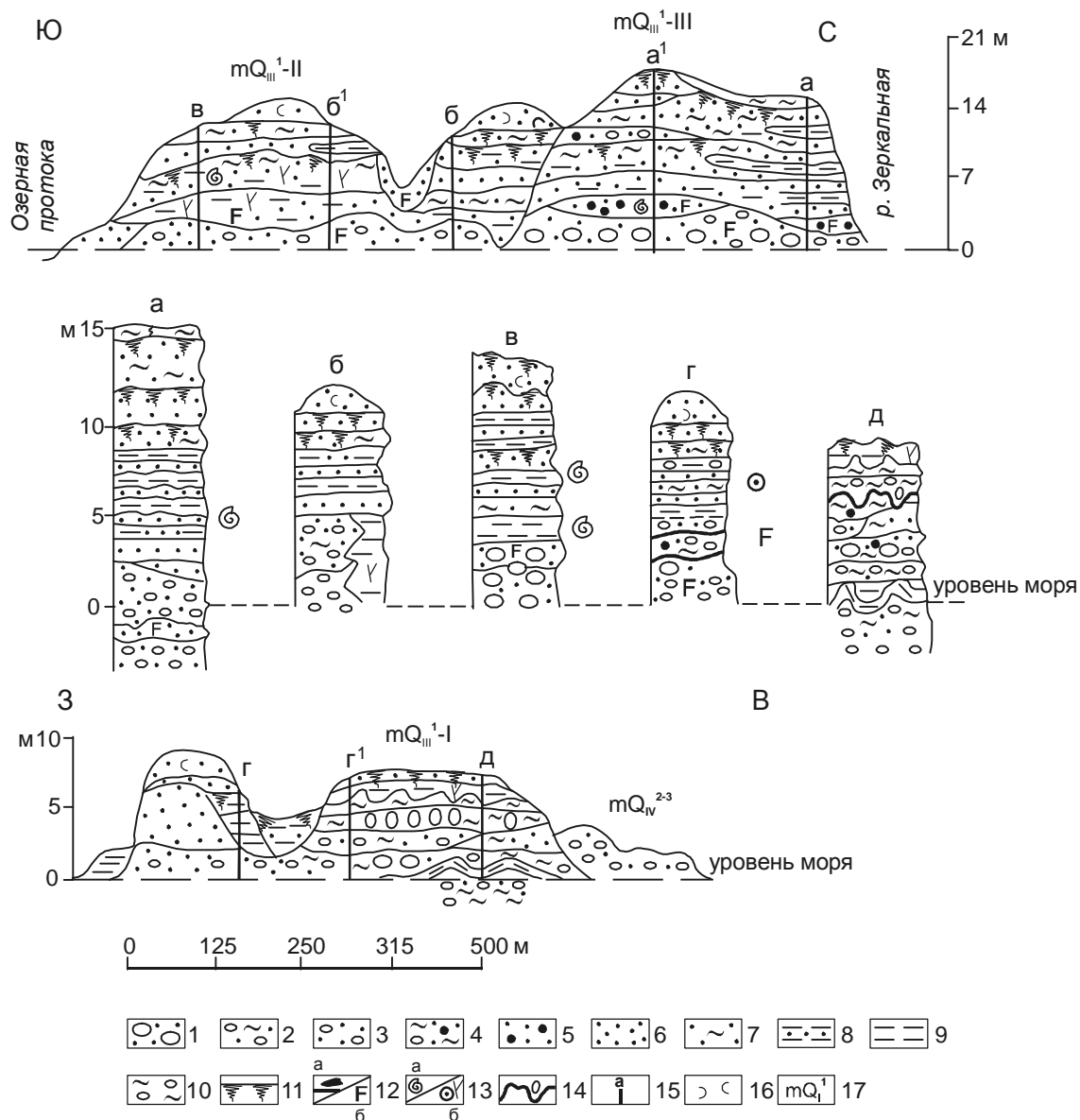


Рис. 3. Геолого-геоморфологическое строение морских террас в устье р. Зеркальной (Японское море – Восточное Приморье).

1 – валуны и галька с песком; 2 – валуны и галька в глинистом песке; 3 – песок с галькой; 4 – глинистый песок с галькой; 5 – песок с гравием; 6 – песок; 7 – глинистый песок; 8 – алеврит песчаный; 9 – алеврит; 10 – суглинок с галькой и валунами; 11 – почва; 12 – ожелезнение: а – пластовое и конкреционное (на месте неопределимых остатков раковин моллюсков); б – точечное; 13 – органические остатки: а – раковины моллюсков; б – древесина и растительный детрит; 14 – криотурбации; 15 – точки наблюдения; 16 – эоловые отложения; 17 – генезис и возраст террас.

Отсюда следует вывод о разновозрастном происхождении террас, сформировавшихся во время рисс-вюрмской трансгрессии.

Устье р. Зеркальной (рис.1, номера 8–10). Здесь были установлены 12–15, 8–10 и 6–8-метровые морские террасы, имеющие четкие границы и различия в геологическом строении между отдельными участками (рис. 3).

В разрезе 12–15-метровой террасы в 1997–1999 гг. была получена детальная характеристика осадков (рис. 3 а, а¹). В её разрезе выделены 55 слоев, которые объединены в 9 пачек осадков (сверху-вниз, в м):

I пачка: инт. 0,0–1,07 – песок мелкозернистый, хорошо сортированный, диагонально-слоистый, желтовато-серый с почвами в подошве и кровле (4 слоя) 1,07

II пачка: инт. 1,07–1,8 – суглинок желто-бурый, пористый, слабопесчаный, с прослоями и линзами мелкозернистого песка, с вертикальными полосами ожелезнения вдоль растительных остатков, в кровле – погребенная почва (2 слоя) 0,78

III пачка: инт. 1,85–3,50 – песок зеленовато-желтый, плотный, хорошо сортированный, с прослоями черной гумусированной супеси и песка, с ожелезнением в подошве и кровле пачки (7 слоев) 1,65

IV пачка: инт. 3,50–5,65 – горизонтальное переслаивание песка мелкозернистого, зеленовато-желтого, голубовато-серого, пятнисто-ожелезненного с алевритом черным, охристым и голубовато-зеленым, в подошве пачки – пласт феррикрета, в кровле – гумусированный песок (9 слоев) 2,10

V пачка: инт. 5,60–7,00 – алеврит темно-серый и голубовато-серый с прослоями зеленовато-желтого ожелезненного песчаного алеврита, насыщенного конкрециями Fe, в подошве – слой охристо-желтого глинистого песка с пластовыми конкрециями, в слое – овалоидные образования черного цвета с ожелезненной оторочкой (раковины моллюсков) (6 слоев) 1,40

VI пачка: инт. 7,00–8,80 – песок разнозернистый, горизонтально-слоистый, в подошве и кровле с пластовыми конкрециями Fe, округлыми конкрециями черного цвета (размером до мелкого гравия), прослоями светлого алеврита с овалоидными черными включениями (раковины моллюсков) (7 слоев) 1,80

VII пачка: 8,80–10,50 – песок зеленовато-серый, с растительными остатками, с прослоями серого, почти черного алеврита, в подошве и кровле с прослойками ожелезнения (7 слоев) 1,70

VIII пачка: пачка 10,50–13,50 – в кровле песок грубозернистый с хорошоокатанным гравием (инт. 10,5–11,5), в основании – идеально окатанные валуны и галька в грубозернистом зеленовато- и красновато-желтом песке (5 слоев) 2,0

IX пачка: 13,50–16,20 – в инт. 13,5–15,70 – песок мелкозернистый, зеленовато-желтый, с прослоями оторфо-

ванного алеврита и овалоидными включениями черного цвета, в подошве – хорошо окатанный галечник в зеленоватом мелкозернистом песке (8 слоев) 2,70

В основании IX пачки установлен спорово-пыльцевой комплекс, который соответствует распространению на данной территории елово-березовых лесов с широким участием фригидных кустарников. В этом слое, по данным Е.И. Царько, редко встречаются обломки морских диатомей *Paralia sulcata* Ehr., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Cocconeis* sp. и пресноводного *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Mull. (рис. 4).

Выше по разрезу (13,7–15,7 м) комплекс соответствует кедрово-широколиственным лесам с участием реликтовых сосен, граба, ясеня, ореха, бархата, бука. Морское происхождение пачки подтверждается присутствием в составе диатомей морских форм (*Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Caloneis formosa* (Greg.) Cl., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Paralia sulcata* Ehr.). Климатические условия этого времени были теплее современных на 2°. Пачка осадков отвечает первому пику трансгрессии: столб воды предположительно превышал современный на 8–10 м.

В отложениях пачки VII установлен бедный спорово-пыльцевой комплекс, коррелятный елово-кедрово-широколиственным лесам с участием реликтовых сосен и берёз. Морское происхождение этой пачки, по данным В.С. Пушкаря, подтверждается составом диатомей (*Cocconeis scutellum* Ehr., *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak.) в присутствии пресноводных форм (*Pinnularia borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Eunotia praerupta* Ehr. и др.).

В отложениях сильно опресненной лагуны (VI пачка: инт. 7,0–8,8 м) выделен спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий елово-березовым лесам с незначительным участием широколиственных пород. Диатомовый комплекс представлен прибрежно-морскими, лагунными (редко) и пресноводными (обильно) формами диатомей (рис. 4).

Далее вверх по разрезу в V–III пачках (инт. 1,85–7,00) фиксируется новый подъем уровня моря и небольшая регрессия на уровне пачки IV. Трансгрессии соответствуют смены растительности следующего ряда: кедрово-широколиственные леса – дубово-кедрово-березовые леса – кедрово-елово-пихтовая тайга. Эта часть разреза наиболее богата морскими видами – *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak. С регрессивной фазой связаны ландшафты берёзово-еловых лесов и типично пресноводный комплекс диатомей.

м	1	2	3	4	5	6	7
0			I	эп	<i>Pinnularia lata</i> , <i>P. viridis</i> , <i>P. major</i>	<i>Picea-Pinus-Betula-Quercus</i>	Q _{IV}
1			II	эс	<i>Pinnularia borealis</i> , <i>P. brevicostata</i>	<i>Betula N.-Alnaster-Pinus</i>	Q _{III} ⁴
2			III	пл	<i>Actinocyclus octonarius</i> , <i>Campylodiscus echeneis</i> , <i>Thalassiosira bramaputrae</i>	<i>Picea-Pinus-Abies-Ulmus-Quercus</i>	Q _{III} ¹
3				эл			
4			IV	ал	<i>Pinnularia stauroptera</i> , <i>P. borealis</i> , <i>P. brevicostata</i> , <i>Epithemia turgida</i>	<i>Betula-Alnaster-Alnus-Picea-Pinus</i>	
5							
6			V	лг	<i>Actinocyclus octonarius</i> , <i>Campylodiscus echeneis</i> , <i>Thalassiosira bramaputrae</i>	<i>Pinus-Quercus-Carpinus-Ulmus-Betula</i>	
7			VI	лг	<i>Campylodiscus echeneis</i> , <i>Thalassiosira bramaputrae</i> , <i>Pinnularia borealis</i> , <i>P. viridis</i> , <i>P. streptoraphe</i>	<i>Picea-Betula-Ulmus-Quercus-Juglans</i>	
8							
9			VII	лгм	<i>Cocconeis scutellum</i> , <i>Campylodiscus echeneis</i> , <i>Actinocyclus octonarius</i> , <i>Thalassiosira bramaputrae</i> , <i>Pinnularia borealis</i>	<i>Pinus-Quercus-Picea-Betula</i>	
10							
11			VIII	пл	<i>Cocconeis scutellum</i> , <i>Actinocyclus octonarius</i> , <i>Diploneis smithii</i> , <i>Caloneis formosa</i> , <i>Paralia sulcata</i>	<i>Quercus-Carpinus-Pinus-Juglans</i>	
12						<i>Quercus-Pinus-Picea-Betula</i>	
13							
14			IX	пл	<i>Paralia sulcata</i> , <i>Diploneis smithii</i> , <i>Coscinodiscus sp.</i> , <i>Rhopalodia gibberula</i>	<i>Betula-Picea-Pinus-Quercus</i>	
15						<i>Betula-Picea-Alnaster-Betula N.</i>	
16							

Рис. 4. Биофациальная характеристика разреза 12–15-метровой морской террасы в устье р. Зеркальной (Японское море – Восточное Приморье).

1 – литологическая колонка; 2 – места отбора; 3 – пачка осадков (см. текст статьи); 4 – фации: эп – эолово-почвенная; эс – эолово-старичная; пл – пляжевая; эл – эолово-лагунная; ал – алювиальная; лг – лагунная; лгм – лагунно-маршевая. Условные знаки к литологической колонке см. на рис.3.

Отложения в кровле разреза (II пачка: инт. 1,07–1,85 м) охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами с преобладанием кустарниковых берез и ольховника. Структурно-литологические характеристики бурых суглинков позволяют их рассматривать как эоловые отложения дальнего переноса, накопившиеся в условиях холодного климата.

В разрезе 8–10-метровой террасы вскрыто два типа разрезов (рис. 3 б, б¹, в) [14]. В одном из них преобладают лагунные и лагунно-болотные фации [14, т.н. 4267], в другом – пляжевые отложения [14, т.н. 4268].

Первыми приводятся результаты изучения разреза с преобладанием пляжевых накоплений, где выделяются пять разновозрастных пачек осадков.

Первая пачка, вскрываемая в основании разреза 8–10-метровой террасы (инт. 7,2–8,5 м), представлена разнозернистыми горизонтально-слоистыми пляжевыми песками.

Вторая пачка в инт.4,5–7,2 м сложена отложениями пляжей с линзами лагунных и маршевых осадков. Здесь обнаружены остатки раковин *Macra* (по заключению В.В. Жарикова). Отложения первой

и второй пачек имеют сходный комплекс диатомей с преобладанием лагунно-морских форм *Campylodiscus echeneis* Ehr. (40 %), *Actinocyclus octonarius* Ralfs (36 %), *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak. (5 %).

Третья пачка, выделенная в интервале 2,9–4,4 м, сложена песками с прослоями алевритов, сформировавшихся в периодически меняющихся условиях мелководной лагуны-марша. Об этом свидетельствуют преобладание в их составе лагунно-морских осадков и появление прослоев с остатками водных растений. Встреченные в интервале 4,2–4,4 м раковины фораминифер *Ammonia neobeccarii neobeccarii*, по данным Е.Д. Ивановой, фиксируют обстановку хорошо прогреваемого прибрежного мелководья. Уровень моря в этот момент превышал современный на 6–8 м.

В четвертой пачке (инт. 0,8–2,9 м) встречен богатый комплекс диатомей, близкий по составу к набору этих организмов во второй пачке, но с большим содержанием пресноводных форм, соответствующих лагуне с соленостью до 10–18 ‰. Пачке осадков соответствует столб воды, предположительно превышающий современный на 8–10 м [26, 27].

Пятая пачка осадков (инт. 0,8–0,0 м) по своим седиментологическим характеристикам (крупно-диагональная слоистость, присутствие гумусированных прослоев, преобладание тяжелых минералов во фракции крупных алевритов, наличие глинистых окатышей и т. д.) соответствует эолово-морским отложениям. Они образовались, вероятно, за счет перемещения песка в пределах маршей или мелководной лагуны, попеременно перекрывавшихся морскими и пресными водами. Об этом свидетельствует обилие в диатомовом комплексе лагунно-морских (*Campylodiscus echeneis* Ehr., *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak. и др.) и пресноводных (*Pinnularia borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., *Eunotia praerupta* Ehr. и др.) форм [14, 25].

Осадки террасы высотой 8–10 метров формировались в условиях более теплого климата, чем современный. Об этом свидетельствует преобладание по всему разрезу террасы умеренно тепловодных форм диатомей. В составе спорово-пыльцевого комплекса, по данным И. Г. Гвоздевой, отмечено обилие пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – до 46,2 %, *Juglans* – до 4,2 %) с присутствием таких форм, как *Carpinus*, *Fagus*, *Castanea*. Среди мелколиственных преобладает пыльца берез (*Betula manshurica* – 12,8 %, *B. sect. Costatae* – до 6,1 %) и ольхи (до 21,4 %). Пыльца темнохвойных в спектрах представлена обильно (*Picea* sect. *Eupicea* и *Pinus* s/q *Haploxyton*).

Здесь же в устье р. Зеркальной изучена и более низкая терраса (высотой до 7–8 м), в которой преобладают лагунные и лагунно-болотные фации, перекрытые эоловыми накоплениями (рис. 3 б, б¹). Разрез террасы представлен двумя толщами прибрежно-морских осадков: в основании – пляжевые пески с прослоями хорошо окатанных валунников, в верхней части – две пачки лагунных осадков с водорослевым торфом в кровле верхней пачки. Их разделяют пресноводно-лагунные отложения с линзами низинного торфа. Осадки террасы накапливались в условиях полузакрытой или отчлененной от моря лагуны, куда периодически проникали морские воды. Об этом свидетельствует обилие в осадках первой и третьей пачек пресноводных диатомей (*Pinnularia brevicostata* Cl. – 20 %, *P. viridis* (Nitzsch) Ehr. – 20 %. *P. streptoraphe* Cl. – до 10%), в том числе и почвенно-болотных форм. Среди лагунно-морских форм диатомей в осадках преобладают *Campylodiscus echeneis* Ehr. (до 40 %), *Actinocyclus octonarius* Ralfs (до 30 %), а также *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak. (5 %) и *Diploneis smithii* (Breb.) Cl. (5 %). Обильно представлены и лагунно-пресноводные формы диатомей.

Отложения низинного торфа, разделяющие первую и третью пачки, единично содержат лагунно-морские и лагунно-пресноводные диатомеи. Преобладание в осадках этой пачки преимущественно холоднолюбивых пресноводных диатомей (*Pinnularia lata* (Breb.) W.S., *P. major* (Kuetz.) Rabenh., *P. brevicostata* Cl. – до 20 %, *P. viridis* (Nitzsch) Ehr. – до 30 % и т. д.) доказывает, что их накопление шло в пресноводном или слабосоленоводном водоеме в условиях прохладного климата. Осадки этой пачки, вероятно, соответствуют небольшой регрессии, разделяющей две фазы единой трансгрессии. Об этом свидетельствует нарастание к кровле первой и третьей пачек осадков доли лагунно-морских и сокращение доли пресноводных диатомей. Исключение составляет прослой водорослево-низинного торфа в кровле третьей пачки, где отмечено, по данным В.С. Пушкаря, обилие всех групп диатомей, в том числе и почвенно-болотных форм. Вероятно, этот торфяник формировался в начальную фазу регрессии.

Сходный с диатомовым комплексом первой пачки осадков (т. н. 4267, устье р. Зеркальной) набор лагунно-морских форм диатомеи установлен в нижней части разреза 6-метровой морской террасы в бух. Амгу. Полученный из этих отложений спорово-пыльцевой комплекс отражает развитие в прибрежной зоне Восточного Сихотэ-Алиня темнохвойной тайги.

