

Том 21, номер 3
ISSN 0207 - 4028

Май-Июнь 2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.А. Сидоров.</i> Рудные формации и металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса	3
<i>А.Н. Деркачев, И.А. Тарарин, Е.П. Леликов, А.В. Можеровский, Й. Грайнерт, Н.Н. Баринев.</i> Проявления низкотемпературной гидротермальной деятельности в задуговом бассейне Охотского моря (Курильская глубоководная котловина)	14
<i>Л.В.Эйриш, В.А.Степанов.</i> Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы	27
<i>Г.З. Гильманова, Л.А. Маслов, Р.Г. Кулинич, О.С. Комова.</i> Геодинамика земной коры зоны коллизии Тайваня	40
<i>В.М. Гранник.</i> Палеосейсмофокальные зоны Сахалина	50
<i>Byung-Su Lee and Kwang-Soo Seo.</i> Conodont bistratigraphy of the Mungog formation (Lower Ordovician), Yeongweol, Korea	66
<i>Б.И. Павлюткин, Н.И. Беянина.</i> Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения	80
<i>П.И. Федоров, Н.И. Филатова, С.И. Дриль, К.Х. Чанг, С.О. Парк.</i> Кайнозойский вулканизм южной части Кореи	94
<i>Г.В. Харитонова, [В.Н. Землянухин], А.С. Манучаров, Н.И. Черноморченко.</i> Электронно-микроскопическое исследование Pb^{2+} - и Zn^{2+} - насыщенных глинистых минералов	107

Юбилей

Георгий Михайлович Власов (к 90-летию со дня рождения)	119
--	-----

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

А.А. Сидоров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Представления С.С. Смирнова о внутренней зоне Тихоокеанского пояса не претерпели существенных изменений и, более того, получили новое обоснование с позиций террейновой тектоники. Его представления о внешней зоне послужили определенным стимулом развития новых научных направлений о тектоно-магматической активизации, об аккреционных и постааккреционных металлогенических поясах. Вместе с тем, природа металлогенических однородностей внутренней и внешней зон ("серебро-медной" и "олово-вольфрамовой") представляется более сложной и неоднозначной. Зоны эпитепирмальной рудоносности связаны преимущественно с близкими физико-химическими (вулканогенными) условиями рудообразования и представляются сугубо качественными; многочисленные нарушения однородностей как внешней, так и внутренней зон определяются главным образом металлогенической унаследованностью в результате реювенации докембрийских металлоносных образований. Унаследованность отражается на количественной стороне рудообразования и удовлетворительно объясняет: почему однотипные рудные районы при прочих равных условиях в одних случаях поражают фантастически богатыми месторождениями, в других - разочаровывают устойчивой бедностью руд в подобных же месторождениях.

Ключевые слова: рудная формация, металлогеническая зональность, Тихоокеанский пояс.

Работа С.С. Смирнова "О Тихоокеанском рудном поясе" [13] – выдающееся обобщение металлогенических знаний сороковых годов, значение которого с годами только возрастает. Ее автор – один из самых ярких основателей металлогенической школы российских геологов, к которой принадлежат такие геологические авторитеты, как Ю.А. Билибин, Е.А. Радкевич, Г.М. Власов, Е.Т. Шаталов, В.Т. Матвеев, М.И. Ицксон, Н.А. Шило, А.Д. Щеглов, Д.В. Рундквист и другие ученые. Идеи новой глобальной тектоники в определенной мере ассимилировали результаты исследований этой школы, но едва ли оказались способными существенно продвинуть сложившиеся представления о крупнейших металлогенических поясах и зонах. Более того, элементы глобальной металлогенической однородности оказались не просто объяснить с позиций террейновой концепции. Однако, воспринимая террейновую концепцию с методологических позиций структурно-формационных зон, ниже мы предлагаем объяснение этих элементов однородности; рудно-формационный анализ, разработанный в недрах отечественной металлогенической школы, позволяет различать унаследованные однородности от новообразованных.

Крупнейшие металлогенические зоны, как правило, являются аккреционными и постааккреционными

ми, наложенными на ансамбли разнообразных террейнов – от кратонных до островодужных. Однако тектоническую специфику пояса определяют островодужные террейны тихоокеанского типа и окраинно-континентальные (краевые) вулканогенные пояса [1]. Позднекайнозойскими и современными аналогами островодужных террейнов на различных этапах их развития являются вулканические дуги – Северо-Восточного Хонсю, Идзу-Бонино-Марианская, Тонго-Кермадекская, Курило-Камчатская, Алеутская и другие. Доаккреционные этапы развития островодужных террейнов характеризовались накоплением толщ высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов, андезитов и их туфов, а также вулканомиктовых отложений и осадочных толщ формации "зеленых туфов" (андезитовые геосинклинали или эвлинаны, по В.Ф. Белому). В коллизионные и аккреционные этапы формируются молассоидные образования, кислые вулканы и вулканоплутонические ассоциации. В пределах островодужных террейнов сосредоточены значительная часть медно-порфировых месторождений и большая часть колчеданных месторождений, связанных с формацией "зеленых туфов". В таблице 1 дана сравнительная характеристика Тайгоносской (Северо-Восток России) и Арауканской (Чилийские Анды) островодужных террейновых систем, аккрецированных, соответственно, в

послеготеривское – предальбское время и в палеогене. На примере этих систем и современных островных дуг хорошо видна динамика асимметрии развития тихоокеанских окраин.

Возникновение окраинно-континентальных вулканогенных поясов связано с позднемезозойским и кайнозойским этапами развития Тихоокеанского пояса. Для них так же, как и для островодужных террейнов, характерны вулканы и вулканоплутонические ассоциации известково-щелочного класса, но формировавшиеся в субаэральных условиях. Окраинно-континентальные вулканогенные пояса нередко наложены на островодужные, кратонные и другие террейны пассивных континентальных окраин.

Рудноформационные ряды (рудные комплексы) фанерозойских провинций Тихоокеанского пояса охарактеризованы в таблице 2. Многие из них являются отчетливо унаследованными от древних кратонных рудных формаций (праформаций), другие могут быть отнесены к новообразованным рядам рудных формаций. Однако по составу рудных формаций унаследованные и новообразованные ряды в качественном отношении подобны, что связано с близкими физико-химическими условиями развития их месторождений в пределах островодужных террейнов и окраинно-континентальных вулканогенных поясов, являющихся специфическими тихоокеанскими структурами. Рассмотрим возможности развития унаследованных рудноформационных рядов.

Рудные формации докембрия сравнительно хорошо изучены в районах Канадского щита и Австралийских архейских кратонов. Эти формации весьма разнообразны, обобщенные схемы их взаимосвязей показаны на рис. 1 и 2. Для нашего анализа наибольший интерес представляют рудные формации, не характерные для типично циркумтихоокеанских структур – островодужных террейнов и окраинно-континентальных вулканогенных поясов.

Таковыми являются формации железистых кварцитов, хорошо изученные в Канаде, на северо-востоке Китая, в Южной Америке и в меньшей степени на Северо-Востоке и юге Дальнего Востока России. С железистыми кварцитами и спилит-кератофировыми толщами нередко ассоциируются марганцовистые рудные залежи. Однако в целом рудноформационный ряд железистых кварцитов сравнительно беден, в сущности только золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и рудопоявления отмечены в пределах толщ железистых кварцитов [4]. Это согласуется с тем, что железистые кварциты исключительно бедны элементами-примесями цветных металлов [5]; вместе с тем, Р. Бойль [17] отмечает повышенное содержание золота в железистых кварцитах типа Алгома (до 1 г/т), а И.С. Рожков [8] и А.Г. Плетнев [6] – в железных рудах месторождений Кривого Рога (от 0,2 до 2 г/т). Есть основания предполагать, что железорудные месторождения скарнового и других типов в различных террейнах Чукотки, Дальнего Востока России, Чили, а также многочисленные зоны пиритизации (пирротинизации) и железо-колчеданных залежей, равно как и марганцевая минерализация многих рудных районов, развивались в связи с неоднократной реювенацией железистых кварцитов древних кратонных террейнов.

Железистые кварциты в зеленокаменных поясах обычно сопряжены с базит-ультрабазитовыми ассоциациями, несущими хромитовые, медно-никелевые и платинометалльные руды. Однако эти образования отличаются особой консервативностью по отношению к процессам реювенации [16, стр. 50], и поэтому соответствующие фанерозойские рудные формации нередко являются новообразованными.

Другими типично докембрийскими, но значительно более богатыми рудными образованиями, являются

Таблица 1. Сравнительная характеристика Тайгоносской и Арауканской островодужных террейновых систем.

Системы	Тайгоносская	Арауканская
Размеры	Протяженность – 2000 км, ширина – 50–120 км	Протяженность – 2500 км, ширина – 150–200 км
Толщи, сформировавшиеся в условиях вулканических архипелагов	(Pz – T) [?] , T ₃ n-J ₃ km – высокоглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, дациты; 4000–7000 м; J ₃ v – K ₁ h – базальты, андезибазальты, андезиты, игнимбриты риолитового и дацитового состава; 3500–7000 м	J ₁ – J ₃ ox – высокоглиноземистые андезибазальты, базальты, андезиты, дациты, риолиты; 7000 м; J ₃ km – K ₁ – андезибазальты, андезиты, латиты, игнимбриты дацитового, трахидацитового, риолитового состава; 8000–13000 м
Коллизионные и аккреционные образования	K ₁ b – K ₁ al – внедрение гранитоидов, поднятие, размыв; образование впадин, заполненных молассой, 2000–3000 м	K ₂ – P – андезиты, андезибазальты, трахиандезиты, латиты, игнимбриты дацитового и риолитового состава; континентальная моласса; 6000–8000 м; мощный гранитоидный магматизм
Определяющие рудноформационные ряды	Медно-молибден-порфиновые и колчеданные (с золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями)	Медно-порфировый и колчеданный (с полиметаллическими, золото-серебряными и сурьмяными месторождениями)

Таблица 2. Рудные формации (рудные комплексы) Тихоокеанских фанерозойских провинций.

Базовая группа месторождений	Сателлитные группы месторождений	Условия развития рудных комплексов	Примеры регионов
1	2	3	4
Хромитовая	Титановая, платинометаллическая (акцессорная), золото-теллуридная, золото-альбит-анальцимовая, ртутная	Сингенетические базит-ультра-базитам, эпигенетические гидротермальные	Новая Каледония, Калифорния, Аляска, Корякия
Медно-никелевая	Золото-серебро-платинометаллическая, медно-порфировая, золото-серебро-теллуридная, ртутная	Сингенетические придонным частям ультрабазитовых и базитовых интрузий, эпигенетические гидротермальные	Кордильеры (юго-запад Канады), Центральная Камчатка
Медно-порфировая	Молибден-порфировая, золото-порфировая, полиметаллическая, сульфидная, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные, в т.ч. островодужные	Внутренняя часть Тихоокеанского рудного пояса
Олово-порфировая	Оловянные (касситерит-силикатно-сульфидная и др), олово-вольфрамовая, олово-серебряная, золото-серебряная, сурьмяная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные аккреционных и постааккреционных этапов	Внешние и перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Сульфидные вкрапленных руд	Золото-сульфидная вкрапленных руд, золото-порфировая, золото-кварцевая, золото-серебряная, олово-вольфрамовая, олово-полиметаллическая, олово-серебряная, сурьмяная, ртутная	Гидротермально осадочные и эпигенетические гидротермальные	Перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Колчеданные и стратиформные сульфидные	Медная, полиметаллическая, медно-порфировая, золото-порфировая, золото-кварц-сульфидная, пятиэлементная, золото-серебряная, ртутная	Субмаринные гидротермально-осадочные и эпигенетические гидротермальные (вулканогенные, плутоногенные, метаморфогенные)	Провинция "Зеленых туфов" (Япония), Аляска, Мексика

ляются уран-многометалльные (серебро-кобальт-никель-висмут-урановые) рудноформационные ряды. К списку определяющих этот ряд элементов, в которых значительное место принадлежит также мышьяку, следовало бы добавить медь, сурьму, золото, молибден, олово, а также группу редких земель. Однако важнейшими типоморфными элементами являются серебро, кобальт и в особенности уран [10, 11]. Месторождения образуются в широком диапазоне условий – от позднемагматических до низкотемпературных гидротермальных с переменной ролью сопутствующих им контрастных магматических образований от основного до кислого состава. В группе месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом, никель и кобальт ассоциируют с серебром, образуя крупные месторождения с преобладанием серебро-арсенидной минерализации (Кобальт, Канада; Консберг, Норвегия). Для месторождений, ассоциирующих с гранитоидами, характерно сообщество урана, висмута, свинца и серебра. В целом распространены разнообразные переходы между рудами различных минеральных типов, и, вместе с тем, отмечается устойчивое развитие тех или иных парагенезисов, таких как серебро-никель-кобальт, кобальт-золото, никель-висмут и других. Г. Шнейдерхён [16] обращал внимание на поразительное сходство, кото-

рым обладают эти месторождения в различных частях земного шара.

В отличие от вещественного однообразия железистых кварцитов осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, вмещающие уран-многометалльные месторождения, характеризуются большим набором красноцветных, зеленоцветных и черносланцевых осадочных пород (в том числе медистых сланцев, песчаников и различных грубообломочных отложений) в сочетании с вулканитами среднего и кислого состава; в пределах этих толщ широко распространены гранитоиды, а также поздние дайки и силлы основного состава. Фрагменты негранитизированных и слабометаморфизованных металлоносных толщ мощностью до нескольких километров нередко интерпретируются как рифтогенные образования, отражающие период разделения континентов и появления активных континентальных окраин. Сопряжение и даже переслаивание этих толщ с железистыми кварцитами представляется достаточно доказанным, хотя период максимального развития железистых кварцитов, по всей вероятности, предшествовал рифтогенезу. Одновременно и позднее этих металлоносных толщ развивались колчеданно-полиметаллические и медно-цинковые месторождения, что сближает металлогению этих докембрийских провинций с ме-

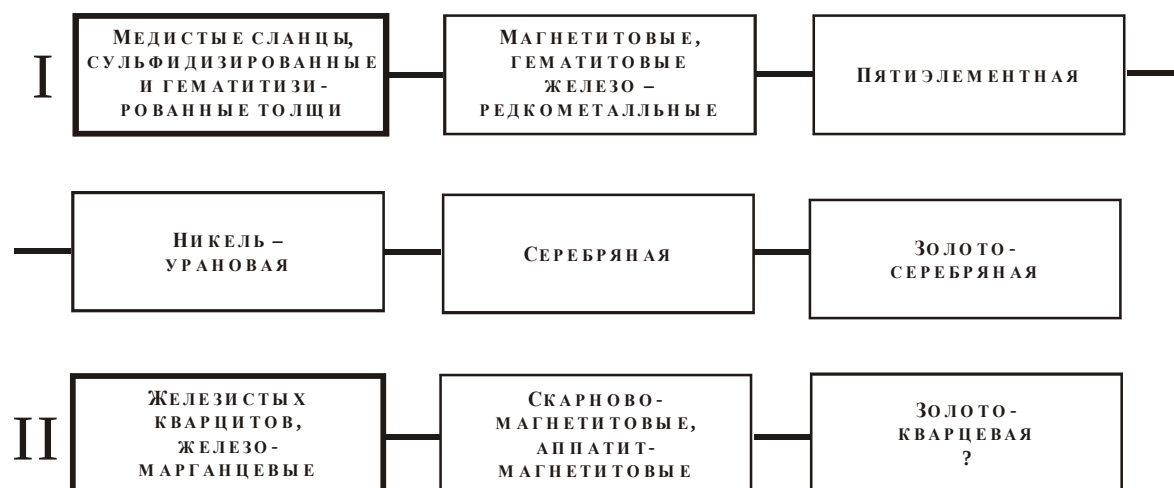


Рис. 1. Типы докембрийских рудноформационных рядов (с использованием представлений Ч. Мейра [4]). I – сложных полиформационных, II – простого полиформационного.

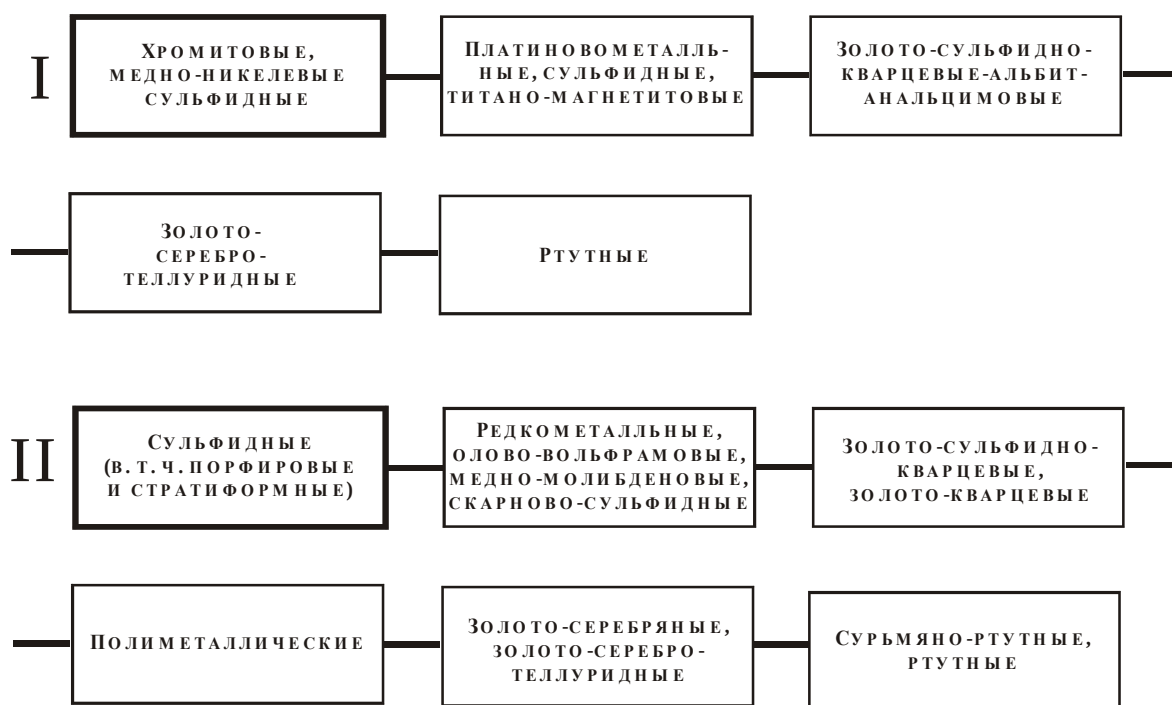


Рис. 2. Типы докембрийских и фанерозойских рудноформационных рядов.