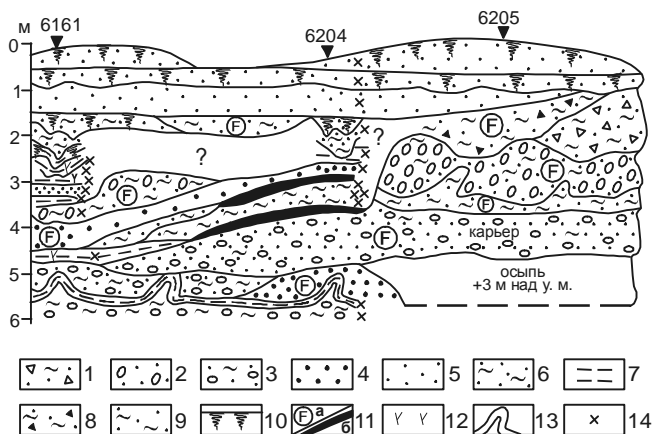


Рис. 5. Геологический разрез 6–8-метровой террасы в южной части бухты Зеркальной (Японское море – Восточное Приморье).

1 – щебни в песчаном суглинке; 2 – галька с песком; 3 – галька в глинистом песке; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – глинистый песок; 7 – алеврит; 8 – суглинок песчаный с щебнем; 9 – суглинок песчаный; 10 – почва; 11 – ожелезнение: а – точечное и пятнистое; б – пластовое; 12 – растительные остатки; 13 – криотурбации; 14 – места отбора проб; 6161(г), 6204(г¹), 6205(д) – точки наблюдения; г, г¹, д – положение разрезов на рис. 3.

Морская терраса (высотой 6–7 м). В устье р. Зеркальной изучены несколько разрезов этой морской террасы, перекрытой в центральной части эоловыми накоплениями, по южному обрамлению бухты – пролювиально-склоновым чехлом (рис. 3 г, г¹, д; 5). Эта терраса прислонена к 8–10 метровой “песчаной” террасе, причем их разделяет уступ, прежде всего на участках, где отсутствуют эоловые накопления. Ниже приводится полное послойное описание разреза террасы (сверху-вниз, в м):

1. 0,0–0,40 – песок темно-коричневый, гумусированный пятнисто-ожелезненный 0,40
2. 0,40–0,90 – песок светло-серый, мелкозернистый хорошо сортированный 0,50
3. 0,90–1,15 – песок мелкозернистый, гумусированный, в подошве ожелезненный 0,25
4. 1,15–1,40 – суглинок в кровле черный, ниже – темно-серый 0,25
5. 1,40–1,90 – суглинок желтый, горизонтально-плитчатый, пятнисто-ожелезненный, в подошве – темно-красный песок 0,50
6. 1,90–2,10 – алеврит песчаный, темно-серый, с вертикальными растительными остатками 0,20
7. 2,10–2,30 – гравий хорошо окатанный в светло-сером песке с овалоидными включениями алеврита (раковины –?) 0,20
8. 2,30–3,10 – суглинок песчаный, зеленовато-серый, с линзами темно-серого оторфованного алеврита, в подошве и кровле с пластовыми конкрециями железа 0,80

9. 3,10–4,10 – гравий с галькой в ожелезненном грубозернистом песке, с вертикальным расположением обломков в кровле, в инт. 3,7–3,90 – линза темно-серого песчаного алеврита с остатками водных растений (слоевница *Phragmites*) 1,00

10. 4,10–4,30 (4,90) – гравий хорошо окатанный в ожелезненном глинистом песке 0,20 (0,80)

11. 4,30–5,50 (дно карьера) – суглинок (алеваит) песчаный с хорошо окатанной галькой, в кровле беловато-серый, ниже – синевато-серый, образующий структуры пучения (туфуры) высотой до 35 см, внедренные в вышележащий горизонт гравийника (рис. 5) 1,20

Ряд литологических признаков (однообразный вещественный состав галек с преобладанием порфиритов, почти идеальная окатанность обломков с $K_0 = 85–90\%$, размерность – $5,2 \pm 0,1$ см), в слоях 9, 11 свидетельствуют о прибрежно-морском генезисе. Идеальная окатанность гравия в слоях 6 и 10, характерная исключительно для отложений волноприбойной зоны [12], также является признаком морского генезиса толщи. О морском происхождении террасы свидетельствуют и диатомеи, в составе которых присутствуют *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Campylo-discus echeensis* Ehr., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. В составе комплекса в равных долях присутствуют как тепловодные, так и холодноводные формы. Среди пресноводных диатомей зафиксировано преобладание бентических бореальных *Epithemia adnata* (Kuetz.) Breb., *Eunotia praeurupta* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr. (обильно), *P. brevicostata* Cl., *P. viridis* (Nitzsch) Ehr., субальпийская *P. lata* (Breb.) W.S. и др.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений 6–8-метровой террасы были изучены в трех разрезах. Для морских отложений в нижней части разреза валунной террасы, по данным И. Г. Гвоздевой, отмечена обильно пыльца широколиственных пород (*Quercus* – 7–31 %. *Ulmus* – до 2,4 %, *Juglans*, *Corylus*) в сочетании с пылью фригидных берез и ольховника. В средней части террасы в слоях с криотурбациями в составе спектра преобладает пыльца фригидных форм кустарников (*Betula middendorffii*, *B. sect. Nanae*, *Alnaster*). В верхней части разреза выделено три типа комплексов. В первом из них (нижнем) на фоне присутствия фригидной пыльцы отмечается преобладание пыльцы хвойных (*Picea* sect. *Omorica* – до 52 %, *Pinus* s/q *Haploxylon* – до 45 %), древесных берез (*Betula* sect. *Albae* – до 18 %) и широколиственных пород (*Quercus* – до 14 %, *Corylus* – до 13 %). Накопление следующей пачки осадков со следами криотурбаций происходило в холодном климате с мощным сезонным промерзанием грунтов, о чем свидетельствуют умеренно холодные и холодные

спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием пыльцы кустарниковых берёз и ольховника. Непосредственно в кровле террасы в прослое водорослевого торфа отмечено обилие всех групп диатомей – почвенно-болотных и солоноватоводных форм с присутствием морских видов (*Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Coscinodiscus marginatus* Ehr.). Вероятно, этот торфяник формировался в последнюю фазу трансгрессии. Полученный из этих отложений спорово-пыльцевой комплекс отражает развитие в прибрежной зоне Восточного Сихотэ-Алиня кедрово-еловой тайги со значительным участием элементов широколиственной растительности.

Характерные особенности этой террасы – преобладание в ее составе хорошо окатанных валунов и галек, глинистый состав наполнителя в верхней части ее разреза. В подошве разреза преобладает горизонтальная ориентировка обломков, характерная для морских отложений, в средней части и кровле – вертикальная. Мощность слоёв с измененной ориентировкой обломков составляет в разрезе террасы 0,6–1,2 м. Характер текстур по облику сопоставим с таковым конвективных образований в деятельном слое многолетнемерзлых грунтов. По всему разрезу террасы установлены туфуры, морозобойные клинья, мерзлотные дислокации (рис. 6) – признаки накопления в условиях сильного промерзания грунтов [25].

Аналогичные признаки криотурбаций и структура спорово-пыльцевых комплексов с ярко выраженным смешением фригидной и термофильной пыльцы установлены в разрезах 6-метровой террасы вблизи оз. Благодатного и в бухте Амгу [12, 14] (рис. 1, точки номер 13, 17).

Устье р. Кемы. В 1 км к югу от м. Штормового описан разрез 10-метрового уровня, в составе которого ниже покровных криотурбированных отложений вскрыта толща морских валуников и галечников с прослоями песков, супесей и алевритов (общая мощность – 9,0 м, рис. 7-А). В основании вскрыты неогеновые конгломераты. В пачке морских отложений последовательно сверху-вниз установлены палинозоны: 1) *Picea–Pinus–Betula*, 2) *Betula–Picea–Alnaster*, 3) *Pinus–Betula–Quercus–Alnaster*, 4) *Quercus–Fraxinus–Pinus–Picea*, 5) *Quercus–Ulmus–Pinus*. Такая смена комплексов соответствует чередованию умеренно-теплых климатов (палинозоны 5, 4, 1) с фазой умеренно-холодных климатов (палинозоны 3, 2). Климатический оптимум зафиксирован структурой комплексов в палинозоне 4.

Фациальная характеристика морских слоев дана на основе изучения диатомей. Здесь выделен прибрежно-морской комплекс диатомей – *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl. Возраст разреза предположительно соответствует возрасту находкинского горизонта (Q_{III}^1) [22].

Устье р. Венюковки. К югу от устья р. Венюковки (Ахобе) в составе солифлюкционного шлейфа или земляного глетчера были встречены многочисленные хорошо окатанные гальки роговиков, гранитов и базальтов (для выборки из 15 обломков – окатанность 81%, средний размер 6,8 см). Особенности отложений террасы высотой 8 метров отражены на рис. 7Б.

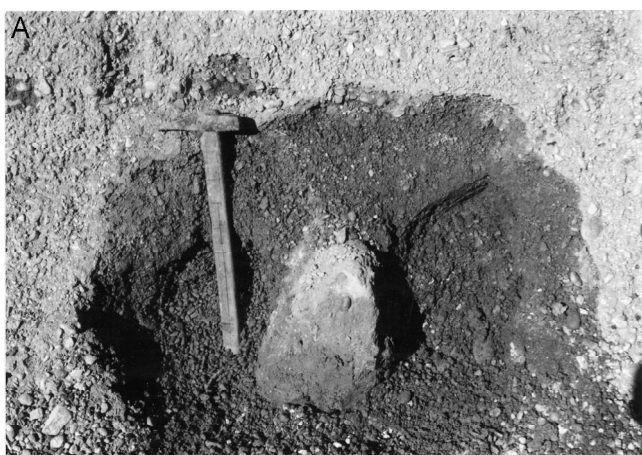


Рис. 6. Мерзлотные дислокации в разрезе 6–8-метровой террасы в южной части бухты Зеркальной (Японское море – Восточное Приморье).

А – туфур в основании средней пачки; Б – вертикальная ориентировка пляжевых галек в верхней части разреза..

Изучение данного разреза показало, что он прошёл следующие палеогеографические стадии. Слой 1 (инт. 0,0–0,50 м) – почва со следами активного солифлюкционного смещения и поступления глыб и щебня – голоценовый ландшафт кедрово-широколиственного леса в умеренно-тёплом климате (палинозона *Pinus H.–Quercus–Betula–Picea–Q_{IV}²⁻³*). Слой 2–3 (0,50–2,8 м) – покровный комплекс – ландшафт лесотундры с многолетней мерзлотой, сформировавшийся в последнем похолодании (палинозона *Betula M.–Alnaster–Betula–Q_{III}⁴*). Слой 4 (2,80–3,50 м) –

морские пески в составе склоновых отложений – ландшафт елово-кедрового леса в умеренно-прохладном климате (палинозона *Betula–Picea–Alnaster–Pinus H.–Q_{III}³*). Слои 5–6 (2,80–6,0 м) – древний пляж со следами мерзлотного пучения грунтов в слое 5: кровля пачки – берёзово-еловые леса в умеренно-прохладном климате (*Betula–Picea–Pinus–Ulmus–Betula M.–Q_{III}¹*), подошва – ландшафт сосново-широколиственного леса в умеренно-тёплом климате (*Quercus–Ulmus–Pinus H.–Pinus D.–Q_{III}¹*). Уровень моря был выше современного минимально на 4–6 м.

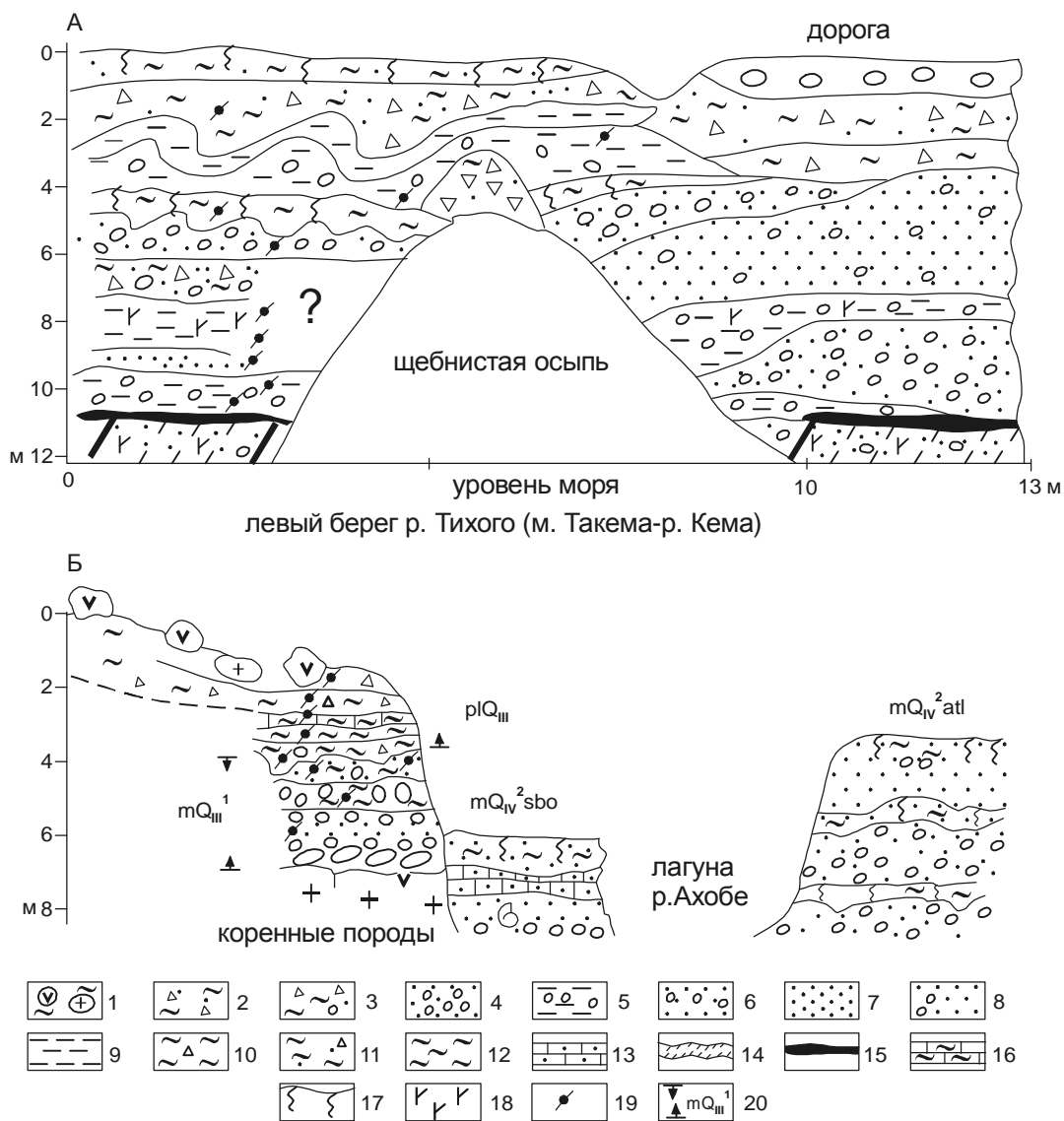


Рис. 7. Геологический разрез 10–12-метровой (р. Тихий – устье р. Кема) (А), 6–8-метровой террас (устье р. Венюковки–Ахобе) (Б) на морском побережье Восточного Приморья.

1 – суглинок с глыбами; 2 – щебни в песчаном суглинке; 3 – суглинок песчанистый с щебнем; 4 – валуны и галька в песке; 5 – галечник в алеврите; 6 – галечник с песком; 7 – песок; 8 – песок с галькой; 9 – алеврит; 10 – суглинок с щебнем; 11 – суглинок песчанистый с щебнем; 12 – суглинок; 13 – торф опесчаненый; 14 – третичные отложения; 15 – пласти ожелезнения; 16 – горизонт уплотнения; 17 – почва; 18 – растительные остатки; 19 – место отбора проб; 20 – границы и возраст пачек.

О морском происхождении слоёв 4–6 свидетельствует значительная примесь *Actinocyclus octonarius* Ralfs, *Campylodiscus echeneis* Ehr., *Thalassiosira bramaputrae* (Ehr.) Nak.

Устье р. Вторая Самарга. Этот разрез расположен в 11 км к северу от устья р. Самарги (рис. 1, точка номер 25). Большая его часть разрушена эрозионными и абразионными процессами, что затрудняет определение истинной высоты морской террасы. Кровля плотных зеленовато-голубых неслоистых морских алевритов, расположенных на высоте +5,5 м над уровнем моря, перекрыта маломощными (до 0,4 м) пляжевыми отложениями. Общая мощность пачки неслоистых алевритов с рассеянными по всему слою разрушенными раковинами *Macoma* sp. составляет 2,8–3,2 м. В подошве этих алевритов отмечается появление хорошо окатанного гравия и мелких галек гранитов. Подстиляется эта пачка (мощность 0,8–1,5 м) ожелезненными валунниками и галечниками с хорошей окатанностью обломков ($K_0 = 76\%$ для валунов и 86% – для галек). Состав валунов и галек, сцементированных ожелезненным грубозернистым песком с гравием, достаточно разнообразный (граниты, андезиты, порфириды, риолиты, базальты, зеленые туфы). Выше морских отложений наблюдается толща пролювия с двумя лесными почвами, содержащими остатки корней лиственниц и кедрового стланика (определение З.К. Ворошиловой). Общая мощность пролювия – 6–8 м.

Для данного разреза, включая пролювий, получена серия спорово-пыльцевых проб. Наиболее полные комплексы установлены в пачке алевритов и в оторфованных почвах. Спорово-пыльцевой комплекс из пачки алевритов отличается обилием пыльцы деревьев и кустарников с преобладанием умеренно-теплолюбивых видов (*Quercus* – до 49 %, *Ulmus* – до 13 %, *Juglans* – до 10 %, *Fraxinus*, *Acer*, *Tilia*). Также отмечаются такие термофилы, как *Carpinus*, *Fraxinus rhyncholylla*, *Phellodendron*. Пыльца хвойных была представлена *Picea* sect. *Omorica* (до 10 %), *P.* sect. *Eupicea* (до 2–15 %), *Pinus* s/g *Haploxydon* (2–25 %), в отдельных пробах – *P.* s/g *Diploxydon* (до 6 %), группа мелколиственных – *Betula* sect. *Albae* (до 25 %), *Betula* sect. *Costata* (до 20%). Такой спектр отвечает распространению на нижних уровнях рельефа полидоминантных широколиственных лесов, на более высоких – кедрово-широколиственных и берёзово-елово-пихтовых лесов. Этот тип растительности характерен для ранней фазы климатического оптимума позднего плейстоцена (находкинское время Q^1_{III}) [21, 22]. О древности отложений свидетельствует наличие в составе комплекса пыльцы экзотических сосен

(*Pinus* sect. *Eupitys*, *P.* sect. *Cembrae* – до 6 %) и *Fagus*, характерных для отложений ресс-вюрма в Сихотэ-Алине [17, 21, 22].

Морскому происхождению толщи, по данным Е.И. Царько, соответствует диатомовая флора, представленная морскими эвригаллиными видами: южнобореальной (*Auliscus sculptus*, *Actinocyclus octonarius*, *Nitzschia granulata*, *Fragilaria tabulata* – в сумме до 15 %) и северобореальной групп.

Структура спорово-пыльцевого анализа с преобладанием термофильных таксонов, состав диатомей и фораминифер (обилие тепловодных видов) предположительно отвечают первой фазе ресс-вюрмской трансгрессии. Полученная из слоя алевритов C^{14} дата (более 57 тыс. лет назад, Ки – 2410) отвечает предположительно находкинскому времени [22].