I – с мантийными источниками рудного вещества, II – с мантийно-коровыми источниками рудного вещества.

таллогений фанерозойских (включая современные) островодужных террейнов.

Разнообразие докембрийского рифтогенного осадконакопления (от красноцветных до черносланцевых толщ) определило широкий спектр месторождений уран-многометалльной линии: от пятиэлементной рудной формации типа месторождений провинции Большого Медвежьего озера и уран-железо-медно-серебро-золото-редкоземельного типа Олимпик-

Дам до уран-золотоносных конгломератов в вулканогенно-осадочном комплексе Витватерсранд.

Дж.Д. Пайпер [20] полагает, что формирование месторождений этого типа связано с глобальными событиями первоначального рифтообразования, приведшими к распаду протерозойского суперконтинента. Осадконакопление и породообразование в протерозойских рудоносных рифтовых системах, по

всей вероятности, сочетались с поступлением эндогенного металлоносного флюида.

Хромитовый ряд рудных формаций, как наиболее древний и консервативный на всем протяжении истории Земли, отчетливо связан с мантийными породами и поэтому, в сущности, не зависит от эволюции земной коры. Это подтверждается приуроченностью руд хромитовой формации к ультрабазитовым и базитовым породам и неизменностью этих руд во времени от докембрия до кайнозоя. Однако фанерозойские месторождения распространены не только в расслоенных комплексах, но и в альпинотипных перидотитовых офиолитовых комплексах, где рудные залежи имеют форму диапиров. Хромитовые рудноформационные ряды в целом изучены слабо. Достаточно определено к этому ряду можно отнести платинометалльные проявления, которые нередко находятся на значительном удалении от хромитовых базальных слоев расслоенных интрузивов. Есть основания предполагать, что к рассматриваемому ряду относятся некоторые золото-теллуридные месторождения. В частности, очевидны в ряде районов пространственные связи этих месторождений с хромитоносными основными и ультраосновными породами. Члены хромитовых рудноформационных рядов, если судить по минералого-геохимическому составу рудности базит-ультрабазитовых комплексов, должны быть достаточно разнообразными. Так, на Северо-Востоке России в Корякской зоне к этому ряду мы относим вольфрамо-ртутное Тамватнейское месторождение. О.А. Богатиков и др.[2] отмечают высокое содержание вольфрама в мафических включениях гранодиоритового батолита Де-Ла-Коста. Однако обычно большинство жильных гидротермальных месторождений, ассоциирующих с хромитоносными породами, относятся без особых оснований к генетически чуждым образованиям.

Медно-никелевый сульфидный рудноформационный ряд родственен хромитовому, хотя совместно они встречаются редко, и лишь в знаменитом комплексе Стиллуотер отмечены большие запасы как хромитовых, так и никелевых сульфидных руд. Выделяется две группы этих месторождений: одна – связана с ультраосновным магматическим комплексом, другая – распространена среди основных пород. Соответственно Ч. Мейер [4] выделяет тип Садбери (Канада) и тип Камбалда (Западная Австралия). Среди фанерозойских пород тихоокеанских провинций значительные месторождения последнего, по-видимому, отсутствуют. Ч. Мейер полагает, что внезапное появление многочисленных линзовидных тел хромитовых руд в фанерозое и преобладание в архее месторождений сульфидных руд типа Камбалда отражают определенные эволюционные процессы в мантийных очагах. По составу сопутствующих гидротермаль-

ных месторождений хромитовый и медно-никелевый сульфидный ряды, по всей вероятности, подобны, хотя в последнем сульфидные месторождения должны быть естественно более многочисленны.

Среди колчеданных, сульфидных стратиформных (и не стратиформных), а также порфировых рудноформационных рядов наиболее изученными являются колчеданные и порфировые, сравнительно слабо изученными – сульфидные вкрапленных руд, являющиеся самыми распространенными в земной коре. Строение всех этих рудноформационных рядов в общем подобно (с элементами конвергенции) и показано на схеме (рис. 2, II), отражающей элементы их эволюционного развития. В значительной мере подобен и состав жильных рудных формаций, входящих в эти ряды, за исключением определенных различий в столь контрастных рядах как медно-(молибден)-порфировый и олово-порфировый.

Хотя вулканогенные колчеданные месторождения докембрия и фанерозоя весьма разнообразны, в качестве наиболее общей модели их формирования следует признать довольно четкие и хорошо аргументированные представления по субмаринному отложению руд Куроко [3]. Ч. Мейер рассматривает три типа колчеданных месторождений: кипрский в офиолитах, характерный лишь для фанерозоя, тип Норанда (Канада) в андезито-риолитовых толщах архея и Куроко в зеленотуфовых провинциях островных дуг. Хотя между архейскими и миоценовыми месторождениями существуют определенные различия, они, тем не менее, обнаруживают поразительные черты геолого-структурного и вещественного сходства. Вместе с тем, колчеданный рудноформационный ряд фанерозойских зеленотуфовых провинций островодужных террейнов Тихоокеанского пояса довольно прост и подобен медно-порфировому ряду. В него, кроме базовой колчеданной формации, входят полиметаллическая (кварц-сульфидная, типа жильных Куроко), золото-серебряная и сурьмяно-ртутная. К этому же ряду можно отнести в некоторых районах и месторождения самородной серы.

Рудноформационные ряды колчеданных формаций изучены недостаточно прежде всего из-за их полихронности (исключение, пожалуй, составляет приведенный выше ряд Куроко, в котором миоценовые рудные формации наиболее близки по возрасту, а базовые месторождения не претерпели существенных изменений со времени образования). Если колчеданные залежи отлагались в доаккреционные этапы, то основная часть жильных и прожилково-вкрапленных месторождений ряда (полиметаллических, медных, золото-серебряных, золото-сульфидно-кварцевых) развивалась в коллизионные, аккреционные и постаккреционные этапы, а также в периоды тектоно-магматической активизации. Рудные

формации колчеданного ряда нередко совмещены с формациями других рядов, что затрудняет их диагностику.

В более древних, чем позднемезозой-кайнозойские, провинциях рудноформационные ряды по упомянутым выше причинам видоизменены: входящие в их состав близповерхностные месторождения нередко уничтожены вследствие значительного эрозионного среза или, напротив, подвергались захоронению, метаморфизму и регенерации. Стратиформные сульфидные залежи колчеданного типа связаны также с мощными терригенными и терригенно-карбонатными толщами террейнов пассивных и перемещенных континентальных окраин. Рудноформационные ряды, возглавляемые этими стратиформными месторождениями, нередко подобны колчеданным рядам.

Рудноформационные ряды, имеющие в качестве базовых формаций зоны тонкорассеянной сульфидной (а в докембрийских толщах нередко гематитовой) минерализации, весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Изучены эти зоны крайне фрагментарно и только на участках, где сульфидная вкрапленность образует промышленные скопления руд. В основном зоны тонкорассеянной минерализации в терригенных, карбонатных или вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах по содержанию металлов (благородных, редкоземельных) на порядок или даже совсем незначительно превосходят соответствующие кларки в земной коре. Однако зоны имеют региональное развитие, размеры их определяются десятками и даже сотнями километров по простиранию, до десятков километров мощностью и значительной (более 2 км), а часто неустановленной протяженностью на глубину. Основная масса рассеянных сульфидов в зонах – микроскопических и субмикроскопических размеров. Сульфиды содержат широкий спектр элементов-примесей, нередко в концентрациях, представляющих промышленный интерес. В фанерозойских и позднедокембрийских зонах эти элементы-примеси в пирите, арсенопирите, пирротине чаще всего представлены золотом, серебром, оловом, свинцом, цинком, вольфрамом, ртутью, ванадием, кобальтом, титаном, иттрием, цирконием. В раннедокембрийских зонах спектр элементов еще более разнообразен и порой "смыкается" с набором элементов пентиметалльной формации. Рассматриваемые зоны тонкой сульфидизации – это большеобъемные комплексные и практически неисчерпаемые месторождения будущего. Впрочем, наиболее богатые золотonosные зоны значимы и в настоящее время.

В Тихоокеанском рудном поясе зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации размещены главным образом в терригенных (черносланцевых),

карбонатных и осадочно-вулканогенных толщах различного возраста в основании (фундаменте) вулканогенных поясов, перивулканических зон, а также в пределах зеленотуфовых толщ островодужных террейнов. В настоящее время можно выделить следующие зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации: углеродистые арсенопирит-пиритовые и пиритовые в терригенных и терригенно-карбонатных толщах (золотоносные типа чукотских или карлинских), углеродистые ильменит-пирротинные и пирротинные в терригенных толщах (оловоносные, вольфрамоносные, золотоносные типа дальневосточных и колымо-чукотских), сульфидно-полиметаллические (сопряженные с колчеданными залежами), сульфидно-медно-полиметаллические и сульфидно-серебро-олово-полиметаллические (допорфировые). Все эти зоны, представляющие базовые формации соответствующих рудноформационных рядов, развиты не только в фанерозойских, но и в докембрийских толщах. Особенности строения и состав перечисленных зон, к сожалению, изучен слабо и нередко с позиций ошибочной методологии околорудных (околожильных) изменений пород. Генезис зон сульфидной минерализации, масштабы развития которых особенно значительны, в основном гипотетичен. Исследования, проведенные нами в перивулканических зонах Восточно-Азиатских вулканогенных поясов, позволяют предположить негидротермальную природу определенных скоплений тонкорассеянной минерализации [14]. Однако эта рассеянная минерализация в период образования рудоносных кварцевых жил обычно активно вовлекается в гидротермальный процесс, являясь важнейшим источником рудного вещества.

В связи с изложенным выше следует отметить, что очень важное положение Г. Шнейдерхёна [15] об огромной роли регенерированных месторождений в земной коре не было должным образом осмыслено. Идея регенерированных месторождений не получила развития из-за казалось бы очевидных фактов высокой сохранности и неизменности древних колчеданных и жильных руд. И действительно, массивные кристаллические образования, нередко хорошо законсервированные (почти по типу газовой-жидких включений в кристаллах), являются инертными для флюидной, гидротермальной, рассольной мобилизации. Но мелко- и тонкозернистые сульфиды с субмикроскопическими, порой самородными выделениями различных металлов представляют собой идеальный материал для самой эффективной мобилизации и концентрации элементов в растворах. Количество же рассеянного вещества в охарактеризованных зонах чрезвычайно велико и несопоставимо с его количеством, заключенным в массивных и жильных рудах.

Порфировые рудные формации характерны для фанерозоя и мало распространены в докембрии, особенно в архее и раннем протерозое. Отдельные канадские (район Тимминс) и другие молибден-медные и молибденовые месторождения по ряду признаков близки порфировым месторождениям. Однако раннедокембрийские порфировые аналоги принадлежат, по всей вероятности, к иным рудноформационным рядам. В частности, некоторые медные и медно-молибденовые месторождения отчетливо связаны с колчеданными или сульфидными (вкрапленных руд) рядами рудных формаций. И в этих случаях они едва ли могут рассматриваться в качестве представителей базовой формации, в особенности если характерные порфировые интрузии отсутствуют. В.С. Попов [7] предлагает подобные медно-порфировые месторождения относить к промежуточному звену между колчеданными и порфировыми формациями, то есть с позиции нашего рудноформационного анализа включать их в колчеданный ряд. Допорфировые (доаккреционные) зоны сульфидизации в порфировых рудных районах служат, на наш взгляд, указателем причины и механизма происхождения порфировых формаций. Колчеданные и сульфидные (вкрапленных руд) рудноформационные ряды в позднем докембрии и особенно в фанерозое по мере развития коллизионных, аккреционных и постаккреционных магматических комплексов оказались первоначально "расщеплены" на допорфировые и порфировые, а затем порфировые ряды приобретали все более высокую формационную независимость.

Олово-порфировые месторождения, которые были удачно выделены по аналогии с медно-порфировыми, также хорошо подтверждают преимущественное развитие олово-(серебро)-порфирового ряда в фанерозое. А значительная роль "непорфиновых руд" на олово-порфировых месторождениях позволяет более четко определять содержание и природу этого ряда. Так, сравнительно высокая сереброросность, ураноросность и кобальторосность месторождений ряда делают возможным предположение о их генетической связи с уран-многометалльной (пятиэлементной) группой докембрийских рудных формаций.

Анализ рудноформационных рядов с позиций наших представлений о базовых формациях показывает консервативность последних при эволюционном развитии ряда. На протяжении всей истории образования земной коры в пределах Тихоокеанского рудного пояса (от докембрия до современности) развивались следующие базовые группы формаций: хромитовая, медно-никелевая, железистых кварцитов, сульфидные и гематит-сульфидные вкрапленных руд (нерасчлененная и наиболее слабо изученная группа), колчеданные. Каждая базовая формация со-

провождалась рядом более простых, сателлитных формаций; она возглавляет и в значительной мере определяет состав сателлитных формаций. С позднего докембрия к базовым формациям следует также отнести порфировые формации, возглавляющие характерные аккреционные и постаккреционные унаследованные и, вероятно, новообразованные ряды рудных формаций. Эволюция рудноформационных рядов во времени фиксируется, тем не менее, с большим трудом, хотя тенденция четкого обособления рудных формаций от древних эпох к более молодым прослеживается достаточно убедительно. Это не только "появление" базовых порфировых формаций и "вырождение" формаций железистых кварцитов, а также сложного уран-многометалльного ряда рудных формаций, но и развитие все возрастающего количества месторождений простейших жильных рудных формаций вплоть до монометалльных. Последнее в значительной мере, по-видимому, связано с многократными процессами реювенации [9] рудовмещающих толщ и регенерации рудных образований как в докембрии, так и в фанерозое. Однотипные базовые формации разного возраста заложения существенно не изменяются, различаясь однако в большей мере региональными характеристиками, нежели временными. Вместе с тем, по своим главнейшим чертам базовые формации не только тихоокеанских, но и других геологических провинций Земли подобны. В чем же тогда заключается специфика Тихоокеанского рудного пояса?

Как уже отмечалось в начале статьи, тектономагматическая специфика Тихоокеанского пояса определяется длительное время развивающимся ансамблем разновозрастных островодужных террейнов и окраинно-континентальными вулканогенными поясами. Возникновение окраинно-континентальных вулканогенных поясов относится к позднемезозойскому и кайнозойскому этапам развития Тихоокеанского пояса. Гораздо сложнее проследить историю развития островодужных террейнов тихоокеанского типа. В.Ф. Белый [1] главным их маркирующим признаком считает так называемые андезитовые геосинклинали, или эвклинары. Он полагает, что принципиальное сходство морфоструктурных комплексов, в которых находятся современные вулканические дуги и реконструированные их аналоги прошлых геологических эпох, однотипный состав слагающих их вулканических накоплений и сопутствующих геологических формаций имеют решающее значение для историко-геологического анализа зоны перехода континент – океан в течение фанерозойского этапа развития Тихоокеанского пояса. На основе этих критериев островодужные террейны тихоокеанского типа прошлых геологических эпох устанавливаются в структурах Канадских Кордильер (ранний

палеозой мезозой), Северо-Востока и Дальнего Востока России (поздний палеозой – поздний мезозой) и Южной Америки (мезозой – ранний кайнозой).

Прослеживая историю формирования островодужных террейнов тихоокеанского типа и окраинно-континентальных вулканогенных поясов и сопоставляя особенности их металлогении, можно отметить некоторые общие тенденции развития структур, магматизма и рудообразования тихоокеанских провинций активной континентальной окраины. Рудные формации островодужных террейнов в общем сходны с формациями окраинно-континентальных вулканогенных поясов, заложение и развитие которых связано со значительным увеличением известково-щелочного вулканизма в пределах тихоокеанских активных окраин. И хотя колчеданный тип оруденения, связанный с зеленотуфовыми толщами, не распространен в пределах вулканогенных поясов и перивулканических зон, наблюдаются интересные аналогии между колчеданными рядами рудных формаций островодужных террейнов и рядами сульфидных (вкрапленных) руд вулканогенных поясов и перивулканических зон. Именно специфика оруденения, распространенного в островодужных террейнах, окраинно-континентальных вулканогенных поясах и перивулканических зонах позволяет говорить о Тихоокеанском рудном поясе как особой глобальной металлогенической структуре, общие представления о которой были введены С.С. Смирновым [13].