Устье р. Буй. Наиболее северный разрез 10–12-метровой террасы за пределами Приморья описан в устье р. Буй, где морские отложения перекрыты мощным чехлом пролювиально-склоновых грубообломочных отложений. Ниже этой толщи в интервале 3,2–4,2 м вскрыты пляжевые отложения, насыщенные раковинами моллюсков *Mya japonica* (Jay), *Mya* sp., *Cardium* sp., *Crenomytilus grayanus* (Dunker), *Nucela* sp., *Littorina* sp. (определение А.М. Лебедева). Этот комплекс раковин соответствует фациям прибрежного мелководья на пике морской трансгрессии. Изучение диатомей и фораминифер позволило выделить в разрезе 10-метровой морской террасы в устье р. Буй отложения 2-х фаз максимальной трансгрессии во время климатического оптимума начала позднего плейстоцена. Снижение уровня моря в середине трансгрессии до отметки +5 м зафиксировано структурой пресноводного диатомового комплекса. Горизонт пляжевых галечников с фауной морских моллюсков отвечает максимальному подъему уровня моря до отметки +8 м. Лежащая выше погребенная почва и покровный комплекс грубообломочных отложений содержат только пресноводные формы диатомей с преобладанием арктобореальных видов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На побережье Восточного Приморья установлено широкое распространение морских отложений, сопоставимых с несколькими фазами ресс-вюрмской трансгрессии, которым соответствуют морские террасы высотой до 12–15 м (первая фаза), 8–10 м (вторая фаза) и 6–8 метров (третья фаза). Разрезы всех трёх фаз трансгрессии установлены в устье р. Зеркальной, которые были частично изучены раньше [26, 27]. В статье обсуждаются аспекты формирования

этих террас в сопоставлении с другими участками побережья на материке и на о-ве Сахалин.

Климато-ландшафтные условия развития рисс-вюрмской трансгрессии

Достаточно длительный временной интервал, отвечающий рисс-вюрму (130–125–75 т.л.н.), позволяет сделать предположение о неоднородности климата. Изучение отложений морских террас на побережье зал. Петра Великого [Короткий и др., в печати] и Восточного Приморья выявило сложную ритмику колебаний климата и не менее сложный характер колебаний уровня моря во время трансгрессии, часто не совпадающий с различными фазами климатических изменений. При этом соотношение разных фаз трансгрессии достаточно хорошо коррелируется на материковых и островных побережьях [20].

Сопоставим ход колебаний климата с положением уровня Японского моря во время рисс-вюрмской (тадушинской) трансгрессии.

Терраса высотой 12–15 м в устье р. Зеркальной (Тадуши) имеет достаточную биостратиграфическую характеристику, позволяющую оценить положение уровня моря во время первой фазы трансгрессии. В устье р. Зеркальной на поверхности этой террасы скважиной вскрыты осадки переуглубленной долины. В ее разрезе в инт. 0,0–15,0 м ниже уровня моря установлены хорошо окатанные галечники в глинистом ожелезненном песке с прослоями темно-серого алеврита в основании и кровле пачки. Спорово-пыльцевой комплекс из нижнего прослоя (палинозона *Betula–Alnaster–Larix*) типичен для конечной фазы похолодания среднего плейстоцена [4, 19]. В верхнем слое алеврита спорово-пыльцевая проба сходна с таковой из пачки основания 12–15-метровой террасы. Далее вверх по разрезу в трансгрессивной морской толще (пачки VIII–V) фиксируется интенсивное потепление климата (рис. 4). Относительное похолодание климата отражается в аллювиальной пачке IV. Неясно, связано ли это с ее накоплением в период понижения уровня моря, т.е. регрессивной фазой, или с выдвиганием дельты.

Верхняя часть разреза террасы формировалась в умеренно-теплом климате на фоне трансгрессии. Последующее умеренное похолодание климата, зафиксированное темнохвойной тайгой, видимо привело к понижению уровня не менее чем на 6 м и образованию обширной абразионной платформы, выработанной в пляжевых отложениях пачки VIII. Сходство строения этой пачки, представленной ожелезненными пляжевыми отложениями и вскрытой на урезе воды в основании 8–10 и 6–8-метровых тер-

рас, позволяет предположить ее формирование во время первой фазы рисс-вюрмской трансгрессии. Аналогичное соотношение изменений климата и незначительных по амплитуде колебаний уровня моря установлено в разрезе морской террасы (высотой 10–12 м) в бухте Буй.

Своеобразные результаты изучения спор и пыльцы в сопоставлении с диатомовыми комплексами получены для разреза 8–10-метровой террасы в т. н. 4268 (преобладают пляжевые накопления) и 4267 (преобладают лагунные, маршевые, лагунно-болотные и аллювиально-болотные отложения) [14]. По нижней части разреза этой террасы на фоне умеренно-теплого климата отмечается значительный подъем уровня моря (до 6 м). Далее фиксируются значительное падение на фоне умеренно-теплого климата и новая фаза трансгрессии с умеренно-холодными пыльцевыми комплексами, но с преобладанием умеренно-тепловодных диатомей. Появление в верхней части разреза низинного торфа, разделяющего две пачки лагунных отложений, возможно, отвечает небольшой регрессии. Нельзя исключить и замещение лагунной фации болотом при выдвигании дельты. Этому предположению соответствует насыщенность торфа аркозовым материалом, явно принесенным водотоком. В кровле разреза т.н. 4267 выше слоя низинного торфа зафиксированы следы нового подъема уровня моря на фоне умеренно-прохладного климата. Аналогичная связь колебаний уровня и похолоданий климата зафиксирована в разрезах 8–10-метровой террасы в бухтах Заря, Прямая, Штормовая, Амгу и Венюковка. Лагунно-маршевые отложения в кровле перекрыты эоловыми песками без признаков переработки почвенными процессами, что, вероятно, связано с быстрым падением уровня моря на фоне похолодания климата.

Наиболее противоречивая связь колебаний уровня моря и климатических изменений зафиксирована в разрезах 6–8-метровой морской террасы. Здесь накопление морских осадков в средней части разреза шло на фоне развития многолетнемерзлых грунтов не только в обрамлении террасы, но и непосредственно в береговой зоне. Признаки конвективного движения грунтов (рис. 6) сочетаются с умеренно-холодными спорово-пыльцевыми спектрами с большим количеством пыльцы фригидных кустарников. В кровле террасы установлены морские отложения, спорово-пыльцевые спектры из которых соответствуют умеренно-теплому климату.

Аналогичные суровые климатические условия с признаками мерзлотной переработки грунтов зафиксированы в средней части разреза 6–8-метровой террасы в бухтах Удобная, Штормовая, Севастьяновская.

Климатическая обстановка в момент формирования 6–8-метровой террасы, вероятно, соответствует конечной фазе казанцевского потепления и начальной стадии ранневюрмского похолодания [8, 20].

Литолого-фациальные особенности морских отложений рисс-вюрмских террас

Большинство изученных разрезов приурочено к аккумулятивным участкам морских побережий в устьях рек, либо к абразионно-денудационному типу берегов (рис. 1) В последнем случае разрезы сопряжены с устьями малых водотоков или ложков. Особенности фациального состава определяются результатом взаимодействия моря и аллювиальных систем в условиях развития трансгрессии, стабилизации уровня или регрессии. В зависимости от этого и формируются фациальные ряды осадков. При подъеме уровня моря в морских террасах, сформировавшихся в устьях крупных рек и имеющих высоту 12–15 метров, наблюдается достаточно последовательная смена фациального ряда: отложения подводного берегового склона – лагунные – пляжевые – маршевые – пляжевые – маршевые – лагунно-эоловые – маршевые и эоловые накопления. Появление в этом ряду фаций водорослевого торфа и низинных болотных отложений фиксирует устойчивое положение уровня моря или сильное влияние речного стока, а возможно и закрытие приустьевых каналов. Чередование в разрезах 12–15 и 8–10-метровых террас в устье р. Зеркальной пляжевых, маршевых и лагунных отложений отвечает неустойчивому положению береговой линии на фоне умеренного подъема уровня моря или его стабилизации и формированию береговых валов мористее пляжевых накоплений, вскрытых в основании разреза террас. Этой фазе развития береговой зоны отвечает наиболее значительное расширение зоны маршевой и лагунной аккумуляции.

На участках развития абразионно-денудационного берега отдельные разрезы террас полностью сложены пляжевыми отложениями с прослоями маршевых осадков (рис. 2, б). Если на удалении от абразионного уступа возникает прерывистый штормовой вал, то непосредственно за ним происходит накопление отложений полузакрытых лагун с пониженной соленостью (до 20 ‰), насыщенных остатками раковин моллюсков. На таких участках даже при незначительном снижении уровня лагуна быстро заполняется пролювиально-морскими отложениями, а на конечном этапе после размыва морского разреза перекрывается пролювием (рис. 2, 7).

Именно в кровле таких морских разрезов наблюдается формирование пачки валунов и галек в глинистом заполнителе с вертикальной ориентиров-

кой обломков, возможно смещённых после завершения стадии морской аккумуляции (рис. 5, б). Однако наличие в кровле террасы пачки лагунных отложений, сформировавшейся в условиях умеренно-теплого и умеренно-прохладного климатов, позволяет предположить более раннее преобразование структуры валунной толщи при значительном и достаточно длительном промерзании осадков (разрезы 6–8-метровой террасы в устье р. Зеркальной и вблизи оз. Благодатного). Возможно, оно произошло в условиях похолодания климата при незначительном понижении уровня моря. В дальнейшем морские отложения 6–8 и 10–12-метровых террас, располагавшиеся вблизи абразионных уступов или в устьях ложков, были перекрыты мощной толщей пролювиально-склоновых отложений (рис. 7).

Анализ вещественного состава пляжевых отложений показывает наличие двух источников грубообломочного материала. Первый из них – переработка коренных пород, склоновых отложений и пролювия непосредственно вблизи места абразии. В этом случае возникает достаточно однородный по составу комплекс пляжевых отложений. Второй источник – накопление обломков за счет подачи вдольбереговыми потоками из дальних участков побережья. Но во всех изученных случаях окатанность обломков пляжевого материала остается достаточно высокой (от 72 до 86–90 %). Лишь в кровле пляжей, сформировавшихся на последних стадиях трансгрессии вблизи абразионных уступов, отмечено появление плохо окатанного материала и даже щебней.

Состав пляжевых отложений отражает, прежде всего, активное поступление в береговую зону продуктов размыва более древних отложений, с чем связано повышенное содержание кварца. Это же касается частично и алевроито-пелитовой фракции лагунных отложений. Но здесь велика доля материала, приносимого паводковыми водами крупных рек. Показатель этого – сходство состава глинистых минералов аллювия и лагунных отложений. Лагуны, сформировавшиеся в устьях малых водотоков или вблизи абразионных уступов, отличаются большим содержанием в осадках каолинита, хлорита-каолинита, смешанно-слоистых минералов и, в меньшей степени, гидрослюд и хлоритов.

Возраст террас

Террасы высотой 8–10 и 10–12 м (в отдельных случаях – 12–15 м) по биостратиграфическим характеристикам соответствуют стадиям 5е на кривой изменения объема ледников в позднем плейстоцене [30, 31], с которой сопоставляются максимальное потепление климата и наиболее высокий уровень

Мирового океана в четвертичное время [3, 27]. Подъем уровня Японского моря составлял не менее 8–10 м выше современного [11, 15, 19]. На данном этапе изучения осадки террасы высотой 12–15 и 8–10 м в устье р. Зеркальной и других местах сопоставляются с трансгрессией стадии 5 на кривой Шеклтона – Опдайка [30], чему не противоречат ТЛ-даты (110 ± 30 тыс. лет; 120 ± 5 тыс. лет).

Интерпретация новых данных для бухты Зеркальной и других участков побережья континентального сектора Японского моря пока не может быть уверенной из-за отсутствия надежных хронореферов для каждой из террас и недостаточной полноты геологических разрезов, прежде всего касающихся регрессивных фаз ресс-вюрма–раннего вюрма, соответствующих эпизодам 5d, 5b и стадии 4 [27]. В целом же, установленные на основании изучения морских террас в устье р. Зеркальной подъемы уровня Японского моря в первом приближении могут быть сопоставлены с трансгрессиями Мирового океана, зафиксированными в террасах о-ва Барбадос [5, 27, 28] и на изотопной кривой Шеклтона – Опдайка [30].

Широкое распространение на континентальном побережье Японского моря морских осадков с холодными или умеренно-холодными спорово-пыльцевыми комплексами позволило ранее предположить, что формирование 6–8-метровой террасы связано с региональной трансгрессией в начальную фазу ранневюрмского похолодания или в один из интерстадиалов этой эпохи [25]. Однако переход от умеренно-холодного комплекса в средней части разреза 6–8-метровой террасы к умеренно-теплому спорово-пыльцевому комплексу в кровле террасы в слоях, где присутствуют прибрежно-морские диатомеи, свидетельствует о том, что на разных участках континентального и островного побережий Японского моря зафиксирована климатическая ритмика, соответствующая находкинскому (ресс-вюрму), а не лавозскому горизонту (раннему вюрму) [4, 10, 22].

Геоморфологические следствия трансгрессий

Имеются доказательства влияния на рельеф береговой зоны Японского моря позднеплейстоценовой трансгрессии. В силу значительной амплитуды этой трансгрессии, вероятно, необходимо пересмотреть вопрос о времени возникновения абразионно-денудационного типа берегов в северо-западном секторе Японского моря. На открытых побережьях Восточного Приморья с первым этапом трансгрессии связано возникновение абразионных берегов и широких бенчей, на втором – преобразование абразионных берегов в абразионно-выров-

ненные и аккумулятивные выровненные [9, 15]. Третий этап трансгрессии отмечен активным выносом обломочного материала из речных долин. Его аккумуляция в волноприбойной зоне, куда добавились и продукты абразии, сопровождалась формированием обширных участков морской террасы (высотой 6–8 м). Наиболее обширные и протяженные участки 6–8-метровой террасы возникли в местах выравнивания берегового контура. Так в его северной части Восточного Сихотэ-Алиня возник участок аккумулятивно-выровненного и абразионно-выровненного берега от мыса Золотого до устья р. Таежной [15].

Следы ресс-вюрмской трансгрессии зафиксированы и на подводном береговом склоне. Лучше всего выражены в рельефе мелководного шельфа абразионные платформы на глубинах 40–45 и 25–30 м [19]. Вероятно, платформа на глубине 40–45 м по времени отвечает среднечетвертичной трансгрессии, а при последующих подъемах уровня Японского моря происходило дополнительное абразионное подрезание. Терраса на глубине 25 м предположительно выработана во время ресс-вюрмской трансгрессии, чему соответствуют морские отложения находкинского горизонта, перекрытые континентальными образованиями раннего вюрма [10].

В связи с широким развитием абразии в континентальном секторе Японского моря во время ресс-вюрмской трансгрессии возникает вопрос о соотношении аллювия и продуктов абразии в толще осадков, накопившихся на шельфе и в разрезах террас. Анализ площадного распределения береговых линий среднечетвертичной и ресс-вюрмской трансгрессий показывает, что на отдельных участках побережья абразией уничтожены блоки суши шириной до 1,2–1,5 км. Именно мощное развитие абразии на фоне резкого ослабления аллювиального выноса – одна из причин активного осадконакопления в средней и внешней частях континентального шельфа Японского моря. Баланс рыхлого материала на шельфе служит одним из показателей длительности становления материковой ступени и многократности повторения трансгрессий и регрессий в плейстоцене–голоцене [11, 15, 19].

Изучение морских террас, соответствующих ресс-вюрмской трансгрессии, позволяет сделать вывод о тектоническом режиме морских побережий Японского и Охотского морей в четвертичное время. Верхний комплекс (высотой от 20 до 120 м) формировался в условиях воздымания территории с общей амплитудой поднятия до 120–150 м [20]. Нижний ярус террас ($Q_{III}-Q_{IV}$) по высотным характеристикам соответствует гляциоэвстатическим колебаниям уровня

Мирового океана [7, 3, 15] и стабилизации тектонических движений в позднем плейстоцене–голоцене.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В осадках трех морских террас континентального побережья Японского моря фиксируются три фазы подъема уровня моря, превышающие современный уровень. Интерпретация разрезов террас высотой 8–10, 10–12 (или 12–15) м позволяет сделать вывод о двух или трёх фазах трансгрессии, разделенных незначительными регрессиями. Максимальный подъем превышал современный не менее чем на 10 м. Согласно термофильным спорово-пыльцевым комплексам и диатомеям первые две фазы ресс-вюрмской трансгрессии отвечают стадиям 5е.

В разрезе 6–8-метровой морской террасы отражены следы трех осцилляций уровня Японского моря с подъемом до 6 м выше современного. Широкое распространение выше современного уровня моря прибрежно-морских осадков с умеренно-холодными и холодными пыльцевыми комплексами противоречит общепринятым представлениям о совпадении пиков трансгрессий с теплыми фазами климата плейстоцена. Следует помнить, что значительные регрессии при похолоданиях климата развиваются за счёт изъятия воды из Мирового океана при возникновении материковых оледенений. Следы крупных оледенений для холодных климатических фаз ресс-вюрма пока не установлены. Исследования А.Н. Молодькова [2], датировавшего методом ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) раковины из многочисленных разрезов морских террас в северном секторе Евразии, относимых к верхнему звену, показали, что в интервале 130–75 тыс. л. н. происходила длительная морская трансгрессия с незначительными колебаниями уровня Мирового океана. Поэтому наличие в разрезах 6–8, 8–10 и 10–12-метровых террас морских слоев с фригидными спорово-пыльцевыми комплексами требует обсуждения. Подобное соотношение морских фаций, охарактеризованных холодными пыльцевыми комплексами, установлено для датированных разрезов ресс-вюрмских морских террас Сахалина [20].