Есть основания полагать, что Тихоокеанский рудный пояс развивался уже, по крайней мере, с палеозоя (Канадские Кордильеры, Северо-Восток России) и к концу мезозоя приобрел отчетливую глобальную выразительность в связи с развитием островодужных террейнов Южной Америки. В кайнозое островные дуги получили еще большее распространение. Позднемезозойский этап формирования рудного пояса ознаменовался заложением и развитием постагрегационных окраинно-континентальных вулканогенных поясов, которые с этого времени сосуществовали с островодужными террейнами разного возраста и нередко являлись кроющими структурами по отношению к ним. Время формирования окраинно-континентальных вулканогенных поясов совпало в целом с грандиозными позднемезозойскими и кайнозойскими плитными и террейновыми перемещениями, сопровождавшимися мощным подводным базальтовым вулканизмом в зонах спрединга и в других "горячих точках" Тихого океана. С этого времени обнаруживается нарастание элементов глобальной металлогенической однородности Тихоокеанского рудного пояса. Элементы этой однородности связаны прежде всего с развитием порфировых, сульфидных (вкрапленных руд) и колчеданных (полиметаллических) рядов рудных формаций, а также с

хромитовыми, медно-никелевыми и платинометалльными рядами офиолитовых террейнов, океанических рифтов и островодужных образований. Различные базовые рудные формации сопровождаются однотипными (конвергентными) жильными рудными формациями: золото-серебряными, полиметаллическими, олово-серебро-полиметаллическими, сурьмяными, ртутными (табл.). Именно эти генетически разнородные, но подобные и даже конвергентные образования, формировавшиеся в пределах одних и тех же РТ-условиях (например, эпitherмальные месторождения) объединяются нередко в единые металлогенические зоны. При этом исследователей не смущает, что в эти зоны наряду с районами унаследованно развивавшихся богатейших месторождений включаются районы с практически нерудоносными кварцевожильными образованиями.

Истинная зональность оруденения в Тихоокеанском поясе определяется главным образом тем, что колчеданные и медно-порфировые ряды рудных формаций развиты преимущественно в пределах островодужных террейнов и внутренних (по отношению к океану) частях окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Эти части вулканогенных поясов обычно унаследованно развиваются на островодужных террейнах. Однако в ряде случаев появляются убедительные сведения о металлогенической унаследованности кайнозойского островодужного оруденения (Au-Ag-Sn-W) от докембрийского фундамента [19]. И в этих случаях наблюдаются очевидные нарушения металлогенической однородности внутренних зон. Внешние части поясов и их перивулканические зоны развиваются на террейнах самого различного типа – от кратонных и пассивных континентальных окраин до древних океанических рифтов. Естественно, что черты металлогенической унаследованности здесь более очевидны и разнообразны. Так, в пределах северо-азиатских террейнов пассивных континентальных окраин и кратонов выделяются рудные районы двух типов: золотоносные с бедной сульфидной минерализацией, золотоносные и уран-серебро-оловоносные с зонами тонковкрапленной пирит-арсенипиритовой минерализацией. В районах первого типа базовые рудные формации представлены крупными и весьма крупными зонами пиритизации (пиротинизации), сформировавшимися в доаккреционный этап в качестве гидротермально-осадочных образований. В районах второго типа базовые рудные формации представлены новообразованными золото-сульфидными и серебро-сульфидными, сопряженными с олово-порфировыми рудными формациями. Разнотипность этих районов объяснима прежде всего с позиций их металлогенически унаследованного развития. Металлогенически однообразные и бедные районы развивались преимущественно на слабо

гранитизированных, первоначально железисто-кварцитовых докембрийских толщах. Металлогенически разнообразные и богатые рудные районы развивались, по-видимому, на гранитизированных рифтогенных толщах докембрия с уран-многометалльной группой рудных формаций [10, 11]. В целом металлогения внешней зоны Тихоокеанского пояса главным образом унаследована от докембрийского основания (с определенными металлогеническими коррективами особенностей областей сноса). И, следовательно, элементы новообразованной металлогенической зональности здесь не имеют генетического содержания, так как источники вещественно-однотипных месторождений различны. Так, постааккреционные месторождения внешних зон континентальных вулканогенных поясов и прилегающих к ним перивулканических областей, наложенных на разнотипные террейны, связаны только близкими временными и физико-химическими условиями рудообразования; источники рудного вещества здесь безусловно различны. Вместе с тем, постааккреционные внешние металлогенические зоны нередко обладают определенными чертами подобия из-за распространенности здесь эпитермальных и вулканогенно-плутоногенных, в том числе порфириновых, месторождений.

На рис. 3 показаны две разновозрастные системы постааккреционных металлогенических зон – Северо-Восточно-Азиатские и Центрально-Аляскинские [18]. Ранние постааккреционные образования наложены на ансамбль разнообразных террейнов, аккреция которых в основном закончилась в послеготеривское – предальбское время. Эта система приурочена к новообразованной позднемеловой континентальной окраине, контролируемой в настоящее время Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и его перивулканическими зонами. В фундаменте террейнов здесь преобладает докембрийская континентальная кора. Более поздняя кайнозойская система постааккреционных зон наложена преимущественно на террейны с океанической корой. Все постааккреционные зоны обладают определенными чертами металлогенической однородности из-за распространенности эпитермальных и вулканогенно-плутоногенных, в том числе порфириновых, месторождений. На рис. 3 показаны только области развития осадочных и гидротермально-осадочных, а также порфириновых и собственно магматических рудных формаций, которые мы относим к базовым формациям [12]. Месторождения этих формаций нередко являются источниками рудного вещества постааккреционных жильных месторождений (табл. 2). В других случаях, в особенности в районах распространения порфириновых месторождений, рудоносные жилы (золото-адюляр-кварцевые, антимонит-кварцевые и другие) отлагались

дифференциатами тех же рудоносных растворов, которые образовали месторождения базовых формаций. Месторождения золото-серебряных формаций развиты практически во всех металлогенических зонах, как это отмечал еще С.С. Смирнов [13, стр. 13]. Но во внешних (по отношению к океану) металлогенических зонах эти месторождения связаны в генетически единые рудноформационные ряды с золото-сульфидной или серебро-сульфидной и даже с олово-порфириновой базовыми формациями; во внутренних зонах золото-серебряные месторождения тесно связаны с медно-порфириновыми, колчеданными и, вероятно, хромитовыми и медно-никелевыми рудноформационными рядами. И хотя все эти золото-серебряные месторождения относятся по существующим систематикам к одному классу эпитермальных месторождений и даже нередко подобны по минеральному составу руд, совершенно очевидно, что их генезис (источник рудного вещества), соотношение золота и серебра в рудах, равно как и другие параметры месторождений, имеют принципиальные различия [10, 11]. Поэтому, несмотря на кажущуюся однотипность жильных рудных формаций постааккреционных металлогенических зон, масштабы их металлоносности, интенсивность и экстенсивность жильных месторождений определяются базовыми рудными формациями. На рисунке 3 показаны фрагменты границ, разделяющих постааккреционные зоны на внутренние и внешние части (зоны по С.С. Смирнову).

Таким образом, представления С.С. Смирнова о внутренней зоне Тихоокеанского пояса не претерпели существенных изменений и, более того, получили новое обоснование с позиций террейновой тектоники. Что касается его представлений о внешней зоне, то они послужили определенным стимулом развития новых научных направлений о тектоно-магматической активизации, об аккреционных и постааккреционных металлогенических поясах. Вместе с тем, природа металлогенических однородностей внутренней и внешней зон ("серебро-медной" и "олово-вольфрамовой") представляется более сложной и неоднозначной. Зоны эпитермальной рудоносности связаны преимущественно с близкими физико-химическими (вулканогенными) условиями рудообразования и представляются сугубо качественными; многочисленные нарушения однородностей как внешней, так и внутренней зон определяются главным образом металлогенической унаследованностью в результате реювенации докембрийских металлоносных образований. Унаследованность отражается на количественной стороне рудообразования и удовлетворительно объясняет: почему однотипные рудные районы при прочих равных условиях в одних случаях поражают фантастически богатыми месторожде-

ниями, в других – разочаровывают устойчивой бедностью руд в подобных же месторождениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 00-05-65225

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 23–32.
2. Богатиков О.А., Горбунов А.Г., Коваленко В.И., Кабелло Х. (Чили), Цветков А.А. Вольфрамовая минерализация меднопорфировых и золоторудных месторождений Чили // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 5. С. 622–625.
3. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Кууроко в Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 129–151.
4. Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. М.: Мир. 1984. Т. 1. С. 1371.
5. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н. Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. С. 3–25.
6. Плетнев А.Г. Золотоносность железистых кварцитов в Ликмановской синеклизе Криворожского рудного района // Геол. журн. 1972. Т. 32, № 2. С. 139–141.
7. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204 с.
8. Рожков И.С., Писемский Г.В., Ганжа Л.М. и др. О золотоносности железных руд Кривого рога // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 4. С. 923–926.
9. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 467–480.
10. Сидоров А.А. О формационном разнообразии золото-серебряных месторождений // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 1. С. 129–132.
11. Сидоров А.А. Эволюционно-исторические аспекты рудообразования // Вестн. РАН. 1992. № 8. С. 91–103.
12. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 102–108.
13. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
14. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П. О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // Докл. АН СССР, 1984. Т. 279, № 3. С. 727–730.
15. Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. М.: Иностран. лит., 1957. С. 11–62.
16. Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М.: Иностран. лит., 1958. 486 с.
17. Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Ministry of Supply and Services Canada. 1979. P. 584.
18. Metallogenesis of mainland Alaska and Russian Northeast. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Open-file Report 93-339, 1993. P. 222.
19. Milesi J.P., Marcoux E., Nehlig P., Sunarya Y., Sukandri A., Felenc J. Cirtan, West Java, Indonesia: A 1.7 Ma Hybrid Epithermal Au-Ag-Sn-W deposit // Economic Geology. 1994. V. 89, N 2. P. 227–245.
20. Piper J.D.A. // Royal Astronomical Society Geophysical Journal. 1983. V. 74 P. 163–197.

Поступила в редакцию 10 марта 2002 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

A.A. Sidorov

Ore formations and metallogenic zoning of the Pacific Belt

Zones of epithermal mineralization are connected mainly with the close physical-chemical (volcanogenic) conditions of ore formation and seem to be peculiarly qualitative; numerous breaks of uniformity in both internal and external zones are determined chiefly by metallogenic inheritance as a result of rejuvenation of metal-bearing formations.

**ПРОЯВЛЕНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ
(КУРИЛЬСКАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ КОТЛОВИНА)**

А.Н. Деркачев, И.А. Тарарин**, Е.П. Леликов*, А.В. Можеровский*,
Й. Грайнерт***, Н.Н. Баринов***

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

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

***GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Christian Albrechts University, Kiel, Germany

На основе комплексных минералогических и геохимических исследований на подводном вулкане в северо-восточной части Курильской глубоководной котловины обнаружены и изучены низкотемпературные гидротермальные образования, развитые в трещинах базальтов и на их поверхности. Установлена следующая последовательность выделения минеральных фаз: сульфиды железа (пирит) – железистые силикаты (гидрослюда селадонит-нонтронитового ряда) – аморфный кремнезем (опал) – оксигидроксиды железа (гётит) – оксигидроксиды железа и марганца (вернадит). Сульфидная минерализация относится к вкрапленниково-штокверковому типу. Обнаружение обломков чистых баритов позволяет предполагать существование на данной вулканической постройке типичных гидротермальных "курильщиков".

Ключевые слова: подводный вулкан, гидротермальные образования, минералогия, геохимия, Курильская глубоководная котловина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение гидротермальной минерализации (прежде всего сульфидной) в областях современного осадконакопления имеет важное значение для познания процессов рудообразования в древних седиментационных бассейнах, образовавшихся в сходных геодинамических обстановках (аналоги колчеданных месторождений суши).

За последние два десятилетия значительный прогресс достигнут в изучении гидротермального сульфидного рудообразования, проявления которого первоначально были обнаружены в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов [3, 8, 15, 22, 23, 34, 40, 41, 43, 44, 46–48, 62, 65 и др.]. Позднее подобные образования были описаны в зонах задугового спрединга некоторых окраинных морей западной части Тихого океана: морях Фиджи (бассейн Лау), Соломоновом (бассейн Вудларк), Бисмарка (бассейн Манус), Восточно-Китайском (трог Окинава) и Филиппинском (Марианский трог) [4, 16–19, 29, 33, 38, 42, 45, 56, 58–60, 63 и др.]. Здесь были обнаружены типичные гидротермальные постройки из массивных сульфидных руд (черные “курильщики”), располагающиеся в районе выходов гидротермальных растворов на морское дно.

Менее значимые по масштабам гидротермальные проявления с сульфидами отмечаются в привершинных частях подводных вулканов, в том числе и в задуговых бассейнах [1, 13, 27, 37, 39, 42, 52, 54, 55, 58, 64]. Низкотемпературные гидротермальные образования подводных вулканов задуговых бассейнов обычно представлены оксидами кремния (опал, халцедон, кварц), оксидами и гидроксидами железа и марганца (лимонит, гётит, тодорokit, вернадит, бёрнессит), гидрослюда-сметкитами и гидрослюдами глауконит-селадонитового ряда [1, 6, 9, 13, 14, 20, 24, 27, 28, 30, 31, 50, 54, 55, 64]. Сульфиды (в основном железа, реже меди, цинка и свинца) среди них имеют резко подчиненное значение [1, 6, 13, 54, 55, 58].

Сульфидная минерализация в привершинных частях подводных вулканов тыловой зоны Курильской островной дуги была установлена в ходе комплексных геолого-геофизических исследований (80-е годы), проведенных на НИС “Пегас”, “Вулканолог” (Институт морской геологии и геофизики, Институт вулканологии ДВО РАН) и НИС “Морской геофизик” (СТГЭ ПГО “Севморгеология”) [1, 6, 13]. Однако в пределах глубоководной части Курильской котловины проявления гидротермальной сульфидной минерализации не были известны. Только в 1996 году во время 27 рейса НИС “Академик Лаврентьев”

[35] в восточной части котловины был обнаружен небольшой плейстоценовый подводный вулкан, последующее драгирование которого в 28 рейсе (1998 год) позволило получить представительный базальтовый материал со следами гидротермальной переработки [25, 36, 37, 61]. Данная статья посвящена результатам предварительного изучения этих образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Изученный подводный вулкан представляет собой концентрическую в плане, коническую постройку с диаметром основания 5.5–6.5 км, оконтуренную изобатой 3200 м (рис. 1). Вершина его располагается на глубине 2370 м. Наиболее представительные образцы были получены на ст. LV28-48 и LV28-56, где подняты крупные (до 0.5 м) глыбы и более мелкие обломки шаровых лав базальтов (преобладают) и андезибазальтов верхних частей лавовых и агломератовых потоков [25, 61]. Верхняя часть склонов вулкана практически лишена покрова осадков. И только лишь участками неровная, кавернозная поверхность базальтов покрыта тонкой осадочной оболочкой, содержащей мелкие включения обломков вулканитов, терригенный материал ледового разноса и биогенные остатки (диатомеи, радиолярии и спиккулы кремнистых губок), перекрытых железо-марганцевыми корками переменной мощности.

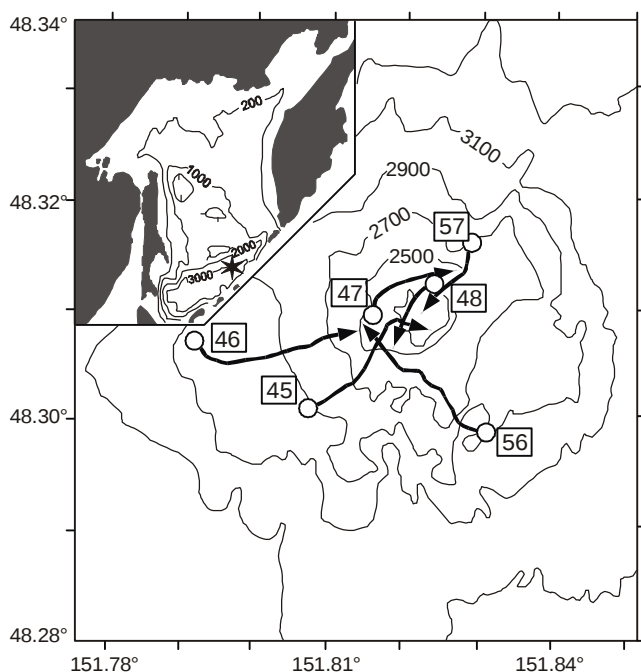


Рис. 1. Батиметрическая схема подводного вулкана в Курильской глубоководной котловине.

Стрелками показано положение станций драгирования 28 рейса НИС "Академик Лаврентьев", цифры в рамке – номера станций. На врезке звездочкой отмечено положение изученного вулкана в Курильской котловине.

Базальты и андезибазальты – пористые порфировые породы, содержащие от 5–7 до 20–30 % порфировых вкрапленников, среди которых преобладают оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Реже встречаются амфибол и ортопироксен. Последний характерен только для наиболее кремнекислых пород. Связующая масса вулканитов стекловатая, сложена буроватым стеклом с многочисленными микролитами клинопироксена, плагиоклаза, оливина, Fe-Ti-оксидов и реже амфибола. В породах нередко включения ультраосновного (верлиты) и основного (клинопироксениты, габбро и габбронориты) состава размером от 0.3 до 3–4 см.