БЛАГОДАРНОСТИ

Эта статья – результат многолетних исследований большого коллектива. Особая благодарность – исследователям, выполнявшим аналитические работы, а также приморским геологам С.В. Коваленко, Т.К. Кутуб-Заде, А.В. Олейникову, В.В. Коробову и другим, оказавшим огромную помощь при проведении полевых работ, камеральной обработке данных, техническом оформлении статьи. Многие из тех, кто участвовал в

геологических работах и лабораторных исследованиях, ушли из жизни. Авторы признательны памяти И.Г. Шахгельдяна, Р.П., Токмакова и Е.И. Царько.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 208 с.
2. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М., 1999. С. 25–53.
3. Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
4. Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климато-стратиграфия плейстоцена и голоцена Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 146 с.
5. Джеймс Н. П., Маунтджой Э.У., Омуре А. Ранневисконсинская рифовая терраса на о. Барбадос, Вест-Индия, и ее значение для климатических построений. М.: Мир, 1974. С. 106–116.
6. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. 261 с.
7. Каплин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей. М.: Наука, 1977. С. 15–27.
8. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен–плейстоцен) / А.М. Короткий, Т.А. Гребенникова, В.С. Пушкарь и др. Владивосток, 1996. 57 с.
9. Короткий А.М. Этапы становления рельефа и осадконакопления в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 59–82.
10. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
11. Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 104–114.
12. Короткий А.М., Г.И. Шумов. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий // Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 208–221.
13. Короткий А.М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.
14. Короткий А.М., Пушкарь В.С. Ритмика колебаний уровня Японского моря в ресс-вюрме // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 96–110.
15. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
16. Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Морские террасы Южного Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 115–123.
17. Кузьмина Н. Н., Талденкова Е. Е., Куликов О. А. и др. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений шельфа и побережья северо-западной час-

- ти Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. коррекция. 1997. Т5, № 5. С. 65–77.
18. Кулаков А.П. О тектоническом развитии материкового шельфа юга Дальнего Востока в антропогене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 175–188.
 19. Мечетин А.В. Изменение уровня Японского моря в четвертичное время (северо-западный шельф) // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 53–60.
 20. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина / А.М.Короткий, В.С.Пушкар, Т.А.Гребенникова и др. / Тихоокеан. ин-т географии ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.
 21. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен–голоцен) / А.М.Короткий, С.П.Плетнев, В.С.Пушкар и др. М.: Наука, 1988. 240 с.
 22. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан: МСК СССР, 1987. 242 с.
 23. Bulgakov R. Reconstruction of Quaternary History of Southern Kuril Islands. // Journal of Coastal Research.- Fort Lauderdale: 1996. N. 4. P. 930–939.
 24. Korotky A. M. Main features for development of natural environment in the late Pleistocene–Holocene (South of the Soviet Far East). // The inqua international symposium on stratigraphy and correlation of quaternary deposits of the Asian and Pacific regions. Bangkok: Issued by CCOP Technical Secretariat. January 1991. P. 45–54.
 25. Korotky A. M., Pushkar V. S. Rhythmics of the Japan Sea level variations during the Riss- Würm period // The inqua international symposium on stratigraphy and correlation of quaternary deposits of the Asian and Pacific regions. Bangkok: Issued by CCOP Technical Secretariat. January 1991. P. 107–117.
 26. Korotky A. M., Razjigaeva N. G. Geology of Marine Terraces of Zerkalnaya Inlet, North-Western Japan Sea // Bulletin of the Nojiri- ko Museum N.2. March 1994. P. 69–76.
 27. Labeyrie J. Le cadle paleoclimatique depous 140000 ans // Anthropologie. 1984. V. 88. N 1. P. 19–48.
 28. Mesolella K J., Matthews R. K., Broecker W. S., Thurber D. L. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data // J. Geol, 1969. V. 77. P. 257–274.
 29. Selivanov A. O. Morphological Changes on Russian Coast under Rapid Sea-Level Changes: Examples from the Holocene History and Implications for the Future // Journal of Coastal Research. Fort Lauderdale: 1996. N. 4. P. 823–830.
 30. Shackleton N. J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale // J. Quater. Res. 1973. V. 3.P. 35–55.
 31. Stearns C.E. Estimates of the position of sea level between 140000 and 75000 years ago // Quatern. Res. 1976. N 6. P. 445–460.

Поступила в редакцию 14 декабря 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.M. Korotky, T.A. Grebennikova, L.P. Karaulova, L.M. Mokhova

Late Quaternary marine deposits of Eastern Primorye (Japan Sea)

Marine terraces (6-8, 8-10 and 12-15 m high) have been studied in the Japan Sea northwestern sector. Their formation is compared with three phases of Riss- Würm (Sangamon) transgression when the sea level exceeded the modern sea level by 8-10 m. Thermoluminescent dates, spore-and-pollen and diatomic assemblages from the deposits of these marine terraces allow us to compare the transgression with stage 5 e and the last episode of stage 5c. The wide distribution of coastal deposits with warm, moderate-cold and cold assemblages proves the long-term development of transgression with insignificant sea level fluctuations. For each terrace its age is substantiated. Climatic and landscape conditions of transgression development are recognized. Lithological and facial characteristics of the deposits of marine terraces are determined. Various deformations corresponding to the third phase of transgression are established in the sections of the 6-8m marine terrace. These deformations are related to long-term or thick seasonal frozen ground.

Key words: marine terraces, glacio-eustatic transgression, Riss- Würm, spore-and-pollen assemblage, macrofauna, microfauna, diatoms, climatic phases.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ВПАДИНЫ КУНСАН (ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКИЙ ЗАЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

С.П. Плетнев, Л.А. Изосов, М.Г. Гороя

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

Приводятся новые данные по биостратиграфии и литологии кайнозойских отложений впадины Кунсан (Восточно-Корейский залив). Биостратиграфический анализ (фораминиферы, споры и пыльца) в керне мощностью 2840 м скважины Д-1, заложенной на глубине 50 м, позволил выделить слои верхнего плейстоцена–голоцена (0–40 м), верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена (41–796 м), (?) нижнего плиоцена (797–1250 м), верхнего миоцена (1250–1880 м), среднего миоцена (1880–2840 м). Выделены раннеплиоценовый и среднеплейстоценовый перерывы. Дана характеристика условий седиментации в миоцене–плейстоцене.

Ключевые слова: бурение, керн, фораминиферы, споры, пыльца, миоцен, плиоцен, впадина Кунсан, Восточно-Корейский залив.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы активные поиски нефти на шельфе Японского моря сопровождаются бурением глубоких параметрических скважин. Бурению предшествовали геофизические исследования, в результате которых на шельфе были выделены отрицательные морфоструктуры больших размеров. В подводном рельефе они не всегда ясно выражены, так как часто полностью заполнены осадками. Внешние границы таких впадин и прогибов выходят иногда выше современной береговой линии и уходят вглубь за пределы шельфа. К ним можно отнести серию кайнозойских впадин (Пхохан, Кильчжу-Менчхонская) на востоке Корейского п-ова и западном побережье о-ва Хонсю. Неотектоническими движениями в этих районах осадочные толщи частично были выведены на поверхность, где они представлены переслаивающимися морскими и континентальными фациями. Генезис подобных структур в Японском море ряд авторов связывают либо с проявлением рифтогенеза в позднем олигоцене–раннем миоцене, либо с блоковыми опусканиями. Вскрытые бурением геологические разрезы в таких впадинах на шельфе Корейского пролива [8], Японских о-вов [7] фиксируют большие мощности осадков (более 3 км), накопившихся в неоген-четвертичное время.

По материалам бурения проведен литолого-палеонтологический анализ, отражающий эволюцию

осадочного материала и органических остатков в кайнозое. Поэтому полученные нами новые данные по литологии и биостратиграфии кайнозойских отложений при изучении керна параметрической скважины Д-1, заложенной в прогибе Кунсан (или Гензан) Восточно-Корейского залива, внесут дополнительный вклад в познание геологии Японского моря.

МАТЕРИАЛ

В 1990 г. сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН совместно с СахалинНИПИнефтегаз и МинГазПром СССР в результате геолого-геофизических исследований на шельфе Восточно-Корейского залива был выделен прогиб Кунсан, заполненный осадками мощностью до 3,5 км. Прогиб Кунсан представляет собой крупную отрицательную морфоструктуру прикорейского бордерленда, изголовье которого расположено между Вонсанским каньоном и мысом Сувондан. От Корейского полуострова он тянется в северо-восточном направлении более чем на 200 км, расширяясь до 80–120 км. Газогидрохимические исследования в придонной воде этой впадины показали аномальные содержания метана. Данная структура была признана перспективной на углеводороды, и в ее пределах на глубине около 50 м была заложена параметрическая скважина Д-1 (рис. 1).

Коллекция из 15 образцов и документация по керну этой скважины была любезно передана корейс-

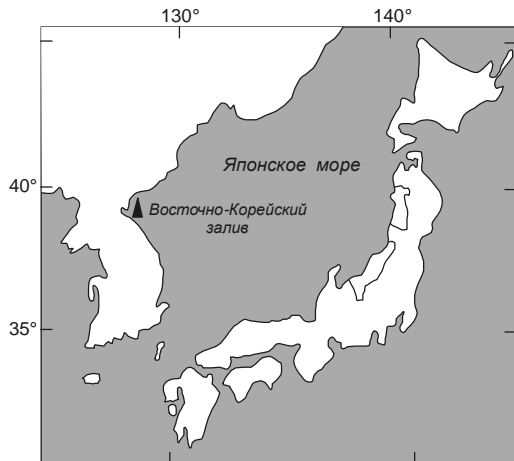


Рис. 1. Положение скважины Д-1.

кой стороной (Министерство освоения природных ресурсов КНДР) сотрудникам ТОИ ДВО РАН Л.А. Изосову и И. Югаю для анализа вещественного состава и палеонтологической характеристики пород в лабораториях института. На момент передачи материалов бурение скважины еще продолжалось, и поэтому авторы не располагают литологическим описанием и образцами пород из самой нижней толщи. Первичная подготовка проб на палинофлору и микрофауну проводилась по общепринятым методикам. Фораминиферы просматривались под микроскопом МБС-9 во фракциях крупного алевролита и песчаной (более 0,05 мм), выделенных водно-ситовым методом.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Планктонные и бентосные фораминиферы

Раковины фораминифер обнаружены в шести из пятнадцати изученных образцов (рис. 2). Наиболее ранний по возрасту комплекс микрофауны обнаружен в аргиллитах интервала керна 1879–1750 м. Он представлен единичными раковинами трех видов планктонных фораминифер: *Globigerina nepenthes* Todd, *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Globigerina bulloides* Orb. и бентосными *Islandiella laticamerata* (Voloshinova) и *Uvigerina peregrina* (Cushman). Присутствие вида-индекса *Neogloboquadrina acostaensis* позволяет данный комплекс отнести к зоне N16, согласно биозональной шкале Блоу по планктонным фораминиферам, охватывающей возрастной диапазон от 11 до 5 млн лет [6]. Этот же вид, *N. acostaensis*, отмечен в интервале керна 1540–1543 м, где вместе с ним встречены планктонные виды бореального облика *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerina nepenthes* Todd, *Globigerinita*

glutinata (Egger), *Neogloboquadrina pachyderma dex.* (Ehrenberg) и субтропического *Globigerinoides trilobus* Reuss. Наряду с планктоном встречена представительная ассоциация бентосных форм с участием *Uvigerina yabei* (Asano), *U. crassocamerata* Volosh., *U. peregrina* (Cushman), *Criboelphidium boraense* Volosh., *Asteroammonia* cf. *A. takanabensis* (Ishizati), *Nonionella* cf. *N. miocenica* Asano, *Islandiella laticamerata* (Voloshinova), *Lagena* sp. и *Elphidiella* sp. Наличие в составе бентосных фораминифер *Is. laticamerata*, *Cr. boraense*, *A. takanabensis* позволяет данный комплекс сопоставить с позднемиоценовой фауной (верхнеокобыкайской) острова Сахалин [2, 3]. Таким образом, комплексы бентосных и планктонных фораминифер указывают, что слои в интервале 1870–1250 м формировались в позднемиоценовое время. Седimentация происходила в зоне внешнего шельфа–верхней батии с температурным режимом поверхностных вод в интервале среднегодовых значений 13–16°C.

Выше по разрезу, начиная с 796 м, встречены только планктонные фораминиферы с участием таких тепловодных форм, как *Globorotalia inflata* (Orb.), *Globigerinoides ruber* (Orb.), *Globigerinita glutinata*. В комплексе планктонных фораминифер (интервалы керна 411–413 и 360–361 м) исчезает тропическая форма *Gl. ruber* на фоне возрастания роли бореальных *Neogloboquadrina pachyderma dex.*, *Globigerina bulloides* и, впервые, появляется субарктическая разновидность *Neogloboquadrina pachyderma sin.* Если вышеуказанные виды и подвиды начинают свое эволюционное развитие со среднего миоцена и представлены в современном планктоне, то находки *Globorotalia inflata* позволяют датировать отложения выше 796 м возрастом моложе двух последних миллионов лет. Именно к рубежу 2,09 млн лет приурочено первое появление данного вида [6]. Находки тепловодных видов планктонных фораминифер в позднем плиоцене и раннем плейстоцене свидетельствуют о лучшем прогреве поверхностных вод Восточно-Корейского залива в это время по сравнению с поздним миоценом.

Споры и пыльца

Споры и пыльца хорошей сохранности обнаружены только в одном образце (интервал 411–413 м). В спектре доминируют покрытосеменные, разнообразные по составу. Наиболее многочисленны буковые (*Fagus* – 17 %, *Quercus* – 7,3 %, *Castanea*, *Castanopsis*, *Pasania* – единичны) и ореховые (*Carya* – 15 %, *Juglans* – 8,4 %, единичны – *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Cyclocarya*). Малочисленны или единичны *Platanus*, *Ulmus*, *Betula*,

Alnus, Corylus, Carpinus, Myrica, Liquidambar, Sparganium, Cyperaceae. Среди голосеменных преобладает *Pinus*, малочисленны *Tsuga, Picea, Larix, Ephedra*, представители семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Состав споровых мало представлен и немногочислен – *Polypodiaceae, Osmunda* и *Dicksonia*.

Таким образом, установленный комплекс характеризуется заметным участием буковых, ореховых, ильмовых, совместно с сосновыми, таксодиевыми, разнообразными берёзовыми, тсугами, при незначительном участии термофильных *Castanea, Quercus* (вечнозелёный), *Myrica, Liquidambar, Ilex*.

Таксономический состав палинофлоры позволяет восстановить последовательный экологический ряд растительных ассоциаций от низинных местообитаний до высокогорий. Долинную ассоциацию заселяли таксодиевые, ольха, лапина с травостоем из ежеголовника и осоки. Пояс низкогорья был представлен елью, буковыми, ореховыми, берёзой, ильмом, липой, под пологом которых произрастали мирики, лещина с травянистым покровом из папоротников. В составе высокогорных сообществ доминировали тсуга, сосна, березовые встречались в виде примеси. Совместное нахождение таксонов из различных экотопов свидетельствует о расчленённом рельефе. Изученная палинофлора отражает условия умеренно-тёплого климата.

Основные особенности спорово-пыльцевого спектра: доминирование покрытосеменных, а среди них – преобладание бука, значительное участие разнообразных ореховых, бедный состав теплолюбивых таксонов сближает установленный спектр со спорово-пыльцевым комплексом серии чильбосан (плиоцен) Кильчжу-Ченглинской группы впадин северо-восточной части п-ова Корея [1]

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате биостратиграфического анализа керн скважины Д-1 осадочные толщи в интервале 0–40 м авторы относят к позднему плейстоцену–голоцену; 41–796 м – к позднему плиоцену и раннему плейстоцену; в интервале 797–1250 м – к раннему плиоцену (?); 1250–1880 м – к позднему миоцену (рис. 2). Несмотря на отсутствие палеонтологических находок, интервал керн 1880–2840 м нами отнесен к среднему миоцену. В пользу этого свидетельствуют сборы палеонтологического материала, проведенные при участии авторов во время полевых работ в наземных разрезах Кильчжу-Менчхонской впадины. В кремнистых аргиллитах была найдена морская фауна моллюсков и фораминифер (роды

Elphidiella, Asteroammonia, Cribroelphidium). По малякофауне и отпечаткам листьев аргиллиты уверенно датированы средним миоценом [5]. Отсутствие следов среднемиоценовой трансгрессии при изучении керн Д-1 указывает на то, что скважина не достигла морских осадков этого возраста.

Мы полагаем, что в изученном разрезе керн скважины Д-1 часть отложений раннего плиоцена и конца позднего миоцена может отсутствовать. В пользу данного вывода свидетельствует наличие гравийно-песчаных прослоев в интервале 800–1250 м, которые обычно формируются в береговой зоне с дефицитом осадочного материала. Гравийно-песчаные горизонты отмечены в интервалах 2600–2800, 2300–2400 м и также указывают на возможные перерывы. Впадина-грабен Кунсан как морфоструктура, по-видимому, начала формироваться в позднем олигоцене–раннем миоцене, как и большинство подобных впадин юго-восточного побережья Корейского полуострова [7]. Проведенные гравиметрические и сейсмические работы сотрудниками ТОИ ДВО РАН показали [3], что формирование геологической структуры впадины Кунсан происходило под воздействием процессов деструкции материковой окраины и начавшегося рифтогенеза. Континентальная фаза рифтогенеза ими датирована палеогеном–ранним неогеном. Дальнейшее растяжение коры в миоцене привело к формированию клинообразного трога, раскрывающегося в сторону глубоководной котловины Японского моря. Конседиментационное заполнение впадины Кунсан терригенными осадками, по данным анализа керн Д-1, происходило в среднем миоцене–плейстоцене и, вероятно, носило прерывистый характер. Возникновение перерывов было вызвано соотношением между скоростью прогибания дна и интенсивностью поступления терригенного материала. Характер распределения мощностей в изученном керне показывает, что развитие впадины Кунсан в миоцене было вызвано тектоническими причинами и изостазией осадочного материала. Иначе трудно объяснить возникновение во впадине Кунсан относительно глубоководных условий в позднем миоцене только одним эвстатическим повышением уровня моря. Более того, поздний миоцен в истории Мирового океана скорее характеризуется общей тенденцией к понижению уровня моря, что было вызвано продолжающимся ростом Антарктического ледового щита [4].

В позднем плиоцене–раннем квартале отмечено возобновление условий морской седиментации в районе бурения и проникновением туда субтропической фауны планктонных фораминифер, что было связано с очередным открытием Корейского пролива и про-

никновением теплых струй Цусимского палеотечения на север. Большие мощности молодых осадков (около 800 м) в прогибе Кунсан определялись увеличением потока осадочного материала со стороны воздымающейся суши (сахалинская фаза складчатости) и, возможно, активизацией процессов рифтогенеза. Во второй половине плейстоцена условия седиментации контролировали гляциоэвстатические изменения уровня моря, и верхние 40 м песчаного горизонта, по-видимому, накопились во время последнего регрессивно-трансгрессивного цикла (поздний вюрм-голоцен).

Работа финансировалась по гранту РФФИ-ДВО (проект 06-05-96036)

ЛИТЕРАТУРА

1. Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 196 с.
2. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 303 с.
3. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши / Отв. ред. Е. П. Леликов. Владивосток: Дальнаука, 1993. 207 с.
4. Кеннет Д.П. Морская геология. М.: Мир. 1987. Т 2. 383 с.
5. Худик В.Д., Лю Зин Му, Аблаев А.Г., Лю Ен Хва, Горовая М.Т., Плетнев С.П., Сафарова С.А. Хамчжинское местонахождение фауны и флоры неогена Приморья // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 96–100.
6. Berggren W.A., Kent D., Swisher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy// Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication 1995, no 54, p. 129–212.
7. Kobayashi I. Outline of the Late Cenozoic stratigraphy and geohistorical events in the Honshu coastal region of the Japan Sea side, with an emphasis on the northern area of the Shinetsu sedimentary province// Development of Tertiary sedimentary basins around Japan Sea (East Sea). Niigata university. 2002. P 1–21
8. Yun H. and Yi S. Biostratigraphy and paleocenography for the Gorae and Dolgorae wells, Offshore Korea, and their implications to Neogene tectonic history // Development of Tertiary sedimentary basins around Japan Sea (East Sea), 2002, Niigata University. P. 65–78.

Поступила в редакцию 15 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S. P. Pletnev, L. A. Izosov, M.G. Gorovaya

New data on the geology of the Kunsan depression sedimentary cover (East Korean Bay, Japan Sea)

New evidence on biostratigraphy and lithology of Cenozoic sediments of the Kunsan depression (East Korean Bay) is offered. The biostratigraphic analysis (foraminifera, spore and pollen) of the core of hole D-1 at 50 m and thickness 2840 m made it possible to distinguish the following layers: Upper Pleistocene-Holocene (0-40 m), Upper Pliocene-Lower Pleistocene (41-796 m), (?) Lower Pliocene (797-1250 m), Upper Miocene (1250-1880 m), and Middle Miocene (1880-2840 m). Hiatuses are established in the Early Pliocene and Middle Pleistocene. A characteristic is given to sedimentation conditions in the Miocene-Pleistocene.

Key words: drilling, core, foraminifera, spore and pollen, Miocene, Pliocene, the Kunsan depression, East Korean Bay.

ЭЛЕМЕНТЫ-СПУТНИКИ, ГЕНЕТИЧЕСКИ РОДСТВЕННЫЕ БЛАГОРОДНЫМ МЕТАЛЛАМ, И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ РУДНЫХ ЗОН И ПОЯСОВ

С.С. Зимин *, В.П. Молчанов*, В.Е. Тупяков, П.Г. Коростелев***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Забайкальский комплексный научно-исследовательский институт, г. Чита*

В работе показано, что использование элементов-спутников, генетически родственных благородным металлам, при геохимических исследованиях может повысить их результативность в прогнозной оценке минеральных ресурсов различных геологических структур.

Ключевые слова: золото, платиноиды, интерметаллиды, генетически-родственные элементы-спутники, геохимические исследования.

К благородным металлам, как известно, большей частью относятся такие химические элементы, как золото, иридий, платина, палладий, родий, рутений и осмий. Многочисленные исследования показывают, что в металлическом состоянии перечисленные элементы, особенно золото, бывают лишь в условиях окислительной обстановки как в экспериментальных, так и в природных условиях. В последнем случае они характерны, главным образом, для верхних частей земной коры. Здесь эти металлы, в первую очередь золото, являются свободными, но лишь относительно, поскольку образуют сонахождения или парагенезисы элементов, возникшие при разложении интерметаллических и других химических соединений, характерных для восстановительных условий глубинных зон земной коры и верхней мантии. Что касается элементов платиновой группы (ЭПГ), то их интерметаллиды хорошо сохраняются благодаря восстановительной обстановке, создающейся вследствие активизации графитоносного кристаллического фундамента под влиянием разогрева более поздними интрузиями гранитоидов.

По составу парагенезисы элементов бывают простыми и сложными. Простые соединения более характерны для синтеза интерметаллидов в восстановительной обстановке эксперимента. Природные их представители чаще всего являются сложными. Количество соединений у благородных элементов неодинаково. Так, у золота с платиной имеется лишь одно

соединение AuPt [5]. С фосфором у золота также лишь одно простое соединение Au₃P₃. В разведенном виде фосфор входит в состав апатита, который в результате метасоматических процессов иногда находится в парагенезисе с самородным золотом. Именно в такой минеральной форме фосфор присутствует в руде нижних горизонтов Многовершинного золоторудного месторождения Дальнего Востока [13]. С медью золото образует уже три простых соединения (Au₃Cu, AuCu, AuCu₃), которые наблюдаются и в природе, в частности, в массивах гипербазитов. С редкоземельными металлами, например с иттербием, золото образует восемь следующих соединений: Yb₇Au₃, Yb₂Au, Yb₅Au₃, Yb₅Au₄, YbAu, YbAu₂, YbAu₃, YbAu₄ [5]. Интерметаллические соединения ЭПГ зачастую также бывают весьма сложными по составу [7, 8, 31]: 1) (Pd_{0.88}Pt_{0.10}Cu_{0.20}Ni_{0.020})_{3.15}(Sn_{0.95}Pd_{0.95}); 2) (Pd, Pt, Bi, Te)₂. Бывают и более сложные по составу соединения ЭПГ. Они могут возникать в восстановительных условиях, характерных для мантийных процессов. Близкая обстановка может создаваться при гидротермально-метасоматических процессах, происходящих в черносланцевых толщах, либо в базит-ультрабазитах под влиянием активизации их графитоносного фундамента в случае воздействия на него гранитоидов и их производных разного состава и формы проявления. Поэтому в них лучше сохраняются первичные соединения благородных элементов, образованные изначально в восстановительных усло-

виях. Это явление типично для гипербазитовых массивов независимо от того, расположены ли они на Южном Урале, либо на Дальнем Востоке.

К настоящему времени нами собраны сведения [1–11, 14–17, 19, 21, 22, 25, 27, 29, 31, 32] о 709 интерметаллических соединениях с участием вышеупомянутых семи благородных элементов. При этом на долю золота приходится 170 соединений, на иридий – 120, платину – 140, палладий – 125, родий – 86, рутений – 38, осмий – 30. Меньшие количества химических соединений у рутения и осмия, по сравнению с другими ЭПГ, вероятно, связаны с особенностями гексагональной структуры, более плотной по сравнению с кубической у твердых растворов платиновых металлов [31]. Большая часть этих соединений получена экспериментальным путем. Но это, как нам кажется, не так уж плохо вследствие того, что самым лучшим экспериментатором является природа, у которой для этого имеется больше возможностей.

По отношению к структурам твердых растворов благородных элементов, мы располагаем сведениями лишь для трети от их общего количества. Наблюдается, в частности, такая картина. Из 237 соединений благородных металлов с редкоземельными элементами кубическую структуру имеют 116 соединений, гексагональную – 43, ромбическую – 69, тетрагональную – 6, моноклинную – 3 [23, 24, 26]. Такой расклад по структурам интерметаллических соединений благородных элементов, полученным большей частью экспериментально, весьма близок

имеющемуся среди природных аналогов [25]. Если учесть, что в приведенной выборке к золоту имеют отношение 36 ромбических соединений, то доля кубических соединений среди одних платиноидов будет более высокой и составит уже не 44,3 %, как в первом случае, а 57,7 %. Кадастр элементов-спутников благородных металлов приведен в таблице. При этом учитывались не просто элементы-спутники, в понимании [9], а генетически родственные элементы-спутники, возникшие при разложении их интерметаллических соединений под влиянием тектонических, метасоматических и гидротермальных процессов с последующим выносом в верхние горизонты земной коры.

Вопрос о выявлении генетически родственных элементов-спутников в рудных месторождениях, металлогенических зонах и поясах не всегда прост и не во всех случаях может быть разрешен удовлетворительно. В таких условиях необходимо исходить прежде всего из конкретной геологической обстановки. Так, в пределах массивов базитов или гипербазитов этот вопрос может быть успешно решен при наличии значительного количества спектральных и химических определений благородных металлов и их элементов-спутников. Труднее будет выполнить это в офиолитовом поясе на площадях между массивами мафит-ультрамафитов. Но и здесь задачу о перспективах минеральных ресурсов можно решить положительно, учитывая тот факт, что золото, платина и палладий, по данным ряда исследователей [12, 13, 15 16, 20], могут при наложении более поздних

Таблица. Классификация генетически родственных элементов-спутников благородных металлов.

Благородные металлы	Элементы-спутники
Золото	Li, B, Na, Al, Mg, P, S, K, Ca, Sc, Ti, V, Mn, Ni, Cu, Zn, Ga, Re, Sr, Y, Zr, Nb, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Pm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, Pt, Hg, Pb, Bi, Th, U, Np, Pu
Иридий	Be, B ₂ , Al, Si, P, S, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Sn, Sb, Te, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, W, Re, Os, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Ra, Th
Платина	Be, B ₂ , Al, Si, P, S, Ca, Sc, Ti, V, Fe, Cr, Mn, Ni, Ga, Ge, As, Y, Zr, Pd, In, Sn, Sb, Te, La, Ce, Pr, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, W, Tl, Au, Bi, Th, Pu
Палладий	H, Be, B ₃ , Al, Si, P, S, Ca, Sc, Ti, V, Cu, Fe, Ni, Ga, Ge, As, Sr, Zr, In, Sn, Sb, Te, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, Pt, Au, Bi, Th, U, Pu, Pb
Родий	H, Be, B ₃ , Al, Si, P, S, Ca, Sc, Ti, V, Ge, Se, Y, Ru, Sb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, W, Ir, Bi, Th
Рутений	Be, B, Al, Si, P, S, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Se, Y, Zr, Rh, In, Sn, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W, Ir, Th, Pu
Осмий	Be, B, Al, Si, P, S, Sc, V, Cr, Ge, Zr, Ru, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W, Ir

Примечание. Цифры внизу символа бора означают количество соединений (боридов) этого элемента с данным благородным металлом.

гидротермальных процессов экстрагироваться и переотлагаться с образованием продуктивных концентраций в рудных зонах. В этом отношении практический интерес представляют сведения А.Ф. Коробейникова [16] о том, что при формировании концентраций благородных металлов во вмещающих офиолиты породах могут иметь значение не только процессы диагенеза, но и более поздние изменения, связанные с внедрением гранитоидов габбро-плаггиогранитовых ассоциаций. В процессе переноса и перетложения рудного вещества могут участвовать, видимо, и производные более поздних гранитоидов, как это установлено нами в Усть-Депском массиве гипербазитов (Среднее Приамурье). Здесь золото-платиноносные жильные тела родингитов иногда локализовались около даек мелкозернистых гранитов, секущих серпентинизированные гарцбургиты (рис.). Содержание Au в них достигает 4,67 г/т, Pd – не более 0,088 г/т и Pt – 0,589 г/т [18]. По-видимому, здесь имелись серьезные подвижки благородных элементов в серпентинитах позднего протерозоя под влиянием метасоматоза и гидротерм позднемеловых гранитоидов. С этой точки зрения, гипербазиты ряда районов Дальнего Востока заслуживают более детальных исследований. Особенно перспективными представляются зоны офиолитовых поясов (корневых и бескорневых гипербазитов [28]), скрытые под разновозрастными терригенными отложениями Северо-Востока России.

Еще более трудно будет решаться вопрос на площади, в пределах которой отсутствуют офиолиты, но имеются, например, рудопроявления с золотом и сопутствующими ему элементами групп металлов и неметаллов. Однако и в этом случае задача

по обнаружению генетически родственного золоту элементов-спутников может быть решена успешно с использованием данных по геологии, геохимии и минералогии изучаемого района. Необходимо, например, узнать, насколько часто повторяются в изучаемых структурах парагенезисы золота с определенным металлом как в пространстве, так и во времени. Если они повторяются довольно часто во многих участках изучаемого объекта, то это представляет интерес. Если сонахождения повторяются во времени, то в этом случае можно более точно решить вопрос о генетически родственных элементах-спутниках золота из числа не только благородных элементов. Необходимо также выявить корреляционные связи элементов в паре с золотом. Если при этом корреляция элемента с золотом имеет линейный характер, то принадлежность его к числу генетически родственного элемента-спутника золота весьма вероятна, что заметно ускоряет решение задачи прогнозной оценки рассматриваемой территории. Намного труднее будет её выполнить в том случае, если золото в исследуемом рудопроявлении окажется полигенным, как полагают Ю.Г. Щербаков [30] и другие исследователи. Подобрать к такому металлу ключи будет непросто. Но такие ситуации встречаются, по-видимому, нечасто и тоже могут быть расшифрованы.

В заключение еще раз подчеркнем, что использование информации об элементах-спутниках, генетически родственного благородным металлам, может значительно повысить эффективность геохимических исследований при прогнозной оценке минеральных ресурсов различных геологических структур.

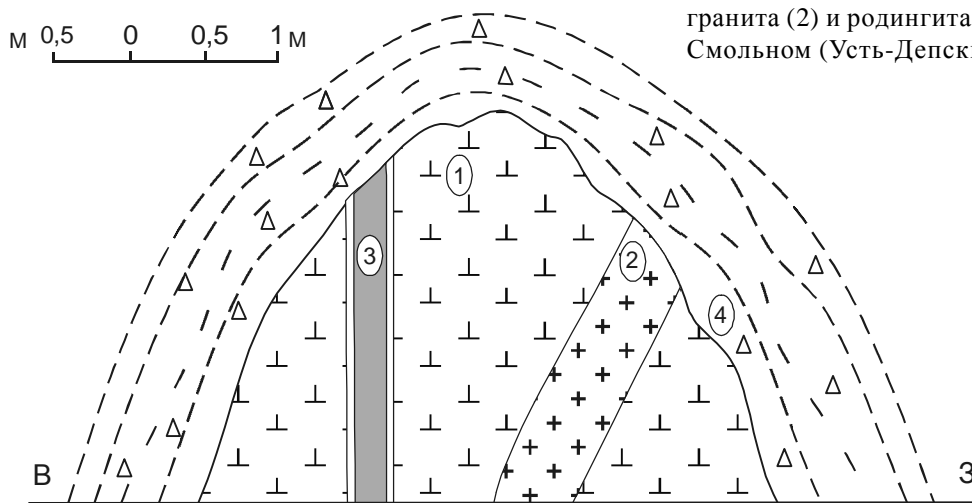


Рис. Коренное обнажение апогарцбургитового серпентинита (1) с секущими дайками мелкозернистого гранита (2) и родингита (3) среди делювия (4) в ключе Смольном (Усть-Депский выступ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабонин Н.Л., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В. и др. Минералы платиновых металлов – индикаторы специфики и масштабов рудоконцентрирующих процессов в расслоенных интрузиях (на примере Федорово-Панской) // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 40–51.
2. Бетехтин А.Г. Платина и минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
3. Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Физматгиз, 1960. Т. I. 755 с.
4. Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Физматгиз, 1962. Т. II. 982 с.
5. Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Наука, 1976. Т. III. 814 с.
6. Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Наука, 1979. 814 с.
7. Генкин А.Д., Журавлева Н.Н., Смирнова Е.М. Новые минералы – мончеит и котульскит и состав майченерита // Зап. Всесоюз. минерал. общ-ва. 1963. Ч. 92. Вып. 1. С. 33–60.
8. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.
9. Геологический словарь Т. II. М.: Недра, 1978. 456 с.
10. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Минералогия и геохимия платиновых металлов Чинейского массива (Северное Забайкалье) // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 30–40.
11. Додин Д.А. Платиноидные месторождения России: минералогия, геохимия, модели формирования // Платина России. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 5–21.
12. Евстигнеева Т.Л. ЭПГ в постмагматических процессах // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1997. С. 261–262.
13. Зимин С.С., Молчанов В.П., Тишкин Б.М. и др. Комплексы пород и руд в качестве нетрадиционных источников золота на Дальнем Востоке // Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье. Чита, 2003. С. 28–30.
14. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия: Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1944. Вып. 6. 151 с.
15. Иванов В.В., Зимин С.С., Моисеенко В.Г. и др. Самородные металлы из платиноидно-золотых россыпей Селемджинско-Зейского пояса офиолитов (Верхнее Приамурье) // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 60–67.
16. Коробейников А.Ф. Минералогия благородных металлов нетрадиционных золото-платиноидных руд в черносланцевых формациях // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 40–51.
17. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
18. Молчанов В.П., С.С. Зимин, Плюснина Л.П. и др. Петрогенезис золотоносных родингитов в Усть-Делской офиолитовой зоне, Среднее Приамурье // Проблемы геологической и минерогенетической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии. Чита, 2005. С. 140–143.
19. Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Золото-медно-палладиевая минеральная ассоциация Кондерского массива (юго-восток Алданского щита) // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 51–59.
20. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Щека Ж.А. и др. Результаты исследования сорбции платины углеродистым веществом при повышенных температуре и давлении и их прогнозно-технологическое значение // Платина России. Т. IV. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 233–237.
21. Разин Л.В. К минералогии железо-платиновых растворов (поликсена, ферроплатины, купроплатины) // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 93. С. 130–150.
22. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин В.Л. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
23. Сайто К., Хаякава С., Такеи Ф., Ямадера Х. Химия и периодическая таблица. М.: Мир, 1982. 320 с.
24. Самсонов Г.В., Виноцкий М.Н. Тугоплавкие соединения. М.: Металлургия, 1976. 557 с.
25. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожинском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
26. Физика и химия редкоземельных элементов. М.: Металлургия, 1982. 336 с.
27. Шанк Ф. Структуры двойных сплавов. М.: Металлургия, 1973. 759 с.
28. Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Максимов А.Е. Корневые и безкорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона. Геофизический аспект // Докл. АН СССР. 1994. Т. 339. № 4. С. 518–519.
29. Щербаков Ю.Г. Геохимические свойства элементов пород и руд в прогнозе золотоносности Забайкалья // Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье. Чита, 2003. С. 36–37.
30. Щербаков Ю.Г. Распределения и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Недра, 1967. 267 с.
31. Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 248 с.
32. Cabri L.J. The Mineralogy of the Platinum Group Elements // Min. Sci. and Eng. 1972. V. 4. N 3. P. 3–29.

Поступила в редакцию 17 февраля 2003 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

S.S. Zimin, V.P. Molchanov, V.Ye. Tupyakov, P.G. Korostelev

Accessory elements genetically related to precious metals, and their implications for mineral resources evaluation of ore zones and belts

The paper reports that geochemical investigations can be more effective when mineral resources in different geological structures are evaluated using accessory elements genetically related to precious metals.

***Key words:* gold, platinoids, intermetallids and their decomposition, genetically related accessory elements, geochemical research, its effectiveness.**

РЕЦЕНЗИИ

УДК 56:551.76 (571.6)

**ВЕСОМЫЙ ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ БИОСТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
РОССИИ***

А.И. Жамойда

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского,
г. Санкт-Петербург*

В 2004 г. геологическая служба нашей страны могла бы отметить 50-летие выдающего события в ее истории: в мае 1954 г. Совет Министров СССР вынес решение о геологическом картографировании как об одной из главных задач Министерства геологии и о начале работ по составлению Государственной геологической карты страны масштаба 1:200 000.

Во исполнение Постановления Правительства началась подготовка соответствующих научно-методических руководств и инструкций, в 1955 г. был образован Межведомственный стратиграфический комитет. Стратиграфы-палеонтологи сразу включились в эти работы, в том числе в составление полевых атласов фаун и флор различного возраста как необходимого пособия для практической работы геологов. Наиболее активными были специалисты по восточным районам. Уже в 1954 г. вышел “Полевой атлас фауны и флоры триасовых отложений Приморского края” (ред. Л.Д. Кипарисова), в 60-е годы была опубликована серия полевых атласов для Северо-Востока СССР – по триасовым моллюскам (1964 г., ред. В.Ф. Возин, В.В.Тихомиров), юрской фауне и флоре (1968 г., В.И. Бодылевский), меловой фауне (1965 г., ред. В.Н.Верещагин). В 1969 г. вышел атлас по силурийской, девонской и раннекаменноугольной фауне Дальнего Востока (ред. Е.А. Модзалевская). Атлас по каменноугольным и пермским фораминиферам Дальнего Востока (М.И. Соснина, А.П. Никитина) остался неопубликованным.

Основным содержанием атласов было краткое описание характерных палеонтологических комплексов, перед которым помещался сводный разрез отло-

жений соответствующей системы, в некоторых атласах с краткой характеристикой местных стратонтов.

Как видно из предыдущего, для отложений некоторых систем атласы не были составлены.

Опубликованный в 2004 г. “Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России” не только заполняет прежние “пробелы”, но подготовлен на более солидной базе и, конечно, уже не является полевым, а приближается к палеонтологической монографии.