Оливин вкрапленников содержит 88–89 % Fo в центре кристаллов и 80–84 % Fo на их краях [25]. Вкрапленники клинопироксена представлены авгитом $Wo_{44-48}En_{40-47}Fs_{6-12}$ с умеренным (0.4–0.9 %) содержанием TiO_2 . Вкрапленники плагиоклаза имеют основные ядра An_{90-80} и узкие краевые зоны более кислого состава An_{75-55} . Состав микролитов плагиоклаза и клинопироксена аналогичен составу краевых зон одноименных минералов вкрапленников. Амфиболы обладают оливково-бурой окраской и представлены магнезиогастингситом, паргаситом и реже чермакитовой роговой обманкой (согласно классификации B. Lake [49]).

Изученные породы характеризуются пониженными концентрациями высоkozарядных (Ti, Zr, Nb, Y) и высоким содержанием крупноионных литофильных (K, Rb, Sr, Ba) элементов, отвечая по составу высокоглиноземистым высококалийным лавам известково-щелочной серии островных дуг [21]. Базальтоиды обогащены легкими лантаноидами $(La/Sm)_N = 1.9-2.3$, $(La/Yb)_N = 4.5-5.2$ [25] и их тренды P3Э идентичны трендам P3Э четвертичных известково-щелочных вулканов тыловой зоны Курильской островной дуги [21]. K-Ar возраст базальтоидов по двум пробам составляет 0.932 ± 0.042 и 1.632 ± 0.051 млн лет.

МЕТОДЫ

Исследование минеральных фаз в измененных породах и их взаимоотношение проводилось в шлифах под поляризационным микроскопом. Кроме того, образцы изучались под бинокулярным микроскопом с дальнейшим отбором по разным типам минерализации на микрозондовый, спектральный, рентгеноструктурный и электронно-микроскопический анализы. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов проводился на анализаторе ДРОН-2.0 (Cu K α излучение, плоский графитовый монохроматор) по общепринятой методике. Образцы железо-марганцевых корок (ЖМК) изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-3A и просвечивающего электронного микроскопа "TESLA" BS-540. На сколы ЖМК перед просмотром

в сканирующем электронном микроскопе напылялась медная пленка. Препараты для просвечивающей электронной микроскопии готовились следующим образом. Под бинокляром отбирались фрагменты образцов, содержащие, в основном, окислы марганца. Затем образец истирался в агатовой ступке, подвергался обработке на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-2Т на частоте 22 кГц в течение 5 минут. Полученная суспензия осаждалась на коллодиевую подложку с напыленной на нее пленкой Al, использующегося в качестве эталона [26].

Электронно-микроскопические исследования других минералов выполнены в Морском исследовательском центре (GEOMAR) при Кильском университете (г. Киль, Германия). Для диагностики элементного состава минералов дополнительно использовалась энерго-дисперсионная электронная приставка EDAX к электронному микроскопу. Определения изотопного состава серы баритов сделаны также в GEOMAR.

Количественный микроанализ минералов выполнен В. А. Чубаровым в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа, по зарядам (на 22 аниона), кислородным методом [5]. Количественно-спектральный анализ выполнен в ДВГИ ДВО РАН.

Для выявления степени влияния гидротермальных флюидов на состав измененных пород к результатам спектрального анализа применены методы многомерной статистики (факторный и кластерный анализы).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глинистые минералы

На трех станциях драгирования (LV28-45, LV28-48 и LV28-56) были подняты вулканические породы с явными признаками гидротермальной переработки. Обломки базальтов разбиты многочисленными трещинами, вдоль которых они раскалываются на более мелкие фрагменты. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения приурочены к трещинам отдельности, вдоль которых стекловатая связующая масса и порфиновые вкрапленники базальтов замещены светло-зеленым, слабо двупреломляющим глинистым минералом с микроагрегатной поляризацией. Мощность изменения пород вдоль трещин не превышает 0.3–0.5 см, иногда достигая 1 см. Сами трещины также выполнены таким же светло-зеленым глинистым материалом коллоидной структуры. Вдоль стенок трещин глинистые минералы образуют концентрически-зональные каемки с радиально-лучистым погасанием отдельных микрокристаллитов. Центральные части тре-

щин сложены глобулярной глинистой массой со сферолитовой и микроагрегатной (в промежутках между глобулами) поляризацией. Многочисленные поры и пустоты, прилегающие к трещинам в базальтах, выполнены аналогичным по составу и строению глинистым веществом. Степень раскристаллизации исходного железо-кремнистого геля неоднородна. В однородной, в проходящем свете, светло-зеленой массе наблюдаются участки как с ясно выраженной кристалличностью, так и почти изотропные. Последние отличаются менее интенсивным зеленым цветом и низким показателем преломления.

Светло-зеленый глинистый минерал, выполняющий трещины отдельности и поры базальтов, во влажном состоянии представляет собой мягкую гелевидную массу, которая при высыхании растрескивается и рассыпается. По данным рентгеноструктурного анализа он относится к гидрослюдистому типу. Параметр b равен 9.09 Å. Высокий симметричный рефлекс в 10.5 Å (в воздушно-сухом состоянии) при насыщении сдвигается до 10 Å, уменьшается в интенсивности и расширяется с образованием пологого наклона в сторону малых углов (рис. 2). Такое поведение минерала при обработке говорит о присутствии в структуре разбухающих смектитовых пакетов (до 20–30 %).

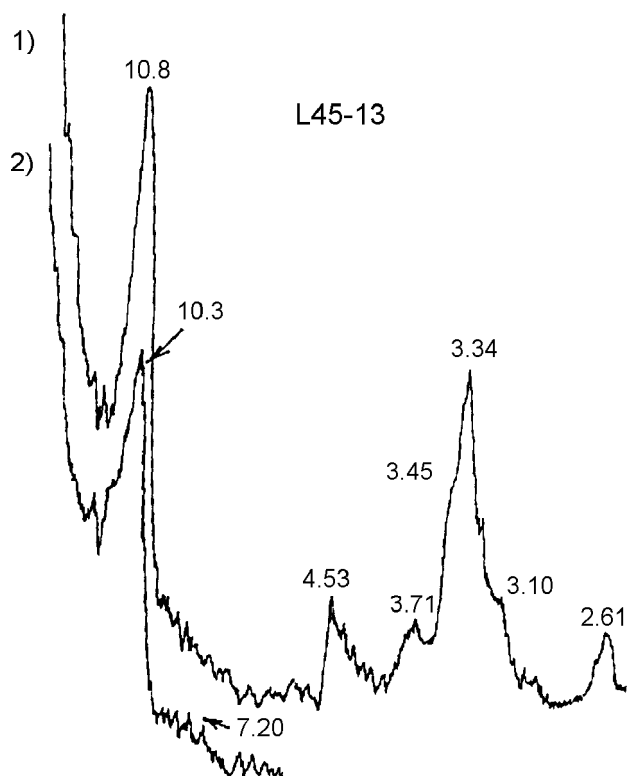


Рис. 2. Дифрактограммы светло-зеленых глинистых минералов из гидротермально измененных базальтов. 1 – в воздушно-сухом состоянии; 2 – насыщенные этиленгликолем.

На электронно-микроскопических снимках (рис. 3а) видны сростки многочисленных коллоидных сгустков (леписфер) с чешуйчатой поверхностью, характерных для гидрослюды [57]. На отдельных участках вдоль трещин они (сгустки) ассоциируют с аморфными почковидными или столбчатыми выделениями опала, иногда – с удлиненно-пластинчатыми агрегатами барита (рис. 3а). Последний хорошо диагностируется на EDAX-спектрах по присутствию характерных линий бария и серы (рис. 4а).

По данным химического состава и пересчета результатов на кристаллохимическую формулу исследуемый зеленый глинистый минерал можно отнести к группе селадонита, так как он имеет почти идеальную кристаллохимическую формулу (табл. 1). Он характеризуется повышенным содержанием оксида калия и высоким (для гидрослюд) параметром b , равным 9.09 Å, что типично для селадонитов, формирующихся в подводных условиях [11].

Сульфидная минерализация

Пирит образует тонкие, до нескольких миллиметров, крустификационные каемки микроглобулярного и коллоидного строения. Микроскопические исследования (в том числе наблюдения в электронном микроскопе) свидетельствуют, что последовательность и морфологические особенности аутигенного минералообразования одинаковы для трещин отдельности, пор и пустот в базальтах и включают (от стенок к центру трещин или пор): тонкие каемки агрегатов пирита, на которые нарастают крустификационно-зональные агрегаты светло-зеленых селадонитов, сменяющиеся далее глобулярными скрытокристаллическими или аморфными выделениями последних. Центральные зоны каверн и пор обычно свободны от вторичных продуктов, реже выполнены слабо раскристаллизованным глинистым минералом или пиритом.

В зонах интенсивного изменения базальтов пирит отмечается не только в связующей глинистой массе, но и окружает, а иногда и корродирует порфировые выделения клинопироксена и плагиоклаза, проникая в кристаллы по трещинам спайности. Пиритом также заполнены мелкие трещины, секущие как основную массу базальтов, так и фенокристы минералов (штокверковая минерализация). Здесь же на отдельных участках степень пиритизации базальтов значительно возрастает до 40–70 % (вкрапленная минерализация).

В трещинах, подчеркивающих шаровую отдельность пород и выполненных зеленым глинистым минералом, отмечаются многочисленные октаэдрические кристаллы пирита размером 2–3 μm , образующие небольшие агрегаты (рис. 3в). Реже встречаются

более крупные скопления октаэдрических кристаллов пирита размером до 50–60 μm со сложной шероховатой поверхностью (рис. 3б). На вершинах некоторых из них наблюдаются микропоры (“микрократеры”) диаметром 3–5 μm с неровными краями. Причем, шероховатость увеличивается к вершинам этих пор (рис. 3г, д, е). Создается впечатление, что они представляют собой выходы микроканалов, по которым происходит высачивание гидротермального флюида, вокруг которых происходит осаждение и наращивание новых агрегатов пирита. EDAX-спектры вещества в непосредственной близости от гребня этих микроканалов фиксируют отчетливые линии железа и серы (рис. 4в), что позволяет диагностировать эту минеральную фазу как пирит.

По данным микрозондового изучения состав пирита, выполняющего поры и трещины в базальтах, очень однороден (табл. 2). В локальных участках, в составе пирита отмечаются заметные концентрации Ni и Co, но их присутствие обусловлено, вероятно, механическими примесями. В крупных (более

Таблица 1. Химический состав светло-зеленых глинистых минералов из каверн гидротермально измененного базальта и перерасчет результатов на кристаллохимическую формулу.

Компонент	LV28-45	
	1	2
Химический состав, мас. %		
SiO ₂	52,86	57,12
Al ₂ O ₃		0,60
Fe ₂ O ₃	36,74	33,83
TiO ₂	0,29	0,23
MnO	0,06	
MgO	1,79	2,50
CaO	0,39	0,41
Na ₂ O	0,49	0,73
K ₂ O	1,63	2,35
Сумма	99,97	97,00
Перерасчет на кристаллохимическую формулу		
Si	3,83	3,93
Al _{IV}		0,05
Mg _{IV}	0,17	0,02
Fe ³⁺	2,00	1,75
Mg ²⁺ _{VI}		0,24
Ca	0,03	0,03
Na	0,07	0,10
K	0,15	0,21

Таблица 2. Средний химический состав пиритов из гидротермально измененных базальтов подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

Fe	S	Mn	Ni	Co	Zn	Сумма
45.2	53.91	<0.01	0.45	0.05	<0.01	99.22 (19)
43.73	53.89	0.91	0.0	0.0	0.0	98.55 (10)

Примечание. В скобках – количество анализов.

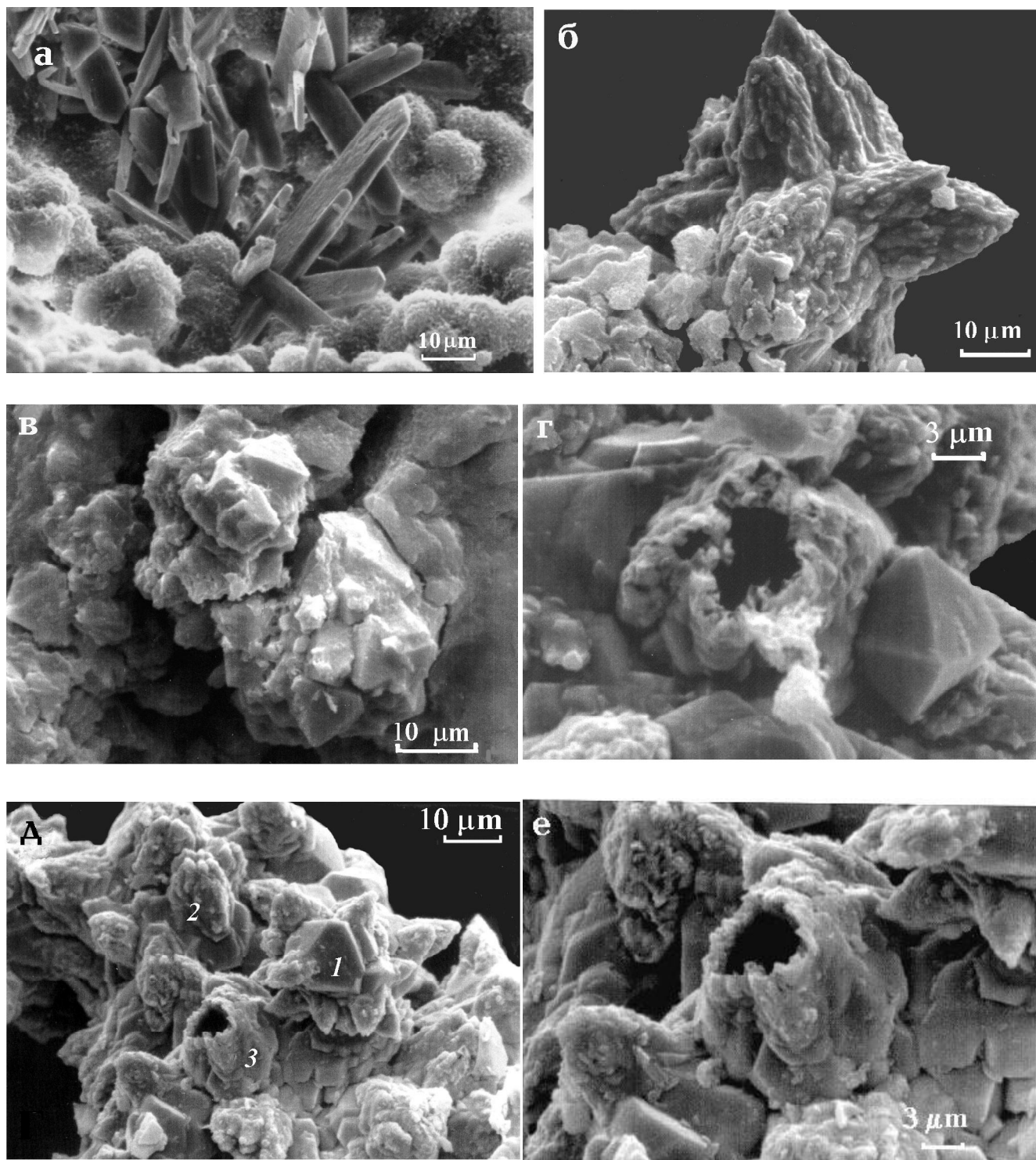


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки минералов из гидротермальных проявлений подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

а – округлые выделения (леписферы) с чешуйчато-лепестковой формой агрегатов светло-зеленых глауконит-селадонитов и удлиненно-пластинчатых кристаллов барита в трещинах гидротермально измененных базальтов; б – многочисленные выделения октаэдрических кристаллов пирита в гелевидной слабо раскристаллизованной массе светло-зеленых глинистых минералов; в – друза октаэдрических кристаллов пирита со сложной чешуйчато-бугристой поверхностью; г, д – пиритовая корка с разными морфологическими типами кристаллов пирита: идеальных идиоморфных октаэдрических кристаллов (1), кристаллов со сложной чешуйчато-бугристой поверхностью (2), кристаллов с микроканалами (3); е – увеличенный фрагмент кристалла с микроканалом (см. рис. 3г)

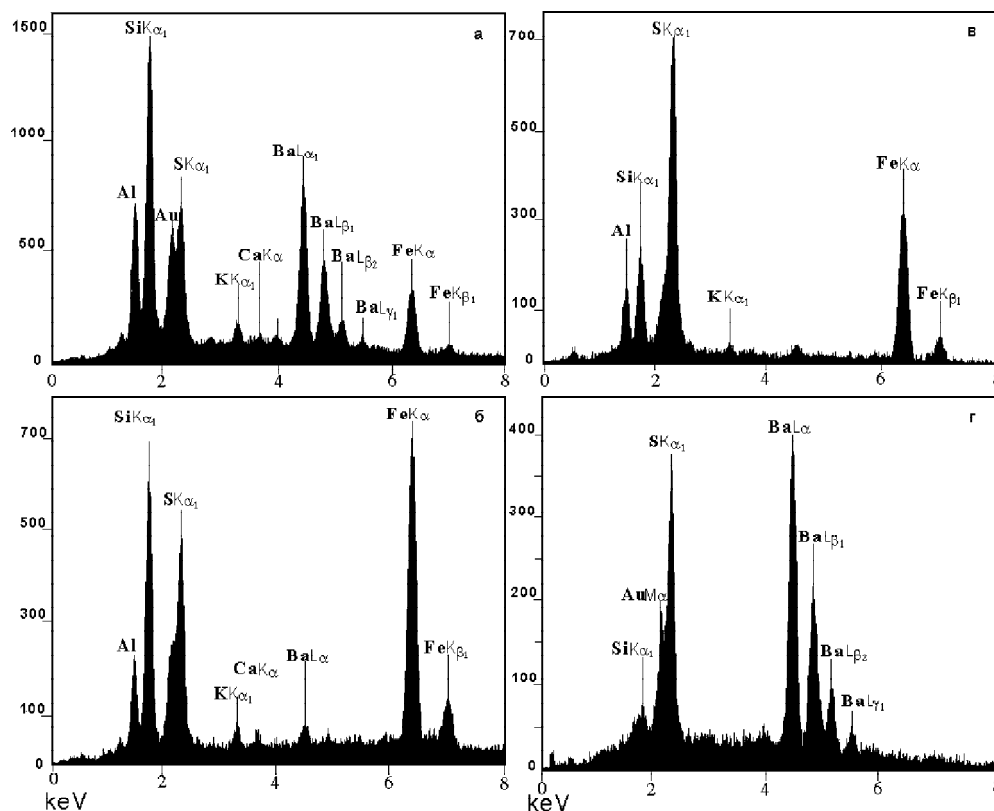


Рис. 4. EDAX-спектры минералов гидротермально измененных базальтов подводного вулкана.