В “Атласе” триасовые моллюски Забайкалья и Дальнего Востока и ниже-среднеюрские Восточно-Забайкалья описаны Т.М. Окунева, юрские и низов мела – И.И. Сей и Е.Д. Калачевой, меловые – Т.Д. Зоновой и Е.А. Языковой. Очерки по стратиграфии подготовлены теми же авторами. Общее руководство работой и редактирование “Атласа” осуществлялось И.И. Сей при участии научного редактора А.Н. Олейникова. Составлению Атласа предшествовали многолетние тематические исследования ВСЕГЕИ с детальным полевым изучением основных разрезов трех систем, обработка богатейших палеонтологических коллекций авторов, собранных за четыре десятилетия, знакомство с коллекциями других специалистов. Важно подчеркнуть, что авторы подвергли ревизии использованные материалы, исходя из современных представлений о достижениях палеонтологической систематики и уточнений стратиграфического положения описанных видов. Основой стратиграфического расчленения мезозойских отложений приняты биостратиграфические единицы – биостратиграфические зоны и слои с фауной по аммоно-

* К выходу “Атласа мезозойской морской фауны Дальнего Востока России”. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. 234 с., табл.1–103.

идеям и двустворчатым моллюскам. Поэтому не совсем понятно, почему название Атласа охватывает всю морскую фауну.

Провинциальные и местные зоны и слои с фауной скоррелированы для триаса и мела Сихотэ-Алиня с ярусами; для юры и низов мела сделана попытка сопоставить их с хронозонами Общей стратиграфической шкалы. Биостратоны, как правило, вписываются в объемы ярусов или подъярусов. В стратиграфической части “Атласа” приведена характеристика отложений ярусов и биостратиграфических подразделений. В эту характеристику входят очень обобщенные сведения о вмещающих породах, географическом распространении зон, местонахождении типовых разрезов, а также приуроченность к тектоническим структурам согласно районированию региона, принятому Дальневосточным стратиграфическим совещанием в 1990 г. В очерках о триасовых и юрских биостратонах и в объяснении таблиц даны названия вмещающих свит. Отсутствие же таких данных в очерках по мелу снижает ценность стратиграфических характеристик соответствующих подразделений.

Описание более 500 видов моллюсков, выполненное на основе монографического изучения, дано в систематическом порядке, а их хорошие изображения на 103 таблицах – по ярусной принадлежности, что удобно для практического использования “Атласа”.

Среди важных результатов по уточнению стратиграфии мезозоя региона отметим следующее:

- дополнена, уточнена и детализирована биостратиграфическая шкала триасовых отложений региона, установлены новые биостратоны по двустворчатым моллюскам (нижний триас) и по аммоноидеям (средний-верхний норий);

- предложена обновленная биостратиграфическая шкала юрских отложений Южного Приморья;

- учтено принятое МСК изменение положения юрско-меловой границы, соответствующей границе между средне-верхневолжскими подъярусами;

- разработана новая биостратиграфическая схема отложений нижнего мела и сеномана (слои с фауной) с указанием характерных комплексов моллюсков для структурно-фациальных зон Сихотэ-Алиня.

Все перечисленные нововведения необходимо учитывать при пользовании решениями Четвертого Дальневосточного стратиграфического совещания (Решения ..., Хабаровск, 1994).

В целом “Атлас”, изданный ВСЕГЕИ по инициативе и при существенной финансовой поддержке дальневосточных геологических предприятий – “Хабаровскгеология”, “Амургеология” и “Приморская ПСЭ”, является существенным вкладом в изучение стратиграфии мезозоя Дальнего Востока России и на многие годы станет настольным пособием для геологов, в том числе занятых составлением листов и легенд Государственных геологических карт.

Будем надеяться, что эти и другие геологические работы продолжатся и обновленные и обновляемые региональные стратиграфические схемы будут востребованы.

Поступила в редакцию 17 февраля 2006 г.

ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ*

В.Ю. Забродин

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

Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского взял на себя гигантский труд – подготовку энциклопедического справочника “Планета Земля”, который, как предполагается, будет состоять из взаимосвязанных томов: “Земля – космическое тело”; “Глубинное строение, геофизика и геохимия Земли”; “Тектоника и геодинамика”; “Минералогия континентов, переходных зон (транзиталей) и океанов”. Рецензируемая книга (объем 81 печ. л., 87,2 уч.-изд. л.), вышедшая первой, является третьим томом справочника. Естественно, высококачественная подготовка столь огромного справочника не могла быть осуществлена силами только сотрудников ВСЕГЕИ, поэтому редакторы привлекли к работе большой коллектив (56 человек) исследователей из институтов РАН (ГИН, ГЕОХИ, ИГГД и др.), МПР РФ (ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, ВНИИОкеангеология и др.) и ВУЗов (МГУ, СПбГИ, СПбГУ), включая таких ведущих геологов России, как О.А. Богатиков, В.А. Глебовицкий, Л.Н. Когарко, Л.И. Красный, А.П. Лисицын, А.А. Маракушев, Е.Е. Милановский, Ю.М. Пушаровский, В.Е. Хаин и др. В приведенном в начале тома списке организаций, участвовавших в создании рецензируемой книги, отсутствуют Институт океанологии, Музей им. В.И. Вернадского, Научный геоинформационный центр РАН, сотрудники которых также являются авторами статей справочника.

Рецензируемый справочник состоит из 5 разделов – “Земля”, “Тектоника и геодинамика континентов, мирового океана, активных и пассивных зон перехода континент-океан (активных и пассивных транзиталей)”, “Тектонические концепции, гипотезы, теории”, “Деформационные структуры и их элементы”, “Термины тектоники и геодинамики”. Большинство статей первых трех разделов по объему и охвату материала близки к статьям энциклопедий; стиль изложения в них во многих случаях также близок к общеэнциклопедическому – содержание их доступно и

читателям, не имеющим специальной геологической подготовки (таковы открывающая первый раздел статья “Космическая география”, написанная летчиком-космонавтом, чл.-корр. РАН В.В. Лебедевым, статья “Тектоника и геодинамика Земли”, написанная В.Е. Хаиным, и др.). Раздел 4, целиком составленный А.К. Худолеем, практически полностью охватывает понятийно-терминологическую систему структурной геологии (в традиционном понимании). Статьи этого раздела по объему и уровню изложения полностью соответствуют специализированному энциклопедическому словарю. Наконец, раздел 5 – это хорошо и грамотно составленный, достаточно полный нормативный словарь терминов тектоники и геодинамики, многие статьи которого по объему излагаемого материала отвечают словарю энциклопедическому. Каждый из указанных разделов книги обладает своими достоинствами, хотя не лишен и некоторых недостатков.

В статьях раздела 1 рассматриваются различные аспекты строения, динамики и эволюции Земли на разных уровнях – планеты как целого (“Тектоника и динамика Земли”; “Геопульсации в эволюции Земли” и др.), на уровне литосферы (“Эволюция магматизма в истории Земли”; “Синергетика геологических систем”; “Рифтогенез” и др.), на уровне земной коры (“Вертикальная аккреция земной коры”; “Структурно-гидрогеологическое и гидрогеохимическое районирование верхней коры Земли” и др.), земной поверхности (“Морфоструктура Земли”; “Новейшая тектоника” и др.). Учитывая разнообразие тематики статей этого раздела, последний, в принципе, может служить своего рода “Введением в общую геологию” и стать основой соответствующего университетского курса.

Следует отметить, что часть статей раздела 1, относящихся к Земле как целому, выходит за рамки геологии и, скорее, относится к сравнительной планетологии. Не совсем ясно, почему в этом разделе помещена статья “Тектонофизика”, посвященная конк-

*Рецензия на книгу “Планета Земля”. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика” [5].

ретной методической дисциплине – ей, скорее, место (при принятой структуре справочника) в разделе 4, где есть статья методического плана “Количественная оценка деформаций (стрейн-анализ)”. Как мне представляется, хорошо было бы в рассматриваемом разделе поместить статьи “Тектоника” и “Геодинамика” с характеристикой этих отраслей геологии, не ограничиваясь, как в рецензируемой книге, краткими сведениями об этих науках в разделе 5. Можно было бы дать характеристику теоретической, региональной, исторической тектоники, тектонической картографии, эксперимента в тектонике и геодинамике (в том числе и в тектонофизике). В настоящем виде статья “Тектонофизика” не охватывает все виды моделирования, используемые в тектонике (см., например, [7]).

Содержание раздела 2 больше всего соответствует представлениям об общей и региональной тектонике и геодинамике. Здесь рассмотрены вопросы тектоники и геодинамики (в обычном понимании) континентов, мирового океана, активных и пассивных зон перехода континент-океан. Большое внимание уделено литогенезу и магматизму этих крупнейших элементов структуры литосферы; импактное кратерообразование, однако, охарактеризовано только для континентов. Структура подразделов этого раздела различна: если континенты и мировой океан получили в основном общую характеристику, то для зон перехода описание дано как в целом (для активных и пассивных, соответственно), так и для каждой из известных. Не совсем ясно, почему в подразделе “Мировой океан” помещены 2 статьи – “Литоология Мирового океана” и “Литогенез океанов”, содержания которых частично перекрываются.

В разделе 3 охарактеризованы теоретические построения, которые обычно именуется «глобальными». Рассмотрены не только наиболее популярные (тектоника литосферных плит, пульсационные гипотезы, плюм-тектоника), но и практически ныне отставленные (гипотеза контракции, ундационная гипотеза) концепции. Этот раздел вызывает у меня больше всего замечаний.

Во-первых, хорошо было бы разделить все концепции на 2 группы – относящиеся к Земле в целом и охватывающие только литосферу. Первые (гипотеза контракции, геоэкспансионистская, все разновидности пульсационной и др.), хотя традиционно и рассматриваются в рамках геологии, являются планетологическими. Концепции этой группы, опирающиеся фактически сейчас на материалы изучения только одного объекта – планеты Земля – еще долго будут оставаться в ранге *гипотез*. Вторые (изостазия, тектоника плит, тектоническая расслоенность литосферы и др.)

относятся к собственно геологическим объектам (литосфере и земной коре); здесь мы видим уже законченные *теории* (изостазия).

Во-вторых, не ясно, почему нельзя было объединить статьи “Тектоника плит” и “Концепция тектоники литосферных плит”, свести в одну статью все разновидности пульсационных гипотез.

В-третьих, не ясно, почему отсутствует характеристика такой чисто тектонической (структурной) конструкции, как концепция уровней организации вещества (иерархия геологических тел), зародившейся еще в XVIII в. и хорошо обоснованной фактическим материалом геологии [1].

В-четвертых, рассматриваемому разделу очень не повредила бы статья чисто методологического содержания, оценивающая достоинства и недостатки глобальных теоретических концепций с позиции “внешнего наблюдателя”. В частности, можно было рассмотреть варианты сочетания концепций, относящихся к Земле в целом, с построениями, ограниченными литосферой [2–4].

Разделы 4 и 5, статьи которых, в отличие от предыдущих разделов, расположены в алфавитном порядке, достаточно полны и охватывают практически всю понятийно-терминологическую систему структурной геологии, общей тектоники и геодинамики. Правда, есть в них и небольшие пропуски. Так, в разделе 4 отсутствует характеристика понятия *структурный парагенезис*, хотя сам термин широко используется в современной литературе по структурной геологии и тектонофизике и встречается на страницах рецензируемого справочника. На мой взгляд, следовало бы включить в этот раздел термины *тектонофациальный анализ*, *зоны стресс-метаморфизма*. В разделе 5 есть термины *протоплатформа*, *платформа древняя*, *платформа молодая*, но нет термина *платформа современная*.

Справочник завершается алфавитным указателем терминов на русском и английском языках. Для столь объемной работы очень пригодился бы и авторский указатель.

Книга очень хорошо, я бы даже сказал, богато иллюстрирована. В начале нее помещены портреты выдающихся ученых в области тектоники и геодинамики (от Ч. Лайеля до Ч. Борукаева, за исключением ныне живущих) с краткими биографическими сведениями. Все статьи справочника сопровождаются краткими списками литературы. Конечно, они отражают пристрастия авторов статей, но все же хотелось бы видеть более широкий круг цитируемых работ (например, А.В. Лукьянова, Е.И. Паталахи, Б.М. Чикова в статьях раздела 4).

Приятно, что в целом авторам и редакторам справочника удалось избежать ошибок, отмеченных И.П.Шараповым [6] в «Геологическом словаре»; это особенно ценно для разделов 4 и 5, содержащих прямые определения терминов нормативного характера. Однако полностью избежать логических ошибок не удалось (статьи “Трещины, условия формирования” и “Трещины, классификации” следовало бы поменять местами; определения терминов *геодинамика*, *геодинамическая карта*, *границы литосферных плит*, *депрессия вулcano-тектоническая* и ряд других построены не совсем корректно). Для исключения подобных недочетов следовало бы привлечь к работе над справочником специалиста-логика.

Текст достаточно хорошо откорректирован, почти не содержит ошибок, что очень важно для справочников. Исключением, пожалуй, является рис.1 в статье “Тектоника океанов” (с. 228), где какая-то путаница в условных обозначениях – в последних пронумерованы и перечислены 38 структурных единиц, а на схеме их не менее 47.

В целом рассмотренный справочник – это капитальная сводка сведений по тектонике, геодинамике и смежным вопросам, чрезвычайно полезная в работе как геологам всех специальностей, так и специалистам различных наук о Земле. Несомненно, она будет очень полезна студентам геологических ВУЗов. Тираж ее, по нынешним временам, достаточно велик – 800 экз., что делает ее доступной, в общем, довольно широкому кругу читателей и пользователей.

Огромный вклад в создание справочника внесли редакторы – Л.И. Красный и Б.А. Блюман, являющиеся и авторами многих статей. Можно только преклоняться перед неиссякаемой энергией и работоспособностью Льва Исааковича Красного, которому исполняется 95 лет. От всей души желаю ему здоровья, бодрости и продолжения работы.

С нетерпением ждем выхода в свет остальных томов справочника “Планета Земля”.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологические тела (терминологический справочник) / В.Ю. Забродин, Г.Л. Кириллова, В.А. Кулындышев, Л.А. Кулындышева, В.А. Соловьев, Р.Ф. Черкасов. М.: Недра, 1986. 334 с.
2. Забродин В.Ю. О методологическом анализе геологических гипотез // Геол. журнал. 1980. №1. С.139–142.
3. Забродин В.Ю. Краткий методологический анализ современных глобальных тектонических гипотез // Тектоника Сибири. Т.ХI. Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Новосибирск: Наука, 1983. С. 9–14.
4. Забродин В.Ю. Формирование и смена исследовательских программ в геологии // Исследовательские программы в современной науке. Новосибирск: Наука, 1987. С. 166–186.
5. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика” / Ред Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
6. Шарапов И.П. Характерные черты “Геологического словаря” // Геол. журнал. 1978. № 5. С. 147–150.
7. Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии / Ред. И.В.Луцицкий, П.М.Бондаренко. М.: Наука, 1985. 304 с.

Поступила в редакцию 15 февраля 2006 г.

ЮБИЛЕИ

ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ

(к 95-летию со дня рождения)

Члену-корреспонденту Российской Академии наук, главному научному сотруднику ВСЕГЕИ Льву Исааковичу Красному 4 апреля 2006 г. исполняется 95 лет, 70 из которых он посвятил геологии. Широкую известность и высокий авторитет в России и за рубежом принесли ему исследования в области региональной геологии, минерагении и тектоники нашей страны, ее восточных районов, Тихого океана и его обрамления, Мира в целом, а также разработка фундаментальных проблем теоретической тектоники.

Родился Л.И. Красный в 1911 году в Санкт-Петербурге в семье учителя. В последующие годы с этим городом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском Горном институте и в аспирантуре ВСЕГЕИ, героическая оборона Ленинграда во время Великой Отечественной войны, многолетняя работа во ВСЕГЕИ, успешно продолжающаяся и в настоящее время.

Путь в геологию начинался для Льва Исааковича на Дальнем Востоке: в 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. В дальнейшем многолетняя научная и практическая деятельность Л.И. Красного была тесно связана с этим регионом, которому он и сейчас отдает много сил и энергии. Разработка Л.И. Красным научной основы укрепления и расширения минерально-сырьевой базы Дальнего Востока была отмечена присуждением ему вместе с другими геологами в 1964 г. Ленинской премии.

В процессе работы над целым рядом важнейших проблем геологии Востока нашей страны Л.И. Красный, собрав вокруг себя большой коллектив геологов ВСЕГЕИ, других научно-исследовательских институтов и производственных организаций, стал признанным научным руководителем и создателем школы региональных геологов-дальневосточников. Под его редакцией выходят из печати крупные обобщения: Геологическая (1958 г.) и Тектоническая (1959 г.) карты Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:1 500 000, Геологическая (1964 г.) и Структурно-формационная (1969 г.) карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000, коллективная монография “Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса” (1966 г.). Важное значение придавал он в разные годы созданию надежной палеонтолого-стратиграфической базы Дальнего Востока. В 1956, 1965, 1978 и 1990 гг. он возглавлял оргкомитеты I, II, III и IV Дальневосточных стратиграфических совещаний, существенно повлиявших на повышение уровня геологосъемочных работ. По инициативе Л.И. Красного в Хабаровске в период его работы в ДВИМСе (1970–1974 гг.) был организован Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ (ныне региональный экспертный совет НРС МПР России) и региональная межведомственная стратиграфическая комиссия.

Большое место в жизни и научной биографии Л.И. Красного занимали проблемы, связанные со строительством БАМа. В 1975–1990 гг. он являлся Председателем созданного при ВСЕГЕИ Совета по координации научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ в районе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали Мингео СССР (Совет КНИР БАМ), который объединил усилия более 50 организаций, принимавших участие в изучении геологического строения, выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых, гидрогеологии и инженерно-геологической обстановки региона. Концентрация научного потенциала отрасли позволила в короткий срок провести комплексный минерагенический анализ, прогнозную и геолого-экономическую оценку минерально-сырьевых ресурсов региона БАМ с целью дальнейшего развития существующих и создания новых территориально-производственных комплексов. В рамках этой работы составлена и издана единая серия тематических



сборников, а также геологических, прогнозно-минерагенических, геолого-экономических, геофизических и других обобщающих карт разных масштабов (от 1:500 000 до 1:1 500 000). Проведенные исследования завершились выходом в свет в 1988 г. двухтомной монографии “Геология зоны БАМ” и “Атласа карт геологического содержания зоны БАМ” (15 карт м-ба 1:3 000 000 – 1:5 000 000), за создание которой коллектив авторов во главе с Л.И. Красным был удостоен в 1991 г. Государственной премии России. Продолжением и развитием этих исследований было составление в 1990–1996 гг. под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо совместно российскими и китайскими геологами “Геологической карты Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2 500 000”, позволившей с новых позиций подойти к анализу региональной геологии и минерагении Востока России с учетом новейших данных по сопредельным территориям Китая, Монголии и Кореи. Эта карта и объяснительная записка к ней были представлены на XXX сессии МГК в Пекине в августе 1996 г. В настоящее время на базе этой карты завершается составление тектонической и прогнозно-минерагенической карт региона.