а – барита удлиненно-пластинчатой формы, расположенного среди агрегатов светло-зеленых глауконит-селадонитов (см. рис. 3а); б – идиоморфного октаэдрического кристалла пирита в гелевидной, слабо раскристаллизованной массе светло-зеленых глинистых минералов (см. рис. 3б); в – кристалла пирита с микроканалом (см. рис. 3г); г – пластинчатого кристалла барита из баритовой “розы” (см. рис. 7а).

50 μm) агрегатах пирита микроанализом установлено повышенное содержание Mn (табл. 2).

Детальные исследования рудной минерализации показали, что единственным сульфидным минералом в изученных базальтах является пирит. Вероятно, это обусловлено тем, что гидротермальные образования с более высокотемпературными сульфидами Cu, Zn и Pb не вскрыты современной эрозией. Предполагается их существование на более глубоких горизонтах вулканической постройки.

Железомарганцевая минерализация

На поверхности дна в окислительной обстановке при взаимодействии гидротермального флюида с морской водой происходит отложение оксигидроксидов железа и марганца. Детальное изучение железомарганцевых корок не являлось целью данной работы. Достаточно подробно минералогия и геохимия подобных образований, поднятых с подводных вулканов островного склона Курильской островной дуги, рассмотрены в ряде работ [6, 20, 28, 31]. По нашим данным, на изученной вулканической постройке оксигидроксиды железа (гётит) образуют красноватые выделения по трещинам в верхней части базальтового потока в виде тонких мяг-

ких корок и почковидных агрегатов. С поверхности обломки базальтов покрыты темно-коричневыми и черными массивными корками гидрооксидов железа и марганца мощностью от 5–8 до 25 мм. В поперечном разрезе корки обладают концентрически-зональными скорлуповатыми структурами. В корках содержатся обильные включения хорошо окатанных гравийных и песчаных частиц, принадлежащих продуктам ледового разноса. Участками железомарганцевые корки перекрывают и цементируют глинистые осадки со спиккулами губок, заполняющие поверхностные полости базальтов.

По данным рентгеноструктурного анализа вещество корок представлено преимущественно вернадитом (рефлексы 2.41 и 1.41 Å).

Изучение скола ЖМК методом сканирующей электронной микроскопии показало, что рудное вещество имеет сложное структурно-текстурное строение, характеризующееся достаточно широким набором форм. Глобулярная форма представлена округлыми глобулами, переходящими друг в друга, диаметром 0.04–0.07 мм (рис. 5а). Поверхность глобул неровная, трещиноватая. На рисунке видна глобула, имеющая удлиненную форму. Кроме такой фор-

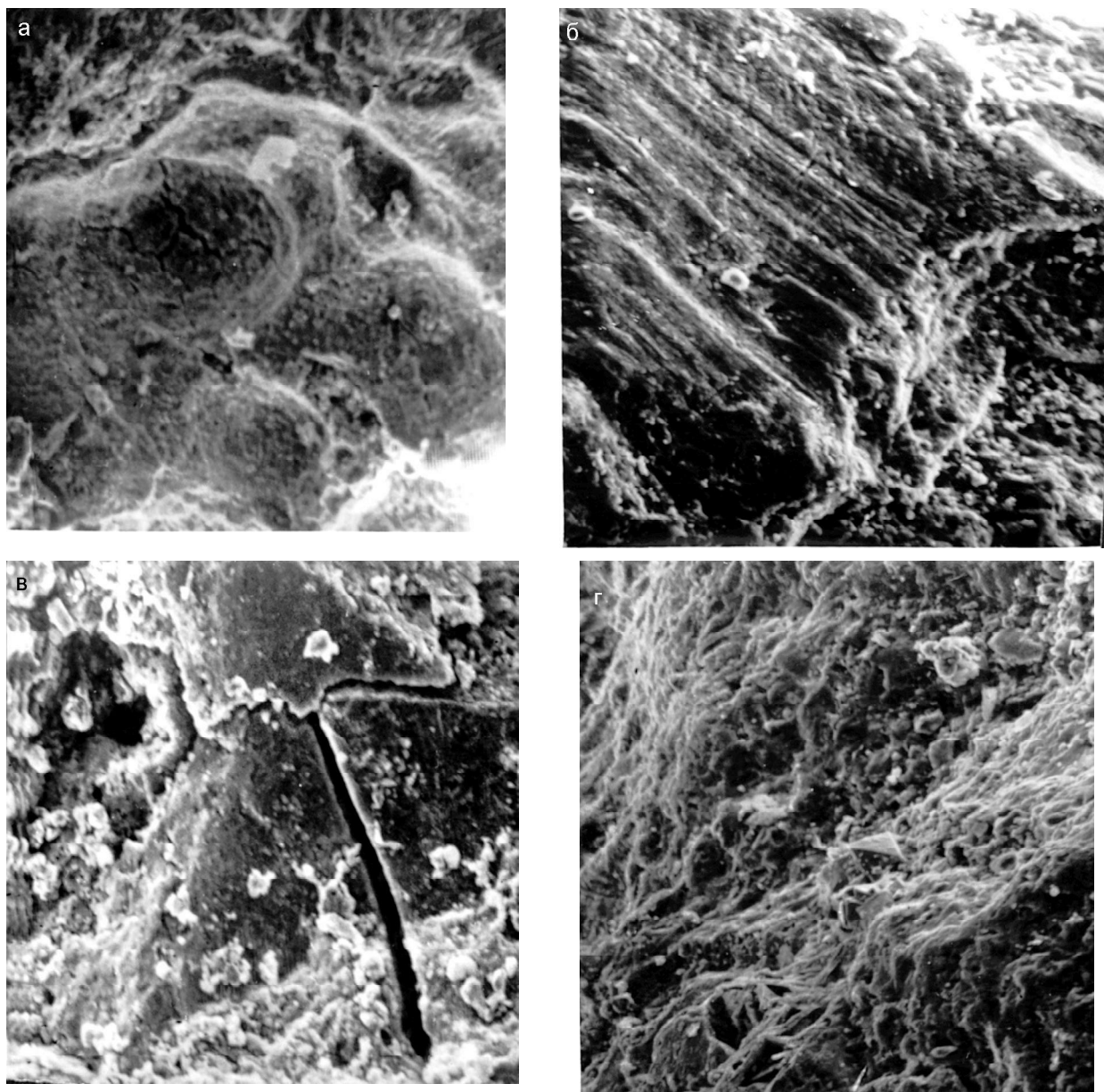


Рис. 5. Электронно-микроскопические снимки железо-марганцевых образований.

а – глобулярная структура, увеличение 560; б – слоисто-полосчатая структура с остатками обломков биогенного материала, увеличение 1090; в – однородная структура корки с массивной текстурой и трещинами усыхания, увеличение 1080; г – сложная структура и включение октаэдрического кристалла пирита, увеличение 1640.

мы, присутствуют формы с однородной структурой и довольно гладкой поверхностью, массивной текстурой. Блоки разделены трещинами усыхания (?), не заполненными веществом, в рудном веществе имеются пустые полости (рис.5б). Полосчатая форма характеризуется шероховатой поверхностью с хорошо выраженными объемными полосами различной ширины и высоты (рис. 5в). Передний скол имеет сложную ячеистую форму. Присутствуют остатки биогенного материала. На рис. 5г изображен участок скола, имеющий сложную поверхность. В объеме просматриваются пластинчато-слоистые блоки, различной

пространственной ориентировки, имеющие множество пустот и неровностей. Октаэдрический идиоморфный кристалл размером 0.004 мм можно отнести к пириту.

По данным просвечивающей электронной микроскопии основная масса образцов с железо-марганцевыми корками сложена аморфными гидроксидами марганца и вернадитом, что согласуется с данными порошковой дифрактометрии. Только в единственном образце LV28-45-6/1 в подчиненном количестве обнаружен бузерит-II. Его электронно-микроскопическое изображение и электронограмма приведены

на рис. 6а и 6б. Межплоскостные расстояния даны в таблице 3. Бузерит-II присутствует преимущественно в железо-марганцевых образованиях, имеющих гидротермальный генезис [2, 7, 15, 24, 28, 53].

Баритовая минерализация

На ст. LV28-48 и LV28-56 в небольшом количестве были подняты угловатые обломки чистых баритов желтовато-белого цвета размером до 4–5 см. Обломки состоят из тесно сросшихся сферолитов пластинчатых кристаллов барита (баритовые “розы”) (рис. 7а, б). EDAX-спектры имеют характерные линии бария и серы (рис. 4г).

Агрегаты пластинчатых кристаллов барита в большинстве случаев имеют концентрически-зональную структуру, выраженную в чередовании

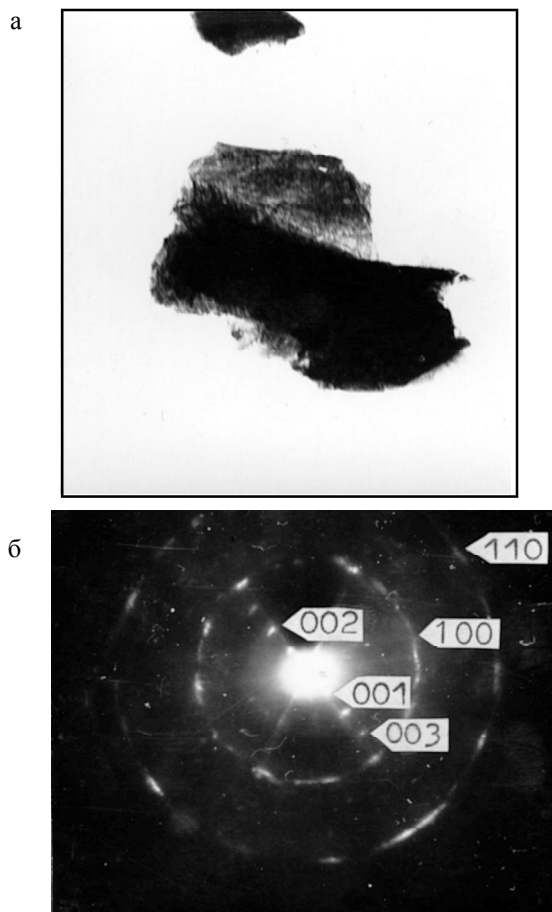


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение (а) и электронограмма (б) бузерита-II.

Таблица 3. Межплоскостные расстояния бузерита-II.

D (Å)	hkl
9.76	001
4.92	002
3.26	003
2.45	100
1.42	110

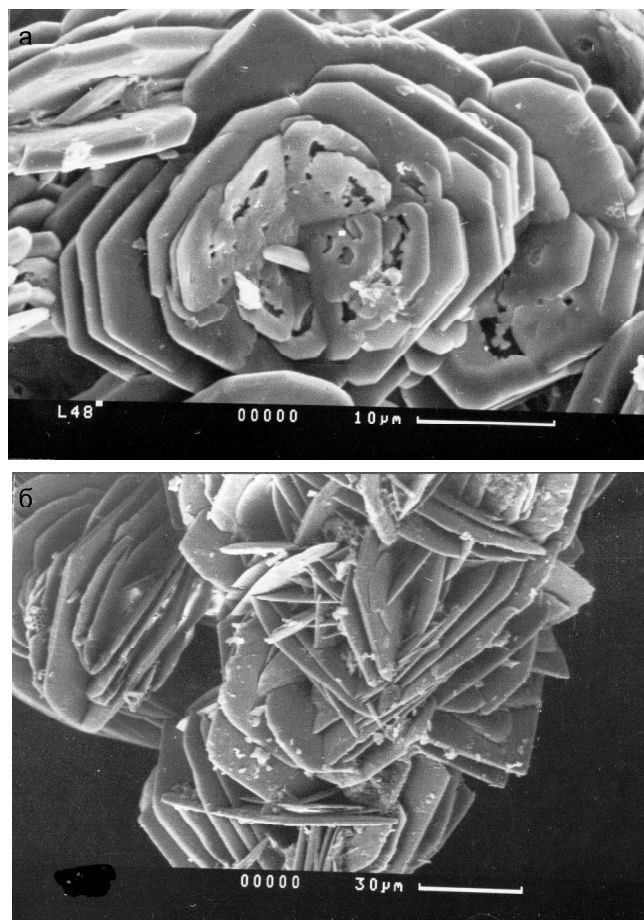


Рис. 7. Электронно-микроскопические снимки баритов из гидротермальных проявлений подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

а – пластинчатые агрегаты кристаллов барита, образующие баритовые “розы” (ст. Lv28-48); б – бесформенные агрегаты пластинчатых кристаллов барита (ст. Lv28-56).

желтовато-серых (включения в минералах) и бесцветных каемок, благодаря чему обломки приобретают в целом желтоватый оттенок. Часть обломков имеют пузырчатое строение. Внутренние стенки пузырьков гладкие, внешние представляют собой радиально-лучистые агрегаты барита.

Некоторые угловатые обломки барита содержат включения гидротермально измененных базальтов, аналогичных вышеописанным и представленным бледно-зелеными глинистыми агрегатами, покрытыми тонкой корочкой гидроксидов железа и марганца. Это может свидетельствовать о формировании чистых баритов на участках разгрузки гидротермальных флюидов в зонах трещиноватости базальтов. Не исключено также, что они могут быть обломками типичных белых “курильщиков”, пока не обнаруженных на данной вулканической постройке. Изотопный состав серы баритов дает значения $\delta^{34}\text{S}$, равные 22–28 ‰ CDT, что свидетельству-

ет о заимствовании серы гидротермальными растворами из морской воды.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о наличии признаков низкотемпературной гидротермальной деятельности на изученном подводном вулкане в Курильской глубоководной котловине. Продукты этих преобразований развиты вдоль трещин отдельности и в околотрещинном пространстве базальтоидов и характеризуются отчетливой минералогической зональностью, типичной для подобных гидротермальных систем [2, 3, 7–10, 13, 15, 23, 32, 47, 48]: сульфиды (пирит) – гидрослюда (глауконит-селадонит) – аморфный кремнезем (опал) – оксигидроксиды железа – оксигидроксиды марганца. Согласно имеющимся моделям [2, 15, 23], гидротермальные растворы формируются в результате взаимодействия морской воды с базальтами над кровлей магматического очага и фильтруются вдоль трещин в базальтоидах в верхнюю часть вулканической постройки, обуславливая их изменение. Принимая во внимание характер минеральных парагенезисов на изученном вулкане, первичные высокотемпературные растворы, вероятно, не достигают поверхности морского дна, и основная их разгрузка происходит в нижних горизонтах вулканической постройки. Об этом свидетельствует полное отсутствие в изученных пробах высокотемпературных сульфидов Cu, Zn и Pb. Из остаточных низкотемпературных растворов, обогащенных железом, кремнием и марганцем, железо переходит в твердую фазу в виде пирита, формируя в сильно трещиноватых базальтах вкрапленниково-штокверковую сульфидную минерализацию, а в сочетании с кремнеземом – в группу глинистых минералов гидрослюда-сметитового ряда. В результате геохимической дифференциации оставшаяся часть растворенного железа и марганец, как наиболее подвижный элемент, мигрировали в верхнюю часть базальтового покрова, где в окислительной обстановке осаждались в виде оксидов и гидроксидов железа и марганца, формируя также на поверхности пород корки мощностью от 5 до 25 мм. По своим минералого-геохимическим характеристикам изученные корки наиболее близки коркам 3-го типа (гидротермально-водородным), выделенным Т. Ю. Успенской с соавторами [28] на подводных вулканах островного склона Курильской островной дуги. Пониженное содержание ряда микроэлементов в этих корках, по сравнению с типичными водородно-седиментационными корками и конкрециями, может свидетельствовать о значительной роли гидротермального вещества при их образовании [2, 6, 12, 15, 24, 28, 30, 31, 51, 53]. Однако обогащение некоторых участков корок Ni, Co и Pb (ассоциация I, рис. 8а, б) вероятно не исключает

участие также водородных процессов при их формировании: отдельные пробы показали аномально высокое содержание Pb до $2600 \cdot 10^{-4} \%$, Ni до $600 \cdot 10^{-4} \%$, Cu и Co до $170 \cdot 10^{-4} \%$ (табл. 4). По сравнению с ниже залегающими измененными базальтами опал-гидрослюдисто-пиритной зоны, образцы базальтов с фрагментами железо-марганцевых корок несколько обогащены Ni, Co и Pb (рис. 8а, б).

Сопоставление средних составов гидротермально измененных базальтов с неизмененными пробами этой же вулканической постройки показало, что измененные базальты обогащены значительным количеством рудных микроэлементов, особенно Cr, Ni и Mo (рис. 8а, б).

По результатам факторного анализа (при расчете исключена проба с аномальным содержанием Pb) выделились три наиболее существенные ассоциации химических элементов. Первый фактор (вклад в дисперсию 26.7 %) с наибольшими нагрузками на V, Cr, Ga и Ag вероятно указывает на значительное влияние литогенных компонентов ультраосновного состава. Подобные ксенолиты, как отмечалось выше, часто встречаются в породах вулкана [25]. Второй фактор (вклад в дисперсию 25.4 %) имеет наибольшие нагрузки на Co, Ni и несколько меньшие на Pb и Zn. Максимальные факторные значения этой ассоциации характерны для проб с железо-марганцевыми корками. Исходя из этого, можно предположить участие водородных процессов при осаждении этой группы элементов. Вклад в дисперсию последующих трех факторов незначителен (9.6–13.3 %). Они выделяют ассоциации микроэлементов (Cu, Zn, Sn), в основном поставляемых гидротермальными флюидами. Несколько обособленное поведение свойственно для В и Мо, которые не имеют значимых положительных корреляционных связей внутри данной выборки гидротермально измененных базальтов ни с одним из элементов. Отмечается лишь небольшая тенденция положительной связи Мо с В и Ga.

Полученные данные не исключают и иного толкования последовательности формирования минеральных ассоциаций и зональности минералообразования. Изученные низкотемпературные парагенезисы могли образоваться в периферических зонах разгрузки гидротермальных растворов (латеральная минералогическая зональность гидротермального рудообразования [2, 7, 8, 15]). Сами же каналы разгрузки флюидов, обычно имеющие очень незначительные размеры, над которыми формируются тела "курильщиков" с массивными сульфидными и сульфатными рудами [7, 8, 15, 34, 40, 43, 44, 48, 64, 65], не обнаружены. Обломки мономинеральных баритов могут представлять подобные фрагменты "курильщиков" или развитых у их подножия баритовых ко-

Таблица 4. Содержание микроэлементов ($\mu\text{г}/10^{-4}\%$) в неизмененных и гидротермально измененных породах подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

Номер образца	Краткая характеристика	B	Cu	Pb	V	Sn	Mo	Ga	Cr	Zn	Ni	Co	Ag
27-14/121	Андезит	15	20	6	120	3	2.1	8	190	65	68	13	
27-18/1	Андезитобазальт	25	60	12	165	3	3.2	16	36	76	24	15	0.08
27-18/3	То же	25	63	12	180	3	3.2	17	37	83	29	19	
27-19/1	Базальт	29	69	9	210	3	4.6	12	26	93	27	32	
27-19/2	То же	30	55	12	185	3	3.2	12	15	110	9	15	0.08
LV28-45-4	Измененный базальт с пропиткой и корками оксигидроксидов Fe и Mn	63	170	2600	270	55	50	12	120	460	400	62	0.001
LV28-45-6/1	То же	60	170	60	110	2	50	8	150	110	600	140	
LV28-45-6/4	То же	55	170	74	150	2	55	9	150	100	480	160	
LV28-45-6/2	То же	80	50	190	180	3	71	11	230	96	480	170	
LV28-45-6/5	То же	71	55	85	160	2	55	10	150	120	400	130	
LV28-45-10/1	Сильно измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-сметитов и пирита	71	130	10	260	3	67	12	160	91	85	25	
LV28-45-11/1	То же	96	110	9	260	3	36	11	150	76	74	28	0.2
LV28-45-13	Трещина в базальте, заполненная опалом, гидрослюда-сметитом и пиритом	170	35	7	93	2	83	8	64	62	91	43	0.25
LV28-45-1	Измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-сметита и пирита вдоль трещин	35	70	7	190	2	160	11	140	62	64	25	0.2
LV28-45-7/1	Сильно измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-сметитов и пирита	62	130	15	320	4	18	10	380	83	115	34	
LV28-45-17/1	То же	120	140	12	300	16	43	17	200	80	87	41	0.38
LV28-45-11/6	Сильно измененный базальт с обильной пиритизацией	100	130	14	370	7	71	22	290	110	170	75	0.41
LV28-45-9/1		48	130	14	450	4	92	20	350	100	180	43	0.27
LV28-45-9		58	180	18	340	10	120	18	270	110	250	55	0.55
LV28-45-15	Сильно измененный базальт с обильной пиритизацией	48	130	12	320	5	91	17	210	83	160	44	0.23
LV28-45-16	То же	53	170	15	460	9	96	20	330	120	220	45	0.74
LV28-45-5/1	То же	160	140	15	260	6	230	20	290	96	115	51	0.27
LV28-45-12	Трещина в базальте, заполненная опалом, гидрослюда-сметитом и пиритом	110	200	34	410	3	130	14	290	120	540	66	0.49

Примечание: анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитики Азарова А.И., Бабова Т.К., Сеченская В.И.

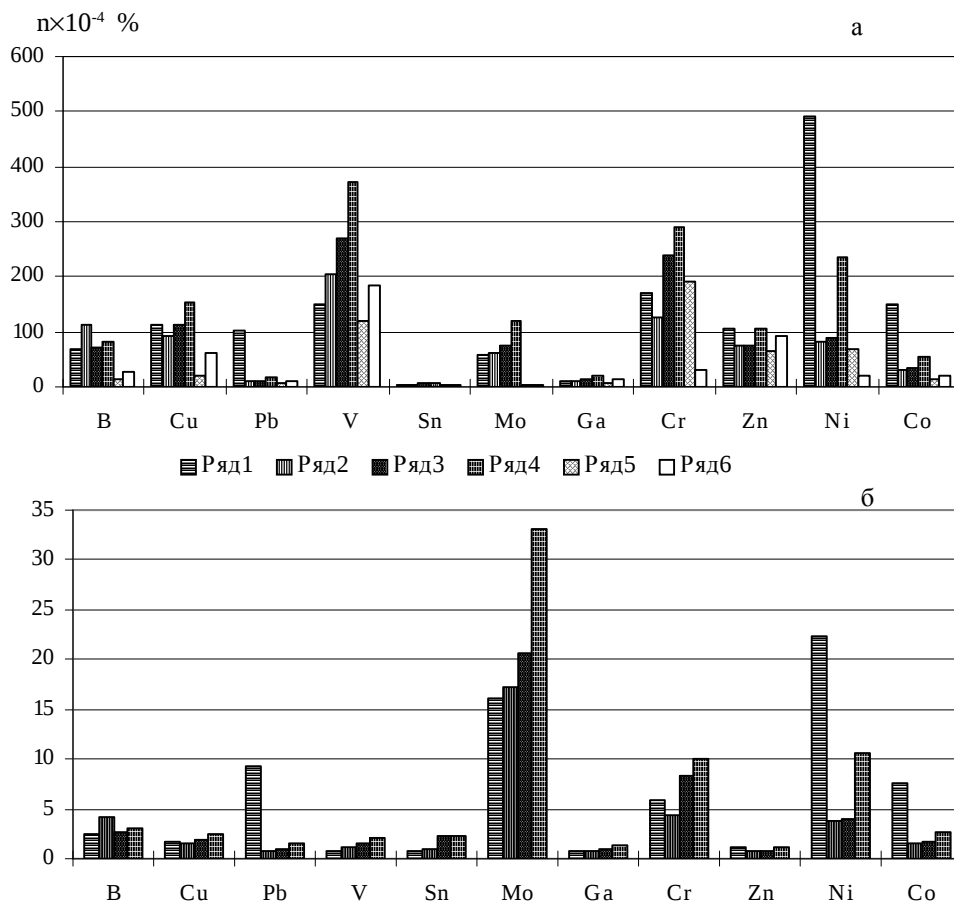


Рис. 8. Сопоставление элементного состава гидротермально измененных и неизменных базальтоидов подводного вулкана Курильской котловины.

а – среднее содержание микроэлементов в группах пород; б – то же, нормированные значения относительно средних содержаний в неизменных базальтоидах вулкана.

1–4 – группы гидротермально измененных пород, выделенные по результатам кластерного анализа; 5 – неизменные андезитобазальты; 6 – неизменные базальты.

рок, как это наблюдается на одной из вулканических построек в Идзу-Бонинском задуговом бассейне [64]. Дальнейшие исследования позволят более определенно ответить на этот вопрос.

Авторы выражают признательность Р. Г. Кулиничу (ТОИ ДВО РАН) и Э. Зюссу (GEOMAR, г. Киль, Германия) – руководителям экспедиции 28 рейса НИС "Академик Лаврентьев" за организацию исследований, Е.П. Терехову и Р. Вернеру за участие в проведении драгирований, а также всем участникам проекта КОМЕХ, чья поддержка и доброжелательное отношение позволили выполнить данную работу. Авторы приносят также благодарность В.Н. Чубарову (Институт вулканологии ДВО РАН) за изучение химического состава минералов на микроанализаторе. Исследования выполнены при финансовой поддержке российско-германского проекта КОМЕХ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26–39.
2. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
3. Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Дубинчук В.Т., Раковский Э.Е. и др. О составе сульфидных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия (12°50' с.ш.) // Геохимия. 1986. № 12. С. 1696–1705.
4. Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев К.Г. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 528–543.
5. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
6. Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 165 с.
7. Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / А.П. Лисицын - ред. М.: Наука, 1993. 256 с.
8. Грамберг И.С., Айнемер А.И. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
9. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. Марганцевые корки на дне Японского моря // Океанология. 1975. Т. 15, № 4. С. 672–674.
10. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
11. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН, вып. 465.).

12. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии. 1986. Т. 122. 344 с.
13. Кононов В.В. Рудная минерализация подводных вулканических зон острова Итуруп // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 135–138.
14. Липкина М.И. Глауконитовые породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
15. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
16. Лисицын А.П. Рудообразование за дугами островов // Природа. 1991. № 7. С. 38–50.
17. Лисицын А.П., Бинис П.А., Богданов Ю.А., Скотт С. и др. Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) // Изв. РАН. Сер. геол. 1991. № 8. С. 125–140.
18. Лисицын А.П., Крук К., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус // Изв. РАН. Сер. геол. 1992а. № 10. С. 34–55.
19. Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А., Сокай С. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992б. № 4. С. 5–24.
20. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1982. С. 101–106.
21. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
22. Розанова Т.Н., Батурин Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1976. Т. 16, № 6. С. 1057–1064.
23. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
24. Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 430–434.
25. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. АН России (в печати).
26. Техника электронной микроскопии / Под. ред. Д.Кэя. М.: Мир, 1965. Гл.4.
27. Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН России. 1992. Т. 326, № 6. С. 1060–1063.
28. Успенская Т.Ю., Горшков А.П., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В. Железо-марганцевые корки и конкреции Курильской островной дуги: их строение, состав и генезис // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 30–40.
29. Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А., Туфар В. И и др. Минеральный состав, текстуры и условия образования современных сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология руд. месторождений. 1992. Т.34, № 5. С. 3–21.
30. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И. Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С.125–128.
31. Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Ильев А.Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. № 12. С. 106–115.
32. Alt J.C. Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the eastern Pacific // Marine Geol. 1988. V. 81. P. 127–139.
33. Both R., Crook K., Taylor B., et al. Hydrothermal chimneys and associated fauna in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea // Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V.67, N 21. P. 489–490.
34. Chase R.L., Delaney J.R., Karsten J.L. et al. Canadian American Seamount Expedition. Hydrothermal vent on an Axis Seamount of the Juan de Fuca Ridge // Nature. 1985.V. 319. P. 212–214.
35. Cruise Report: GREGORY. R/V "Akademik M.A. Lavrent'ev", Cruise 27. // GEOMAR Report. 1997. V. 82. P. 29–31.
36. Cruise Report: KOMEX I and KOMEX II. R/V "Professor Gagarinsky", Cruise 22, R/V "Akademik M.A. Lavrent'ev", Cruise 28. // GEOMAR Report. 1999. V.82. P. 178–183.
37. Derkachev A.N., Lelikov E.P., Tararin I.A., Mozherovsky A.V. Indications of hydrothermal activity in the back-arc basin of the Sea of Okhotsk (Kurile Basin) / Second Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk (KOMEX). Kiel, 1999. 32 p.
38. Fouquet Y., von Stackelberg U., Charlton J.L. et al., Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin: Sulfides and water chemistry // Geology. 1991. V. 19. P. 303–306.
39. Franklin J.M., Lydon J.M., Sangster D.F. Volcanic associated massive sulfide deposits // Econ. Geol. 1981. V. 75th Anniv. P.485–627.
40. Gieskes J.M., Kelts K., Niemitz J. Hydrothermal activity in the Guayamas Basin, Gulf of California: a synthesis. // Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. 1982. V. 64, pt. 2. P. 1159–1167.
41. Grill E.V., Chase R.L., McDonald R.D., Murray J.W. A hydrothermal deposits from Explorer Ridge in the North Pacific ocean // Earth and Planet. Sci.Lett. 1981.V.52. P.142–150.
42. Halbach P., Pracejus B., Marten A. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2210–2225.
43. Hannington M.D., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the calderas of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // Canad. Mineral. 1988. V. 26. P. 603–625.
44. Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the rise axis of the East Pacific Rise near 13° N: submersible witnesses the growth of sulfide chimney // Mar. Geophys. Res. 1983.V.6, N 1. P. 1–14.
45. Kastner M.H., Craig H., Sturz A. Hydrothermal depo-

- sition in the Mariana Trough; Preliminary mineralogical investigations (abstract) // EOS, Trans. AGU. 1987. V. 68. P.1531.
46. Koski R.A., Clague D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridg // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984.V. 95. P.930–945.
 47. Koski R.A., Lonsdale P.F., Shanks W.C., Berndt M.E., Howe S.S. Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res. 1985. V. 90 (B8). P. 6695–6707.
 48. Koski R.A., Benninger L.M., Zierenberg R.A., Jonasson I.R. Composition and growth history of hydrothermal deposits in Escanaba trough, southern Gorda Ridge // US Geol. Surv. Bull. 1994. N 2022. P.293–324.
 49. Lake B.E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Miner. 1978. V. 63, N 11–12. P. 1023–1052.
 50. Lipkina M.I. Hydrothermal green clays in marine sediments: clues to marine mineral deposits // Mar. Mining. 1990. V. 9. P.379–402.
 51. Malahoff A., Embley R.W., Cronan D., Scirrow R. The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos Rift at 86° W // Mar. Mining. 1983.V.4, N 1. P. 19–41.
 52. Minatti M., Bonavia F.F. Copper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian Sea (Mediterranean): is the mineralization related to porphyry-copper or to base metal lodes? // Mar. Geol. 1984. V. 59, N 1–4. P. 271–282.
 53. Nicholson K. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: Guides to metallogenesis // Econ. Geol. 1992. V.87, N 5. P. 1253–1264.
 54. Okrugin V.M., Okrugina A.M. Ore minerals in eruptive products of island arc volcanoes / In: 1981 IAVCEI symposium arc volcanism. Tokyo and Hakone. Abstr. Volc. Soc. Japan and IAVCEI, 1981. P.274–275.
 55. Okrugin V.M., Okrugina A.M., Polushin S.V., Chubarov V.N. Sulfides of contemporary land and submarine hydrothermal system of Kamchatka. Abstr. V. M. Goldschmidt Conf.: Int. Conf. Adv. Geochem. Edinburgh // Miner. Mag. 1994. V. 58A, pt. 2. P. 670.
 56. Sakai H., Gamo T., Kim E. S., Shitashima K. et al. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the mid-Okinawa Trough Backarc Basin // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17, N 12. P. 2133–2136.
 57. SEM Petrology Atlas. / Ed. Welton J.E. American Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, 1984. 237 p.
 58. Stüben D., Bloomer S.H., Yaibi N.E. et al. First results of sulfide-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // Marine Geol. 1992. V. 103. P. 521–528.
 59. Stüben D., Taibi N.E., McMurtry G.M., Scholten J. et al. Growth history of a hydrothermal silica chimney from the Mariana backarc spreading center (southwest Pacific, 18°13' N) // Chem. Geol. 1994.V. 113. P. 273–296.
 60. Taylor B. Extensional Transform zone, sulfide chimneys and castropoda vent fauna in the Manus back-area basin // Trans. Amer. Geophys. Union., 1986. V.67. N 16. P. 377.
 61. Tararin I.A., Lelikov E.P., Karp B.Ya. Volcanism of the Kurile Basin and the inner part of the Kurile Island Arc / Second Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk (KOMEX). Kiel, 1999. P. 11–12.
 62. Tufar W., Tufar E., Lange J. Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galapagos Rift) at 85° 51' and 85° 55' W: complex massive sulfide mineralizations, non-sulfidic mineralizations and mineralized basalts // Geol. Rundsch. 1986. V. 75. P. 829–861.
 63. Tufar W. Modern hydrothermal activity, formation of complex massive sulfide deposits and associated vent communities in the Manus back-arc basin (Bismarck sea, Papua New Guinea) // Mitt. Osterr. Geol. Ges. 1989. V.82. P.183–210.
 64. Urabe T., Kusakabe M. Barite silica chimneys from the Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to hematitic chert associated with Kuroko deposits // Earth and Planet. Scie. Lett. 1990. V. 100, N 1/3. P. 283–290.
 65. Zierenberg R.A., Shanks W.C., Bischof J.L. Massive sulfide deposits at 21° N; East Pacific Rise: Chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. V. 95, N 8. P. 922–929.