Наряду с региональными исследованиями Л.И. Красный во главе большого коллектива ученых из различных организаций в течение многих лет проводит изучение проблем, связанных с геологией Тихого океана и его обрамления, геологией, тектоникой и минерагенией нашей страны в целом. В 70-х годах выходят подготовленные под его редакцией и при его участии четырехтомная монография “Геология Северо-Восточной Азии” (1972–1973 гг.), двухтомная монография “Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана” (1978 г.), серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:10 000 000 (1970–1978 гг.): геологическая, гравиметрическая, сейсмичности, нефтегазоносности и угленосности и др. В 1994–1995 гг. по приглашению Геологической службы Канады и Бедфордского института океанографии Л.И. Красный активно участвует в работе по составлению “Карты магнитных аномалий и тектонических элементов Северо-Восточной Евразии” м-ба 1:1 000 000. В конце 80-х годов были подготовлены под редакцией Л.И. Красного и изданы крупные обобщающие работы: том 8 “Восток СССР” (1984 г.) и том 10 “Геологическое строение СССР” кн. I (1988 г.) десятитомника “Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР”. Но уже с 1995 г. начинается новый этап обобщения и анализа геологического строения и минерагении страны: на основе разработанной по инициативе и под руководством Л.И. Красного программы большой коллектив геологов-региональчиков ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеологии, СНИИГГиМСа и других организаций занимается составлением 6-томной монографии “Геология и полезные ископаемые России”, в которой использованы новейшие или ранее недоступные материалы и применены новые методические подходы к анализу геологической информации, в частности, событийный метод.

Труды Л.И. Красного существенно обогатили тектоническую науку. Еще в 1962 г. он впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. – второе издание книги “Проблемы тектонической систематики”, вызвавшей большой интерес широкого круга геологов. В этом труде особо подчеркивалось значение подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда, а также пограничных структур, важных для концентрации различных по генезису полезных ископаемых.

В середине 60-х годов Лев Исаакович на основе материалов по Восточной Азии выдвинул концепцию блоковой делимости литосферы Земли, различные аспекты которой получили живой отклик в нашей стране и за рубежом. В дальнейшем им было установлено, что наиболее глубоко закономерности распределения глубинных неоднородностей раскрываются при анализе геологического строения всей планеты. Это нашло отражение в книге “Глобальная система геоблоков” (1984 г.), в которой была обоснована схема геоблокового строения Земли и особо подчеркнута значение межгеоблоковых систем. Последующее углубленное развитие геоблоковой концепции привело Л.И. Красного к выработке представлений об угловых структурах – клинораздвигах и граничных углах (1987, 1995 гг.), магматогенных георазделах (1989 г.) и магматических “линиях” (1990 г.), сформулированных в ряде публикаций вплоть до последних лет. В 1990 г. опубликованы и первые результаты проведенного Л.И. Красным анализа минерагенических аспектов геоблоковой концепции для территории бывшего СССР и Тихоокеанского суперрегиона. Огромный резонанс вызвал также изданный в 1990 г. глубокий философский доклад Л.И. Красного о проблемах тектоники на рубеже веков, представленный на научных чтениях им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), в котором рассматриваются исторические закономерности развития тектоники на пути к созданию будущей гармоничной модели нашей планеты. В 1995 г. в этом же ключе им подготовлена к опубликованию статья “Корифеи в тектонике XX века – Ганс Штилле и Николай Шатский”, в которой рассматриваются доминантные идеи этих тектонистов и их роль в современной тектонике. Эта статья вошла в сборник докладов, зачитанных на “Тектонических средах” – регулярно проводимых Л.И. Красным семинарах-дискуссиях, возрождающих традицию живого и свободного обсуждения актуальных научных проблем.

В 1997 г. в докладе “Основные черты геологии и минерагении Мира”, зачитанном в Санкт-Петербургском научном центре РАН в связи со 150-летием со дня рождения А.П. Карпинского, Л.И. Красный, развивая известный тезис Александра Петровича “Геологу нужна вся Земля...”, впервые в сжатом виде, на современной геолого-структурной основе, показал принципиально важные глобальные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых и предложил приступить к составлению “Геолого-минерагенической карты Мира” масштаба 1:15 000 000. И в рекорд-

дно короткий срок, всего через 3 года эта уникальная карта, подготовленная большим коллективом геологов ВСЕГЕИ, ВИЭИМСа, ВНИГРИ, ВНИИОкеангеологии под руководством Л.И. Красного и на основе его авторской концепции о геоблоковой делимости литосферы, демонстрировалась на XXXI сессии МГК в г. Рио-де-Жанейро (август 2000 г.). Уровень обобщения материалов в этой работе, где в четырех томах объяснительной записки дается геолого-минералогическая и геолого-экономическая характеристика отдельных, в т. ч. мультиминеральных геоблоков, позволяет без преувеличения считать ее и апофеозом, и началом принципиально нового цикла исследований в этом направлении. В последние годы (в публикациях 1998–2000 гг.), развивая геоблоковую концепцию, Л.И. Красный обогатил ее разработками глубинных моделей тектогенеза.

Перешагнув рубеж 90-летия, Л.И. Красный продолжает активную научную и общественную деятельность.

В 2004 г. он выступает с инициативой, которую горячо поддержала геологическая общественность, об установке в Санкт-Петербурге памятника великому ученому-геологу, трижды избранному Президентом Академии наук А.П. Карпинскому,

В этом же году он участвует в XXXII сессии МГК (во Флоренции, Италия), где выступает с докладом “Глубинные (фидерные) структуры и связанная с ними минералогия”,

В эти годы Л.И. Красный продолжает “мемуарный” цикл: в 2005 г. публикуется составленный им сборник “Памяти выдающихся ученых-геологов Санкт-Петербурга”, в котором, кроме воспоминаний “Глядя на портреты” (о 14 выдающихся ученых ВСЕГЕИ), приведены также его собственные оригинальные доклады на организованных им же научных чтениях, посвященных А.П. Карпинскому, А.Д. Щеглову, И.С. Грамбергу, М.А. Садовскому.

Наряду с этим, дальнейшее развитие получили исследования по истории геологической науки, из которых следует выделить работу “Эволюция тектонических идей от середины XIX столетия до современности” (2003 г.).

Одним из первых Л.И. Красный обратился к “живой минералогии” в работе “Современная геодинамика и проблемы возобновляемости минеральных ресурсов” (2004 г.). Введенное им в научный оборот понятие “репетоминералогия” позволило наметить новый этап в эволюции тектоно-геодинамических событий, дающий возможность оптимистически оценивать минералогический потенциал отдельных видов минерального сырья.

Продолжая дальневосточную тематику, Л.И. Красный работает в эти годы в качестве научного редактора над монографией “Тектоника, глубинное строение и минералогия Приамурья и сопредельных территорий”, изданную в 2004 г.

Нельзя также не отметить два фундаментальных издания, работа над которыми продолжалась в эти годы под руководством Л.И. Красного: 6-томник «Геология и полезные ископаемые России» (3 тома уже изданы, остальные планируются издать в 2006–2007 гг. к 125-летию Геолкома) и Энциклопедический словарь-справочник “Планета Земля” (издан том “Тектоника и геодинамика”, готовится к изданию том “Минералогия”). Это уникальное, богато иллюстрированное издание не имеет аналогов в России и за рубежом.

Лев Исаакович Красный – активный участник почти всех форумов, посвященных геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всесоюзных, всероссийских и международных совещаний, конференций и симпозиумов. Пропагандируя достижения российской геологической науки, он входит в состав Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, участвует в Международных геологических конгрессах в Индии (1964 г.), Чехословакии (1968 г.), Канаде (1972 г.), Австралии (1976 г.), СССР (Москва, 1984 г.), Китае (1996 г.), Бразилии (2000 г.), Италии (2004 г.), на Тихоокеанских научных конгрессах в Японии (1967 г.), на Гавайских островах (1974 г.), в СССР (Хабаровск, 1979 г.). Л.И. Красный ведет большую научно-общественную работу, он является членом Межведомственного тектонического комитета с его основания и Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала “Отечественная геология”, членом ученых советов ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеологии.

Заслуги Л.И. Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена Отечественной войны, ордена “Почета”, “Дружбы народов”, медали.

Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

Л.И. Красный всегда на переднем крае геологической науки. Исключительное чувство нового помогает ему безошибочно находить важнейшие проблемы, требующие решения. Его научные труды отличаются актуальностью и нередко опережают аналогичные разработки за рубежом. Новаторство, инициатива, неукротимая энергия, высочайшая эрудиция – вот качества, снискавшие ему всеобщее уважение и авторитет научного лидера, внесшего и продолжающего вносить большой вклад в развитие отечественной геологии.

В свои 95 лет Лев Исаакович полон творческих замыслов и научных идей. Редколлегия с чувством гордости отмечает, что Л.И. Красный – постоянный автор журнала “Тихоокеанская геология”, начиная с самого первого номера 1982 г. Поздравляем Льва Исааковича Красного с юбилеем, желаем ему в дальнейшем больших успехов в науке на благо нашего Отечества, крепкого здоровья и долгих плодотворных лет жизни.

Редакционная коллегия

БОЛЬШАЯ ЖИЗНЬ В ГЕОЛОГИИ

(К 95-летию Льва Исааковича Красного)

Выдающийся геолог-тектонист Лев Исаакович Красный встречает очередной юбилей в расцвете творческих сил. Уникальное явление в мировой тектонике: еще никому из геологов и тектонистов не удавалось вести активную работу, преодолев 90-летний рубеж. А Лев Исаакович выступает с докладами, в том числе за рубежом (XXXII сессия МГК, Флоренция, 2004), по его инициативе и под его руководством ведется составление 4-х томного энциклопедического справочника “Планета Земля”. В 2004 г. вышел том “Тектоника и геодинамика” [17]. В прошлом году появилась новая книга Льва Исааковича [10], в которой не только воспоминания (как это следует из названия), но и его 5 докладов последнего времени по ключевым проблемам тектоники.

Каково же положение юбиляра в славной когорте известных геологов- и тектонистов-долгожителей? Они появились на третьем веку развития геологии: Н. Демаре (1725–1815), А. Гумбольдт (1769–1859), Ж. Омалиус д’Аллау (1783–1875), Б. Штудер (1794–1887). XX век, самый контрастный и драматичный в истории человечества, да и в истории тектоники, тем не менее увеличил когорту долгожителей (вероятно, за счет сильного роста числа геологов): Б. Виллис (1857–1949), В.А. Обручев (1863–1956), Г. Штилле (1876–1966), Л.К. Грейтон (1880–1970), Д.В. Наливкин (1889–1982), В. Зоубек (1903–1995). Новый век обещает быть еще более продуктивным: Н.И. Николаев (1906–2002), С.Н. Иванов (1911–2003), среди здравствующих Г.М. Власов (1912), Н.А. Шило (1913), Б.С. Соколов (1914), В.Е. Хаин (1914); вплотную приблизился к этому рубежу Ю.М. Пушаровский (1916).

Всякий долгожитель для обычных людей – загадка. Можно лишь догадываться, что столь долгая активная жизнь юбиляра – следствие оптимального стиля жизни. Главные черты характера: неиссякаемое трудолюбие, здоровый рационализм. По признанию Льва Исааковича, его увлечения: плавание, лыжи, а в духовной сфере – поэзия [14].

Жизнь юбиляра – это прежде всего семь десятилетий поисков геологических, тектонических и минерогенических закономерностей, это путь от локальной геологии к глобальной и полигеосферной тектонике.

Геологическая родина юбиляра – “Охотия”, где Лев Исаакович сформировался как местный, а затем – региональный геолог: Сев. Сахалин, Западное Приохотье, Нижнее Приамурье, где он проводил средне- и мелкомасштабное картирование, а также прилежащие с запада (бассейн р. Май) и востока (западная часть Охотского моря, которое притягивало Льва Исааковича с молодых лет) области. Затем этот регион был охвачен листами миллионной “Государственной геологической карты СССР”, составленными Львом Исааковичем “Охотия”, как первая любовь, не забывается. К этому региону Лев Исаакович периодически возвращался и сохраняет интерес до сего времени.

Рассказать о многообразной деятельности Льва Исааковича в геологии в краткой статье невозможно. Она многократно охарактеризована в публикациях, появившихся к семи предыдущим его юбилеям. Наиболее полной является книга “Геология и жизнь: К 90-летию Л.И. Красного”, в которой помещены избранные произведения, список трудов и воспоминания Льва Исааковича, статья и воспоминания о нем [4].

Нам бы хотелось, отметив кратко известные достижения юбиляра, остановиться на нескольких сложных проблемах, которыми Лев Исаакович занимается много лет. Они представляют общий интерес, от их решения будет во многом зависеть судьба тектоники в нашем веке.

МНОГОГРАННОСТЬ

Путь Льва Исааковича в геологию начинается в 1930 г., когда он работал коллектором буровой партии на КМА. В 1934 г. Лев Исаакович, будучи студентом Ленинградского горного института, проводит первое самостоятельное исследование – картирует один из районов Сахалина (3 года спустя материалы этой работы станут первой публикацией Льва Исааковича: изданы отдельной брошюрой [4]). Здесь Лев Исаакович обнаружил надвиги, падающие в западном направлении, и сделал вывод, что во время складчатости (валахская фаза) движение геологических масс происходило в направлении на восток (а не наоборот, как считали тогдашние геологические авторитеты). Существование такого рода надвигов многократно под-

тверждено, дискуссия об их природе продолжается. А относительно движения масс, в связи с обнаружением надвигов, падающих на восток, в последнее время принимается компромиссный вариант [16].

С тех пор семь десятилетий отданы геологии (выпадают лишь годы Великой Отечественной, когда Лев Исаакович был командиром батареи Балтфлота, за что удостоен ряда боевых наград). Проведено огромное количество исследований. Признанием научных заслуг явилось его избрание членом-корреспондентом РАН (1970). Юбиляр предстает в своей деятельности во многих ипостасях. Укажем кратко основные достижения.

Стратиграфия – первооснова всей геологии. Помимо оригинальных местных и региональных стратиграфических схем, Лев Исаакович внес большой научно-организационный вклад в стратиграфию Востока России. Он был председателем всех четырех Дальневосточных межведомственных совещаний по унификации стратиграфических схем. По его инициативе образована Дальневосточная межведомственная стратиграфическая комиссия и он был ее первым председателем. Лев Исаакович стоял у истоков создания Межведомственного стратиграфического комитета страны и с тех пор является его членом.

Картография. Картирование и картографирование – основной метод геолого-тектонических исследований. Лев Исаакович придает им особое значение, о чем свидетельствует название одной из его недавних статей: “Геологическая картография – важнейшая ветвь наук о Земле” [4]. Картография тесно связана со стратиграфией, ибо геокартирование – это прежде всего стратиграфическое картирование, а тектонические карты составляются главным образом на основе геологических карт. Лев Исаакович теснейшим образом связан с картографией. Помимо упоминавшегося картирования в “Охотии” и составления 4-х листов миллионной “Государственной геологической карты СССР”, Лев Исаакович был инициатором, редактором (соредактором), нередко одним из составителей региональных, межрегиональных и глобальных карт:

а) Хабаровский край и Амурская область: геологическая, 1958, и тектоническая, 1959 (1:1,5 000 000); геологическая, 1964, 1990 (масштаб 1:2,5 000 000);

б) Приамурье и сопредельные территории: российско-китайская геологическая, 1996, 1998 (1:2,5 000 000);

в) зона БАМ: геологическая, 1986 (1:1,5 000 000) и вошедшие в атлас (1988) геологическая и тектоническая (1:3 000 000), петроплотностная и теплового потока (1:5 000 000);

г) северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса (или Дальний Восток и прилегающие

акватории): геологическая, 1966, 1986, структурно-формационная, 1973, экзогенной минерагении, 1975, эндогенной минерагении, 1977 (1:1,5 000 000);

д) Тихоокеанский подвижный пояс и Тихий океан: геологическая, 1971, нефтегазоносности и угленосности, гравитационная, сейсмичности, 1974–1980, международная Циркум-Тихоокеанского магматизма, 1979, международная Циркум-Тихоокеанская геологическая (северо-западный квадрант), 1998 (1:10 000 000);

е) геолого-минерагеническая карта Мира, 2000 (1:15 000 000).

Кроме того, Лев Исаакович организовал и был первым председателем ДВ филиала Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ по апробации и изданию геологических карт, был председателем комиссии по составлению Инструкции по мелкомасштабному картированию и одним из ее составителей.

Тектоника. Работы Льва Исааковича по составлению и редактированию тектонических карт разного масштаба привели к созданию оригинальной концепции геоблоков (см. ниже). Много внимания юбиляр уделял классификации тектонических подразделений, чему посвящены статьи, затем монография “Проблемы тектонической систематики” (1972, 1977). Тектоника в эти годы развивалась бурно, и прежние результаты уже не вполне удовлетворяют автора. Он совершенствует систематику (1992) [4], используя материалы по глубинному и сверхглубинному строению недр, структурам других планет и т.д.

Интерес к тектонике океана привел Лева Исааковича к выделению Великого Тихоокеанского геораздела, магматогенных георазделов, олендов (океанских земель), микроконтинентов.

В последнее время Лев Исаакович, обобщив материалы по угловатым структурам, в том числе собственные, выделил ангулярную тектонику (границные углы, клиновидные структуры, клинораздвиги, тектонические растробы и т.д.). Не менее значимы его работы по фидерным (восходящим) глубинным структурам и их минерагении.

Кроме того, Льву Исааковичу принадлежит работа по классификации тектонических концепций и эволюции тектонических идей за последние полтора века. Последние работы [9,10] посвящены поиску признаков подобия ячеистых структур от микромира до Вселенной, сравнению разномасштабных структур, включая геоблоки.

Минерагения. Исследования Лева Исааковича с самого начала были тесно связаны с рудной геологией. Его многочисленные работы по Нижнему

Приамурью, начиная с открытия в 1936 г. первого в регионе вольфрамит-касситеритового проявления, весьма способствовали выявлению серии оловяродных месторождений, составивших Комсомольский район. Они получили высокую оценку (Ленинская премия, 1964).

В дальнейшем, в связи с разработкой концепции геоблоков, минерагеническому анализу подверглись все главные типы полезных ископаемых континентов, а позднее и океанов. Завершением этих исследований явилась “Геолого-минерагеническая карта Мира” (1:15 000 000), составленная под руководством Льва Исааковича на основе геоблоковой концепции. Эта первая такого рода карта была представлена международному сообществу геологов (XXXI МГК, Рио-де-Жанейро, 2000).

Научно-организационная деятельность. Большая организационная работа Льва Исааковича началась с середины 50-х годов, когда он возглавил на долгие годы отдел Востока ВСЕГЕИ. С этого же времени начинается создание по его инициативе коллективов составителей различного рода карт, которое всегда завершалось их изданием.

В 1971–75 гг. Лев Исаакович вновь работает в Хабаровске (первый раз – после окончания института). Он возглавляет отдел региональной геологии Дальневосточного института минерального сырья и сектор зарубежной тектоники в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Разворачиваются большие работы по картографированию Тихоокеанского пояса и Тихого океана.

Помимо указанного, под руководством Льва Исааковича создавались многочисленные сводки и обобщения по геологии российского Дальнего Востока.

Особый период деятельности Льва Исааковича – 1975–90 гг., когда он возглавляет Совет по геологии и геофизике зоны БАМ, который координировал работу полусотни различных организаций, работавших в этом регионе. Комплекс обобщающих работ Льва Исааковича по БАМу получил высокую оценку (Государственная премия России, 1991).

Упомянем также, что Лев Исаакович достойно представлял нашу страну за рубежом (в том числе на восьми сессиях МГК, двух сессиях Тихоокеанского научного конгресса).

“ОХОТИЯ” – КРЕПКИЙ ОРЕШЕК

Загадочная и недостаточно осознанная особенность этого сложного региона – многократное выклинивание неогейских тектонических поясов. Дорифейские пояса в значительной мере перекрыты и изу-

чены недостаточно. Достоверно установлена лишь локализация в центре этого региона плутонического пояса, состоящего из крупнейших в мире анортозитовых массивов.

Здесь выклиниваются складчатые пояса: герцинский меридиональный Южно-Верхоянский, киммерийские широтный Монголо-Охотский и меридиональный Сихотэ-Алинский, альпийский меридиональный Хоккайдо-Сахалинский. Кроме того, выклиниваются крупнейшие на Востоке Азии вулканические пояса: Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский. Выявлением выклинивания большинства этих поясов мы обязаны Льву Исааковичу. Он во время картирования установил продолжение Монголо-Охотского пояса и проследил его до Охотского моря; было обнаружено его продолжение в море (после выявления мощных девонских складчатых толщ на Шантарях). В 1956 г. Лев Исаакович публикует первую тектоническую схему Охотского моря [4]. На ней предполагалось распространение Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского поясов через все Охотское море (в то время оно было практически не изучено), а Хоккайдо-Сахалинский пояс выклинивался в 100 км севернее Сахалина. Спустя 10 лет Лев Исаакович выявляет выклинивание Сихотэ-Алинского пояса в заливах юго-западной части Охотского моря [5].

После проведения геофизических исследований моря Лев Исаакович с коллегами предлагает усовершенствованную схему районирования Охотоморского региона [3]. Монголо-Охотский пояс протягивается до центральной части моря, где выклинивается перед Центрально-Охотским массивом (последний ограничивает пояс и с севера). Позднее выделяется структура расклинивания – Торомско-Шантарский тектонический раструб [4]. Ныне во ВСЕГЕИ составляется новая тектоническая карта Охотоморского региона, с предварительным вариантом которой нам довелось познакомиться. Представление о распространении Монголо-Охотского пояса до центра моря сохраняется, несколько усложнившись: на основе драгирования он выделяется в виде фрагментов складчато-надвиговой палеоостроводужной системы.

Исследованиями Льва Исааковича было установлено, что Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский пояса, которые в ряде работ сопрягались, в действительности существенно расходятся. Последний выклинивается в море на широте северного окончания Сахалина [3]. Первый протягивается в юго-западном направлении вдоль Удского прогиба и выклинивается. (По Льву Исааковичу, он состоит из разновозрастных Охотского и Чукотского звеньев, которые вместе с Восточно-Сихотэ-Алинским обра-

зуют Восточно-Азиатский вулканический пояс). Недавно появилось новое представление: Охотско-Чукотский пояс прерывисто продолжается на юго-запад, объединяя разрозненные вулканические ареалы (зоны), которые ранее считались самостоятельными, а в целом это Сунгари-Охотско-Чукотский пояс [19]. Вероятно, целесообразно различать терминологически непрерывные, прерывистые и прерывисто-непрерывные пояса.

Вопрос о причине многократного выклинивания тектонических поясов до сего времени не поднимался. Вероятно, это мощный, но скрытый тектонический барьер. Понимание структуры Охотоморского региона имеет важное прикладное значение в связи с нефтегазоносностью шельфа. Интерес к нему будет расти, особенно в связи с реализацией проекта нефтепровода “Восточная Сибирь – Тихий океан”.

ГЕОБЛОКИ

На основе достижений геологии, геофизики и минерагении XX века в изучении крупноблокового строения коры и верхней мантии в 1967 г. в статье “Геоблоки” была обоснована геоблоковая концепция – важнейший синтез, главный вклад Льва Исааковича в мировую тектонику. Концепция совершенствуется до сего времени [4].

Геоблоки – литосферные глыбы регионального масштаба, отражающие первичную делимость Земли (платформы и глобальные складчатые пояса – более масштабное проявление этой делимости). У континентальных геоблоков линейные размеры от многих сотен до первых тысяч километров (площадь 1–5 млн км²), у океанических они значительно больше (7–16 млн км²), переходные имеют промежуточные размеры.

Геоблок состоит обычно из массива и облегающих его складчатых систем одного или близкого возраста, обладающих определенным единством осадконакопления, магматизма, метаморфизма и минерагении. Геоблоки разграничены межгеоблоковыми зонами, которые значительно уже и, как можно понять, более активны (складчатые и геосинклинальные системы, краевые и перикратонные прогибы, вулканические пояса, краевые разломы).

На континентах различаются геоблоки:

а) анастабильные, с восходящей тенденцией (например, крупные щиты типа Балтийского);

б) катастабильные, с нисходящей тенденцией (например, крупные впадины типа Западно-Сибирской);

в) мобильные, с контрастными движениями (например, звенья фанерозойских складчатых поясов типа Казахстанского).

В океанах выделяются геоблоки:

а) “гибридные”, с фрагментами континентальной коры;

б) “промежуточные”, с региональными коровыми утолщениями (оленды);

в) “чистой линии”, со стандартной океанической корой.

В океанах геоблоки разграничены срединно-океаническими хребтами, вулканическими поясами и нагорьями, горстовыми поднятиями, желобами.

Установлена иерархия блоков: геоблокам подчинены блоки четырех рангов, коррелирующиеся с соответствующими минерагеническими подразделениями.

Первые 13 геоблоков выделены в Азии; в монографии “Глобальная система геоблоков” (1984) их – 125 (для всей планеты). При составлении “Геолого-минерагенической карты Мира” эта система уточнена. Концепция развивалась параллельно с тектоникой плит: первые глобальные схемы литосферных плит появились вскоре после статьи “Геоблоки” (У. Дж. – Морган, 1968, К. Ле Пишон, 1968). Лев Исаакович считает геоблоки малыми плитами, но они бессубдукционные, в отличие от представлений тектоники плит.

У обеих концепций сходные проблемы. Зоны, разграничивающие плиты, геоблоки, узкие. Это справедливо для их современного состояния. И понятно, если принять во внимание, что Земля утратила основную часть тепловой энергии, или такое же представление Г. Штилле (1944) о близости конца активного развития Земли. Такой взгляд хорошо согласуется с современным состоянием остальных геопланет, уже закончивших активное развитие.

А с другой стороны, в начале активной стадии эволюции мощная вулканогенная кора раннего архея была пластичной, бесплатформенной, пермобильной, по выражению Л.И.Салопы, что подтверждается повсеместной интенсивной складчатостью нижнеархейских толщ. То есть, жесткие плиты в то время не могли существовать, а латеральные неоднородности (тектонические зоны) лишь отдаленно напоминали блоки с их резкими границами. Это не отрицает первичного “планетарного растрескивания”, о котором писал Лев Исаакович, но накладывает определенные ограничения на эволюцию коры в раннем архее.

Различие в размерах континентальных и океанических геоблоков Лев Исаакович объясняет повышенной мощностью литосферы под последними. Если же взглянуть на историю тектонического расчленения континентов, то оно последние полтора века становилось все более дробным. Нынешняя изученность океанов, по меньшей мере в тысячи раз ниже, чем кон-

тинентов (а их домезозойская тектоника практически не исследована). Кроме того, если сравнить платформы, под которыми астеносфера тонкая или отсутствует, с альпийскими поясами, имеющими под собой значительную астеносферу, то можно прийти к выводу, что более мощная астеносфера способствует контрастным движениям и, соответственно, более дробной блоковой дифференциации.

ПОЧЕМУ НЕ СОСТОЯЛСЯ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОДЕКС

В XX веке тектонисты все меньше понимали друг друга, все чаще говорили на разных языках. Имел место быстрый рост терминологии, что зафиксировано в многочисленных терминологических словарях инвентарного типа. Каждая школа или направление стремились обзавестись своей системой терминов, часто с нарушением принципа приоритета, тектонотипы обычно не выделялись. Столь же неблагоприятное положение сложилось и с тектонической номенклатурой. Это отчетливо проявилось при составлении Международной тектонической карты Европы. Поэтому Лев Исаакович предложил в 1968 г. разработать Тектонический кодекс: для упорядочения тектонической классификации, терминологии и номенклатуры, для обеспечения “единого научного подхода к тектоническим подразделениям независимо от различия школ и традиций” [7, с. 100].

Спустя полтора десятилетия Лев Исаакович указывает на необходимость усовершенствования тектонической систематики и терминологии, не упоминая кодекс. На тектонику “опираются стратиграфы, петрографы, металлогенисты, нефтяники, угольщики, геофизики и геохимики. Десятки тысяч этих специалистов пользуются тектонической систематикой и терминологией, но очень мало сделано для их упорядочения” [8, с. 15].

Возвращаясь последний раз к рассматриваемому вопросу в 1994 г. [4], Лев Исаакович приходит к выводу, что создание Тектонического кодекса преждевременно, ибо тектоника охватывает более сложный комплекс вопросов по сравнению со стратиграфией и петрографией, имеющих свои кодексы. Он предлагает ограничиться разработкой “Свода правил и рекомендаций” с задачами, указанными выше.

В дискуссии приняла участие группа геологов-тектонистов [20], которые указали на необходимость принятия Кодекса тектонической номенклатуры (аналогичного биологическим кодексам) и на избыточность Стратиграфического и Петрографического кодексов, в которых установлены не только правила введения и дискредитации номенклатурных и индиви-

дуальных названий, но и включена терминология и классификации.

В обсуждении был пропущен важнейший, на наш взгляд, вопрос, который делает невозможным сегодня принятие Тектонического кодекса, тем более международного, наиболее эффективного. Впрочем, у Льва Исааковича он вскользь упомянут [4, с.501].

Когда Лев Исаакович предложил создать Тектонический кодекс, плитотектоника только завершала свое формирование и была малораспространенной. Главными реалиями традиционной тектоники все 3 века ее развития были складчатые пояса и платформы (с нескладчатым или слабоскладчатым чехлом), которые получили эти устойчивые названия век назад. Долгое время использовались существовавшие до зарождения тектоники географические термины, обычно хребты и равнины. Но тектоника изначально вкладывала в них свой смысл (как ныне в географические термины “континент” и “океан”). У ее корифеев: Р. Декарта хребты горстового типа, А. Кирхера – вулканические хребты. С тех пор и донныне традиционная тектоника определяет свои главные подразделения по структурным и вещественным признакам на суше, а с середины прошлого века два аналогичных типа подразделений выделялись в океанах, в том числе Львом Исааковичем. [4, с.191].

Совсем иной подход в плитотектонике. Главное подразделение, литосферная плита, определяется в двух изданиях Международного тектонического словаря следующим образом: “... часть литосферы Земли, внутренние деформации которой имеют второстепенное значение по сравнению с горизонтальными перемещениями относительно смежных плит. Границы плит являются зонами сейсмической активности” [12, с. 86]. То есть указаны два определяющих признака: горизонтальные смещения (относительно других плит) и сейсмичность, геологически не наблюдаемые, не картируемые, ибо смещения являются микро-смещениями и фиксируются геодезическими (в том числе космогеодезическими) методами. Редкие случаи макросмещений при землетрясениях наблюдались и до появления плитотектоники, но им не придавалось определяющего значения. Использовались и результаты геодезических наблюдений, в первую очередь в неотектонике. И здесь выявлены интересные факты скрытой микроцикличности горизонтальных смещений. Например, западное разлома Сан-Андреас геодезические пункты в зоне длиной более 500 км (между Сан-Франциско и Лос-Анджелесом) перемещались в течение 38 лет на северо-запад со скоростью 5,2 см/год. Но при землетрясении 1906 г. они сместились в обратном направлении от 1,2 до 2,1 м

[15], т.е. практически вернулись в исходное положение.

Если традиционная тектоника шла от континентов к океанам, то плитотектоника – наоборот. В геологически мало изученных океанах схемы плитотектонического районирования не содержат явных противоречий. Но на суше в регионах высокой изученности четыре десятилетия не могут однозначно определить границу между ключевыми Евразийской и Северо-Американской плитами. Известно не менее пяти существенно различных представлений об этой границе или ее отсутствии [21]. Вероятно по этой причине и из-за трудностей использования двух вышеуказанных определяющих признаков за пределами поздней мезозойской истории часть плитотектонических словарей и энциклопедия избегают определения главного объекта изучения – литосферной плиты [11, 13, 18].

Плитотектоника признает традиционные подразделения, но только на суше. Причем в определение платформы вводится в качестве определяющего кинематический признак: медленные вертикальные движения [1] – и на этом основании косвенно отрицаются океанские платформы. При этом, синонимом древней платформы указывается кратоген. Но у автора этого термина и понятия Л. Кобера кратогены раздавливают по латерали мобильные пояса, превращая их в орогены; при этом часть выдавливаемого из поясов материала надвигается на кратогены. Однако это ретроспекция. А ныне, как известно, Индостанская платформа вдавливается в Гималайский пояс, края которого надвигаются на нее. Так что достаточных аргументов для отрицания океанских платформ не видно.

Одни тектонисты считали главные понятия рассматриваемых направлений совместимыми (Ж. Обуэн, Р. Трюмпи, В.Е. Хаин и др.), но большинство рассматривало их как несопоставимые (В.В. Белоусов, Л.П. Зоненшайн, А. Миясиро, А. Дж. Шенгер, А.И. Ханчук и др.).

Итак, традиционная тектоника и плитотектоника опираются на разные, не сопоставимые реалии: по структурно-вещественным признакам выделяются гомогенные подразделения двух типов, по кинематическим (включая сейсмичность) – гетерогенные подразделения одного типа. Как и в предыдущем веке, тектоника остается поляризованной. Поэтому принять Тектонический кодекс сегодня невозможно. Но в итоге противоположные подходы окажутся, скорее всего, взаимодополняющими. Какой из них ближе к реальности, прояснит в ближайшем будущем бурение сверхглубоких (≥ 7 км в твердой Земле) скважин в

океане японским НИС “Чикию”, пусть и с запозданием на полвека (работы по проекту “Мохол” были остановлены в 1961 г.). Тогда указанные направления найдут общий язык, и создание кодекса станет реальным.

ГЛУБИНЫ ЗЕМЛИ

Большие глубины долгое время были для тектоники XX века *terra incognita*, которая отпугивала ее, несмотря на выявленные геофизикой сейсмограницы и состояние вещества в разных геосферах. Как и остальные тектонисты, Лев Исаакович долгое время интересовался лишь тектоносферой. Его модели последнего десятилетия охватывают уже всю мантию [4]: восходящие в мезозое от ядра тепломассопотоки в западной части Тихого океана под литосферой изменяли направление и по латерали распространялись под Восточно-Азиатскую окраину, воздействуя на кору и вызывая диастрофизм.

Это умеренномобилистское направление бессубдукционной тектоники, включающее и плюмтектонику, сейчас широко развивается. Его лидером является Ю.М. Пушаровский. Зародилось оно в прошлом веке, когда О. Амферер выдвинул представление о подкорковых течениях, поддержанное Л. Кобером. В более совершенной форме это реидная тектоника (С. Кэри, Л. Кинг, М.Г. Леонов). Позднее возникла концепция тектонической расслоенности коры и верхней мантии с латеральным перемещением более жесткого, чем в реидной тектонике, материала (литопластин, тектонических покровов) и его скупивания (А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский, Ю.Г. Леонов). Перемещение материала по горизонтальной поверхности без субдукции или обдукции В.П. Уткин [6] предложил назвать ректодукцией (лат. *recta* – прямо, *ductus* – ведение). Сверхглубинная часть концепции возникла благодаря результатам сейсмотомографии, на основе которых были установлены радиальные вещественно-энергетические связи срединно-океанических хребтов с ядром Земли.

И у этого направления имеются проблемы, хотя для него не столь существенные (не затрагивающие концентуальных основ) в отличие от плитотектоники. Оба направления допускают независимость вязкости от давления и соответственно твердотельную конвекцию в мантии, в том числе в нижней, где давление достигает чудовищных размеров. Однако эксперимент, проведенный в Институте физики высоких давлений РАН, установил однозначную связь указанных параметров [2]. Прав оказался основатель математической геофизики Г. Джеффрис, который в течение полувека последовательно отстаивал представление об этой фундаментальной связи.

Льва Исааковича, разностороннего блестящего геолога и выдающегося тектониста, доброжелательного и обаятельного человека, знает весь геологический мир. Но особенно трепетно относятся к юбиляру на Востоке России, где трудятся его коллеги и многочисленные ученики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 69 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып. 840).
2. Бражкин В.В. Исследование кристаллизации жидкого железа под давлением: экстраполяция вязкости расплава в мегабарный диапазон // Письма в ЖЭТФ, 1998. Т. 68, вып. 6. С. 469–474.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР. Ред. Л.И.Красный, В.К.Путинцев. Л.: Недра, 1984. 560 с. Прилож. серия карт.
4. Геология и жизнь: К 90-летию Л.И.Красного / Ред. О.В.-Петров. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 630 с., 5 вкл.
5. Геология СССР. Т.19. Хабаровский край и Амурская область / Ред. Л.И.Красный. М.: Недра, 1966. Ч.1. 736 с.
6. Дальневосточный геологический институт ДВО РАН / Ред. А.И.Ханчук. Владивосток, 2004. 55 с.
7. Красный Л.И. Некоторые проблемы тектонической систематики // Тектоника Сибири. Т.5. М.: Наука, 1972. С. 98–104.
8. Красный Л.И. Тектоническая систематика: принципы, содержание, пути совершенствования // Принципы и методы тектонического анализа. Л., 1982. С. 8–15 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 304).
9. Красный Л.И. Разномасштабная делимость // Вестн. РАН, 2002. Т. 72, № 6. С. 515–519.
10. Красный Л.И. Памяти выдающихся ученых-геологов Санкт-Петербурга. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 163 с.
11. Мазарович А.О. Краткий толковый словарь англо- и русскоязычных терминов по тектонике и геоморфологии океана. М.: Науч. мир, 2000. 119 с.
12. Международный тектонический словарь / Ред. Дж.Деннис и др. / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 190 с.
13. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов / Пер. с нем. М.: Мир, 1980. 373 с.
14. Научная элита: Кто есть кто в Российской Академии наук. М.: Журналист. агентство «Гласность», 1993. 443 с.
15. Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с.
16. Паровышний В.А. Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. 23 с.
17. Планета Земля: Энциклопед. справочник. Том “Тектоника и геодинамика” / Ред. Л.И.Красный, О.В.Петров, Б.А.Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
18. Структурная геология и тектоника плит. В 3-х т. / Ред. К.Сейферт / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. Т.3. 350 с.
19. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1:1 500 000 / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин, М.В. Горошко и др. Владивосток-Хабаровск, 2005. 263 с.
20. Тектонический кодекс или кодекс тектонической номенклатуры? / В.И.Драгунов, Н.С.Малич, К.В.Митрофанова, В.Н.Москалева, Г.Н.Шапошников // Тихоокеан. геология, 1995. Т. 14, № 6. С. 130–134.
21. Черкасов Р.Ф. Проблемы «живой» тектоники // Тихоокеан. геология, 1996. Т. 15, № 4. С. 117–121.

Р.Ф. Черкасов

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