Поступила в редакцию 11 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.N. Derkachev, I.A. Tararin, Ye.P. Lelikov, A.V. Mozherovskiy, Y. Grainert, N.N. Barinov

Manifestation of low-temperature hydrothermal activity in the backarc basin, Okhotsk Sea (Kuril deep-sea basin)

Mineralogy and geochemistry of the low-temperature hydrothermal formations developed on the surface of basalts and in their fractures on a submarine volcano in the north-eastern part of the Kuril deep-sea basin have been studied. The following order of distinguishing of mineral phases has been established: Fe-rich sulphides (pyrite) – Fe-rich layered silicates (hydromica of celadonite - nontronite type) - amorphous silica (opal) – Fe-oxyhydroxides (goethite) – Mn-oxyhydroxides (vernadite). The sulphide mineralization is of phenocryst-stockwork type. The finding of pure barite fragments does not exclude presence of the hydrothermal "smokers" on this volcanic structure.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА: РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ПРОБЛЕМЫ

Л.В.Эйриш, В.А.Степанов

Амурский научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

Выполнен обзор рудных и россыпных проявлений платиноидов Дальнего Востока России. Выделены и кратко описаны зоны, площади потенциально платиноносных интрузий и районов возможного «черносланцевое» оруденения. Отмечены проявления платиноидов в связи с золотыми рудами, в бурых углях и др. Промышленные россыпи платиноидов, в том числе крупные (Кондёр), ассоциируют с кольцевыми базит-гипербазитовыми интрузиями.

Рудные месторождения платиноидов на Дальнем Востоке еще не обнаружены. С целью повышения эффективности поисков рекомендуется усилить петрологическое и геохимическое изучение потенциально продуктивных на платиноиды комплексов пород, совершенствовать аналитическую базу и методы извлечения платиноидов из руд комплексных месторождений.

Ключевые слова: платиноносность, Дальний Восток России.

На Дальнем Востоке России интерес к платиноидам появился в 70-е годы минувшего века в связи с оценкой россыпи р. Кондёр. Министерством геологии были организованы тематические работы по обобщению всех имеющихся к тому времени данных о проявлениях платиноидов – рудных и россыпных. Это работы Л.Д. Денисовой по Хабаровскому краю и Амурской области, Л.В.Разина по Южной Якутии, В.И. Гончарова по Северо-Востоку, В.Г. Моисеенко и С.С. Зимина по Приамурью. В Приморье платиноиды освещались в связи с изучением базит-гипербазитовых комплексов специалистами из Геологического института ДВО РАН (С.А. Щека и А.А. Вржосек).

Развитие работ на Кондёре, открытие россыпей в подобных структурах – Инагли, Чад, Феклистовской – усилили интерес к платиноидам. Этому способствовало повышение их цены на мировом рынке, особенно палладия. В настоящее время в среде геологов изменилось отношение к платиноидам – золотодобывающие предприятия уже реже выбрасывают в отвал «белый металл», а по возможности извлекают его совместно с золотом, фиксируют его наличие в золотоносных россыпях. Богатство Кондёра, новая информация о платиноносных месторождениях России и мира, содержащаяся в серии великолепных книг Д.А. Додина с соавторами [3–5], развивающиеся в стране рыночные отношения возбудили интерес к геологии, экономике, технологии извлечения платиноидов из россыпей и руд, способствуют совершенствованию аналитической базы (АмурКНИИ).

Несмотря на возросший интерес к платиноидам, решение проблем рудной платины за последние 20 лет на Дальнем Востоке не продвинулось. Оценка ультрабазитов Кондёра на рудную платину, выполненная В.И. Остапчуком (1983 г.) геохимическими методами, была фактически негативной. В.И. Остапчук и последующие исследователи (Л.О. Сахьянов и др.) указывали на развитие в дунитах лишь мелких рудных шлировых выделений, пригодных к добыче, но не как самостоятельные объекты, а в комплексе с отработкой россыпных месторождений платиноидов Кондёра. Не дали положительных результатов и опробовательские работы на Баладекском выступе (А.А. Майборода, 1991 г.), массивах Чад (В.В. Зильберштейн, 1987 г.) и Лукинда (И.С. Чанышев и др., 1965 г.), опробование каменных коллекций прошлых лет Хабаровского края и Амурской области (Л.Д. Денисова, 1982 г.), рудных образцов золото-рудных месторождений Приморья (данные А.Н. Родионова).

Следует признать, что серьезных работ на рудную платину на Дальнем Востоке (исключая Кондёр) не проводилось. Опробование было попутное, обычно геохимическое, штучное. В последнее время на средства иностранного инвестора проводятся поиски медно-никелевых руд и платиноидов в бассейне р. Кун-Маньё, но данные о результатах этих работ в геологические фонды еще не поступили.

В последние годы на Дальнем Востоке активизируются научно-тематические исследования по про-

грамме "Платина России". Проводятся опробовательские работы на платиноиды в Амурской области, Хабаровском и Приморском краях, изучается металлогения ЭПГ, совершенствуются аналитическая база и методы определения платиноидов (Амурский комплексный НИИ, ДВИМС, ДВГИ), пополняются карты и каталоги платиноносности (Хабаровский край), появляются содержательные публикации и отчеты по платиновой тематике (С.А. Щека и А.А. Вржосек, Л.В. Разин, В.И. Остапчук, В.С. Приходько, В.Л. Шевкаленко, Г.С. Мирзеханов, С.В. Денисов, Л.О. Сахьянов, В.Г. Моисеенко, С.С. Зимин, В.А. Степанов, К.Н. Малич, А.Н. Родионов, А.А. Майборода, В.В. Середин и др.) [7, 9–11, 17–25].

Международный опыт изучения продуктивных месторождений платиноидов показал, что они теснейшим образом связаны с расслоенными базит-ультрабазитовыми комплексами, причем с крупными массивами таких пород. Новый тип оруденения, связанный с орогенными черносланцевыми комплексами, такой как сухоложский, где прогнозные ресурсы платиноидов сравнимы с таковыми золота, еще не обрел статус промышленного. Для этих месторождений не решена проблема промышленного извлечения платиноидов.

Таким образом, в настоящее время в регионе отсутствуют ресурсы (и запасы) руд платиновых металлов. Работы в этом направлении только начинаются. Следует отметить, что для большей части территории отсутствуют обобщающие работы по базит-ультрабазитовым интрузивным комплексам (исключение – работы С.А. Щеки и А.А. Вржосека), а также детальные геохимические исследования черносланцевых разрезов. Наличие таких научных работ облегчило бы прогнозные исследования по платиноидам. Выполненное нами обобщение базируется на скромных материалах, полученных преимущественно за последние 20 лет. Картина распространения базит-ультрабазитовых и золотоносных черносланцевых комплексов на Дальнем Востоке представлена на рис. 1. На нем достаточно четко выделяются зоны сосредоточения потенциально платиноносных массивов близширотного, меридионального и СВ простирания. Кроме того, очевиден факт, что в

регионе проявлены лишь сравнительно мелкие массивы ультрабазитов и только единичные из них достигают размеров 20–50 км² (Сихотэ-Алинь, Кондёр, Лукиндинский и др.).

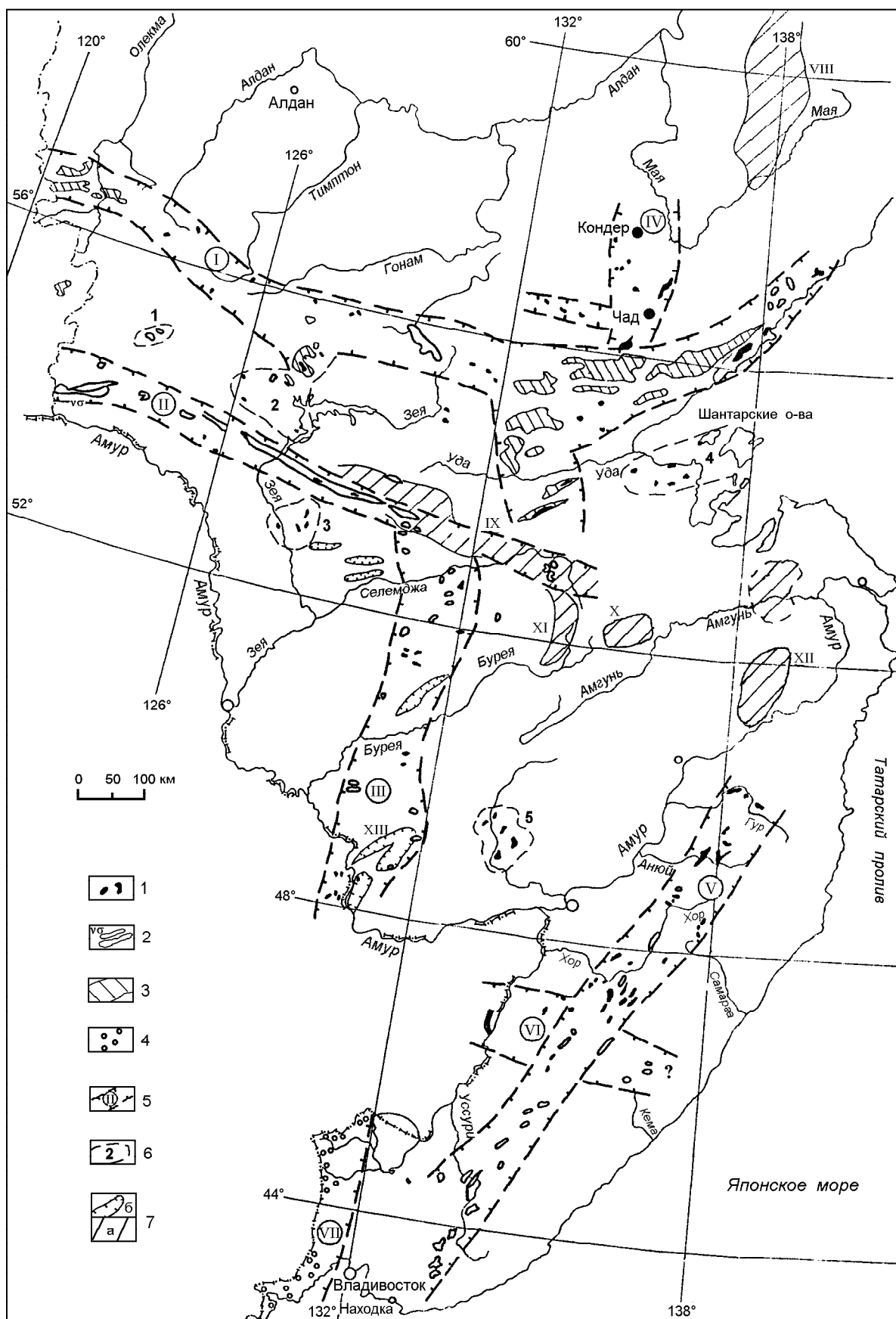
В рассматриваемом регионе выделяются семь (I–VII) линейных зон сосредоточения потенциально платиноносных базит-гипербазитовых интрузий, к которым приурочены известные проявления платиноидов (рис. 1, 2). Это зоны: Становая, Пиканская, Восточно-Буреинская, Маймаканская, Уссурийская, Бикинская, Западно-Приморская и пять внезонных площадей: Лукиндинская, Дамбукинская, Гарьская, Тором-Шантарская и Урмийская. Кроме того, выделено шесть перспективных на платиноиды золотоносных районов с "черносланцевым" оруденением.

Становая платиноносная зона протягивается в широтном направлении вдоль осевой части хребтов Станового и Джугджура. Ее длина более 1300 км, ширина 50–100 км. На двух участках – в бассейне р. Бранты, а также в междуречьях Мая-Чогар и Шавли-Голам – намечается два поперечных ответвления к югу. Зона приурочена к гранулитовым метаморфическим комплексам раннего архея. В ней оконтурены рассредоточенные мелкие массивы ультрабазитов и метаультрабазитов (истоки рек Ток, Зея, низовья рр. Лантарь и Этанджа), а также два поля гигантских массивов джугджурских габбро-анортозитов, перспективных на апатит-ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменитовые руды. Это массивы в бассейнах рек Олёкмы (Каларский массив), Лантаря, Кун-Маньё, Чогара, Май, верховьев Джаны, Маймакана, правобережья Уды (Баладекский массив).

В восточной части Становой зоны известны многочисленные проявления платиноидов (Pt, Pd) в верховьях р. Джаны, в междуречье Май и Чогара, в Баладекском массиве, пространственно связанные с меланократовыми породами габбро-анортозитовых массивов. В верховьях рек Джаны, Уяна и Учур в апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудах (месторождения Богидэ, Гаюм и др.) установлены повышенные содержания платины до 0,06 г/т и палладия до 0,3 г/т. В зоне диафорированных анортозитов с карбонатными прожилками и вкрапленностью сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита) содержание платины составило 0,2, а палладия – 0,4 г/т.

Рис. 1. Карта распространения потенциально платиноносных интрузий и орогенных черносланцевых комплексов Дальнего Востока.

1–3 – платиноносные интрузии: 1 – гипербазиты; 2 – габброиды, габбродиориты ($\gamma\delta$); 3 – анортозиты; 4 – немасштабные проявления базит-гипербазитов; 5 – платиноносные (и потенциально платиноносные) зоны, генетически связанные с базит-гипербазитовыми интрузивными комплексами: I – Становая, II – Пиканская, III – Восточно-Буреинская, IV – Маймаканская, V – Уссурийская, VI – Бикинская, VII – Западно-Приморская; 6 – то же – площади: 1 – Лукиндинская, 2 – Дамбукинская, 3 – Гарьская, 4 – Тором-Шантарская, 5 – Урмийская; 7 – потенциально платиноносные орогенные черносланцевые комплексы: а) палеозой-мезозойские (районы: VIII – Аллах-Юньский, IX – Верхнеселемджинский, X – Кербинский, XI – Ниманский, XII – Пильда-Лимурийский), б) рифей-кембрийские (XIII – Хинганский).



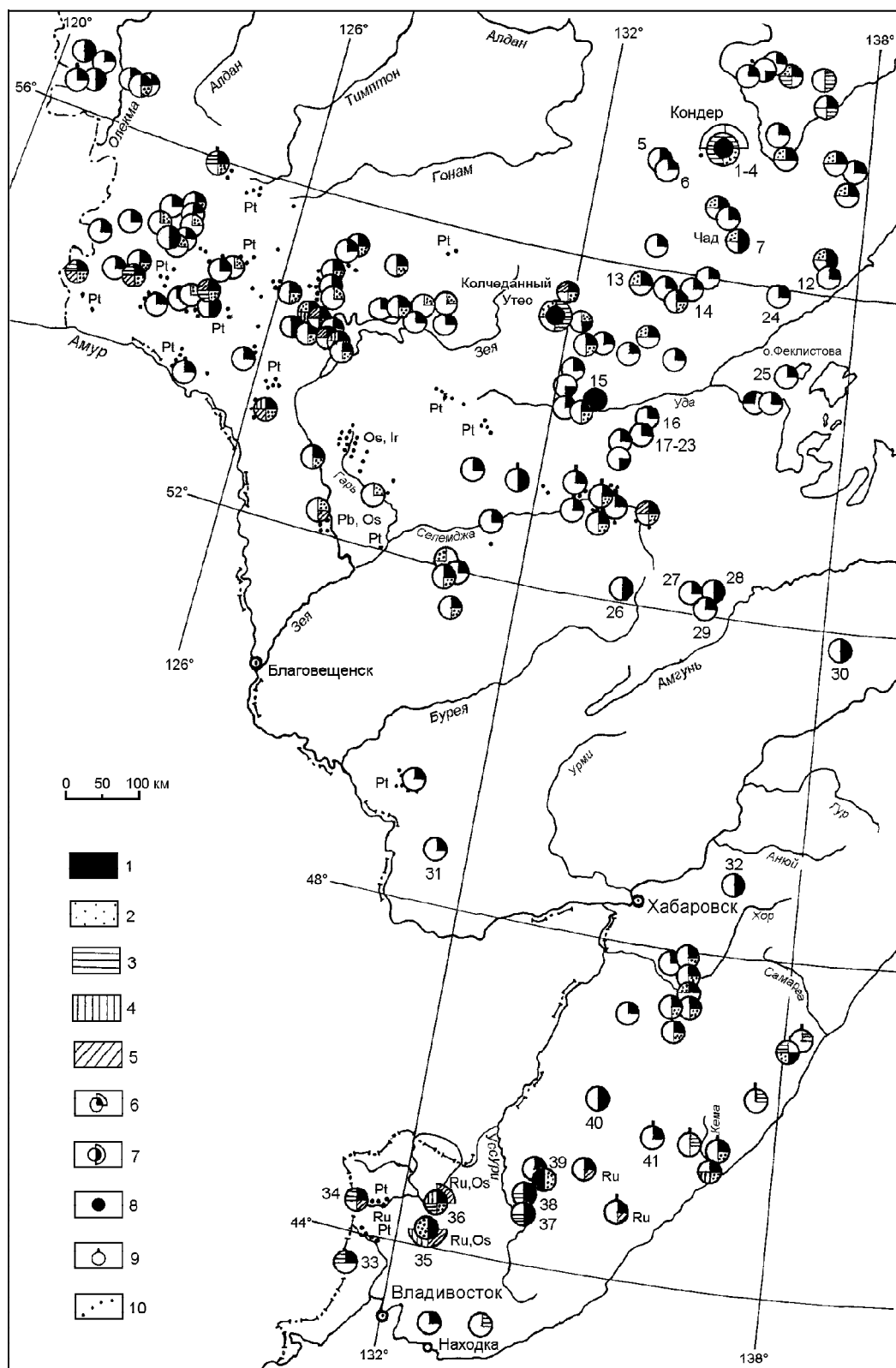


Рис. 2. Карта платиноносности Дальнего Востока (использованы материалы: Л.Д.Денисовой, А.Н.Родионова, В.В.Середина, В.А.Степанова, А.В.Мельникова и др.).

1–5 – выявленные опробованием платиноиды: 1 – платина, 2 – палладий, 3 – иридий, 4 – родий, 5 – рутений (Ru), осмий (Os). 6–8 – содержание платиноидов в пробах (г/т): 6 – след.-0,1; 7 – 1–10; 8 – >10; 9 – платиноиды в рудах золоторудных и золото-серебряных месторождений; 10 – платиноиды в золотоносных россыпях: иридий (Ir), осмий (Os), платина (Pt).

Есть указание (Р.П. Головина, 1999 г.), что в правом борту р.Чогар, в его низовьях, в прожилках серных колчеданов с вкрапленностью мышьяковистой платины и золота содержание платины составило 70,3 г/т. В остальных пробах, отобранных по лево- и правобережью Уды из дунитов, серпентинитов и других базит-гипербазитовых пород, часто сульфидизированных и окварцованных, содержания платины и палладия составили тысячные и сотые доли г/т.

На платиноиды представляет интерес Геранская (западная) часть Джугджурского анортозитового комплекса, образованного значительно более меланократовыми базитами, в сравнении с Лантарским (восточная ветвь) массивом. Имеющиеся данные опробования небольшого количества проб апатитовых и сульфидных руд месторождений Богидэ, Гаюм и др. возможно не отражают фактических перспектив этих образований. Необходимо изучить стратификацию базитов, выявить придонные части уникальных анортозитовых массивов. По данным Г.С. Мирзеханова, в районе упомянутых месторождений в истоках рр. Учур, Уян, Джана, Лимну в аллювии отмывали зерна платиноидов, хромитов, золота, сульфидов. В разрезе основания анортозитового массива выявлено чередование меланогаббро, перидотитов, пироксенитов, норитов, габброноритов, габброанортозитов, апатит-титаномagnetитовых пород. Последние содержат линзы массивных пирротин-пентландитовых руд, обычно платиноносных на продуктивных месторождениях (Норильск, Садбери и др.).

В Баладекском массиве еще в 40-х годах прошлого столетия в одноименной золотоносной россыпи отмечались осмистый иридий и ферроплатина. В платине этой россыпи среди юрских песчаников в глыбах наблюдались ультраосновные породы, габброиды и кварц-полевошпатовые жилы.

Более обнадеживающие данные получены в Приохотье (водораздел рр. Батомги, Нядоми, Одора). Здесь в зоне длиной 22 км выявлена залежь обогатенных анортозитов с халькопирит-пирротинным оруденением, содержащим платину до 5,43 г/т, палладий до 0,92 г/т. Прочие элементы (%): Fe – 45,78; Cu – 0,79; Ni – 0,36; Co – 0,21. В золоте месторождения Етара содержание платины – 0,001%. Платиноиды встречались в россыпях лантарской группы.

Представляют практический интерес данные опробования кварцево-сульфидных руд золоторудного месторождения Колчеданный Утес ([11], расположенного в верховьях р.Сологу-Чайдах, впадающей слева в р. Маю. Содержание платины достигает 69,8 г/т, иридия – 1,17, палладия – 0,6, осмия – 0,2 г/т.

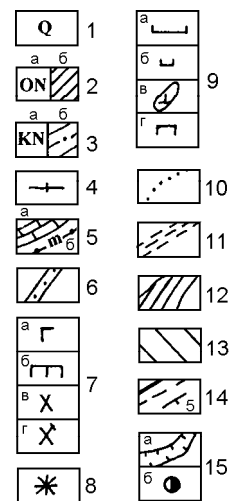
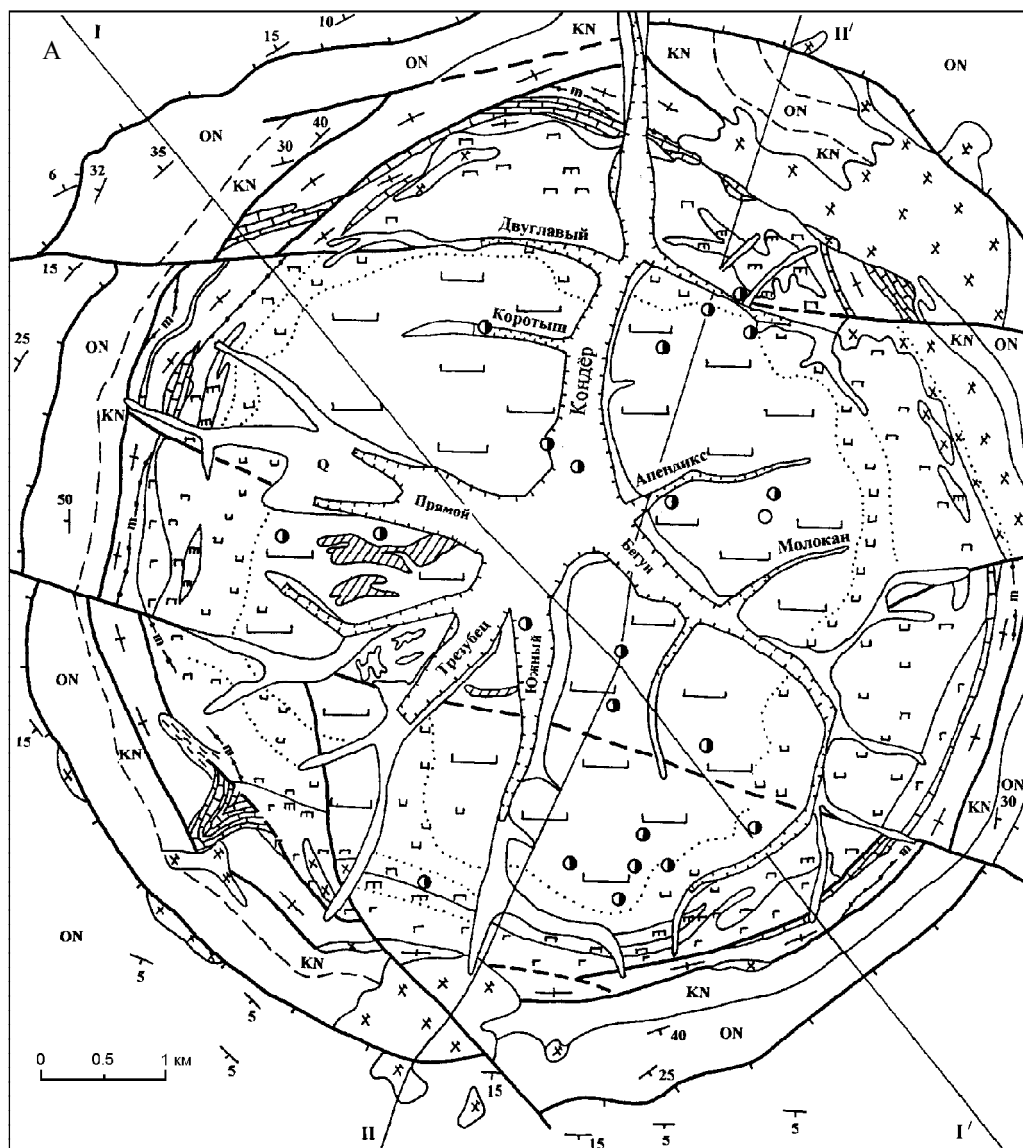
Содержание платины в рудном золоте этого месторождения составило 491 г/т [22].

Маймаканская платиноносная зона прослежена на 200 км к северу от верховьев Маймакана и Учуга к р.Омня и низовьям Маймакана. В зоне объединено несколько мелких массивов ультрабазитов и два сравнительно крупных (в верховьях Учуга и в междуречье Маймакан-Батомга), а также два платиноносных столбообразных штока зонально-кольцевого строения – Кондёр и Чад. Сходный массив предполагается в бассейне руч.Дарья в Юньско-Данском золотоносном районе. Зона сечет терригенно-карбонатный платформенный чехол Алданского щита и фактически окаймляет с востока меридиональную полосу сосредоточения интрузий алданского комплекса (J_3-K_1).

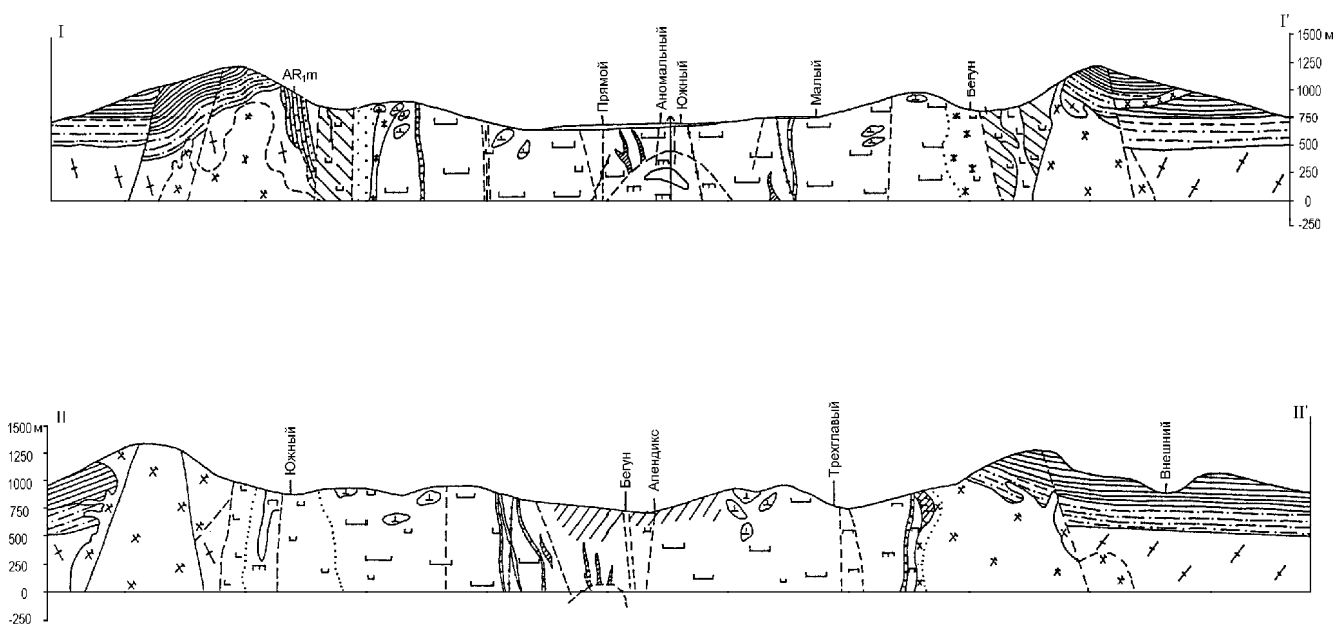
Кондёр – это уникальное явление природы (рис. 3) – кольцевой хребет диаметром около 8 км. Его центральная котловина занята бассейном одноименной реки, имеющей выход на север. Основная долина и почти все притоки содержат промышленные россыпи платиноидов – преимущественно платины (85,5%). Из платиноносных песков, кроме того, могут эффективно извлекаться хромиты и титаномagnetит [14].

Центральная часть штока образована платиноносными дунитами и дунит-пегматитами с сегрегациями хромшпинелидов. В результате разрушения и перемыва именно этих пород образовались уникальные россыпи Кондёра. За дунитами следует зона оливин-диопсидовых метасоматитов, затем кольцо клинопироксенитов, которые прорваны интрузиями алданского комплекса (J_3-K_1) – монцонитоидами, сиенитами, габброидами, косьвитами, щелочными диоритами (рис. 3). Геологии этой структуры посвящено много публикаций и отчетов [1, 2, 6, 8, 12, 13, 15, 17–19]. Возраст интрузивных пород кондёрского комплекса точно не установлен и дебатруется от юры до раннего протерозоя. Характер структуры рифейской толщи позволяет говорить о пострифейском возрасте Кондёрского штока, так как пласты омнинской и кондёрской свит вздернуты близ штока до 40–50°. С другой стороны, есть указания, что песчаники и алевролиты рифея содержат кластические зерна хромшпинелидов. По данным К.Н. Малича [7], средний модельный Re-Os возраст платиновых минералов Кондёрского массива равен 340 млн лет (ранний карбон).

В Кондёрском массиве выявлены сотни рудных проявлений платиноидов, основная часть которых сосредоточена в ультрамафитах в виде аксессуарев субмикроскопического размера. Выделяются два типа коренных проявлений минералов платиновой группы (МПГ). 1) Подавляющее большинство их приурочено к отдельным сегрегациям хромшпинели-



Б



дов: шлирам, линзам, прожилкам размерами в среднем 8×3 см (до $10,5 \times 0,8$ м). Среднее содержание МПГ в них 1–3 г/т (редко до 30–100 г/т). 2) Зоны линзовидно-прожилковых выделений хромитов в эндо- и экзоконтактах тел дунит-пегматитов. Оливиновые породы в таких зонах "пропитаны" в массе пылью хромшпинелидов и титаномагнетита и рассеяны тонкими (1–5 мм) прожилками рудных минералов длиной до 1–2 м. Клинопироксениты и мелкозернистые дуниты периферии штока резко обеднены платиноидами. Повышенные содержания МПГ отмечаются ближе к центру структуры, в зоне перехода мелкозернистых дунитов к порфировидным и от последних – к косьвитам. В первом случае МПГ – пылевидные, во втором – более крупные по размеру (Л.О. Сахьянов и др., 1988 г.).

Проблема рудной платины на Кондёре еще не решена в желаемом направлении. Выявленные многочисленные гнезда и линзы руды с промышленными содержаниями платиноидов, по мнению специалистов, не имеют самостоятельного промышленного значения.

Шток ультрабазитов Чад по своему строению схож с кондёрским, но он значительно меньше (диаметр 4,4 км). Как и на Кондёре, центральная часть штока представлена платиноносными и хромитоносными дунитами, окаймленными зоной аподунитовых оливин-клинопироксенитовых и магнетит-оливин-клинопироксенитовых пород. Последние в восточном полукольце постепенно переходят в оливиновые габбро и габбронориты, а на западе их место занято раннемеловыми сиенитами, шонкинитами и др. щелочными породами алданского комплекса (рис. 4). В отличие от Кондёра, хромитоносные дуниты содержат больше палладия, чем платины, при очень низких содержаниях родия, иридия и рутения. Содержания Pt и Pd редко достигает 1 г/т, обычно это сотые и десятые доли г/т.

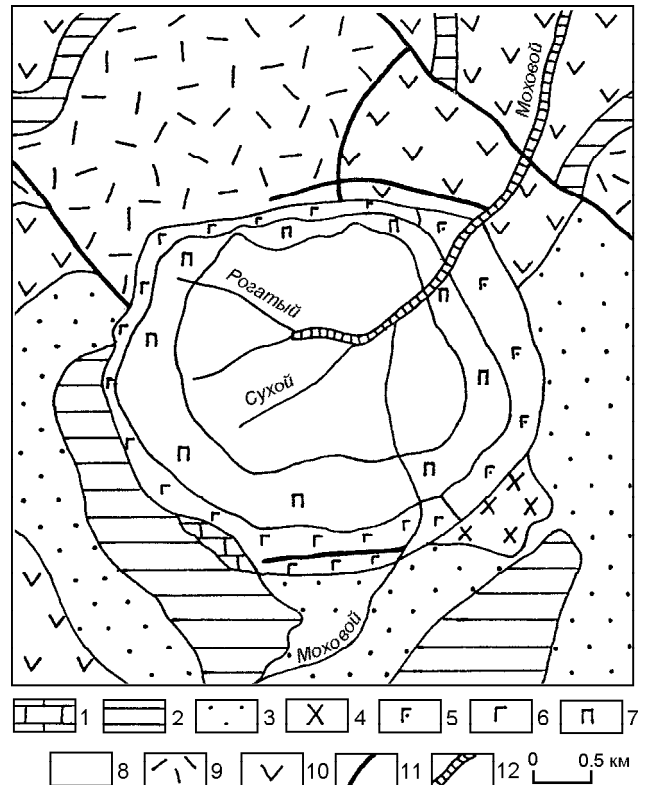


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Чадского массива (составлена М.А.Богомоловым и В.И.Кицулом, с дополнениями А.Л.Разина и К.К.Стручкова).

1–3 – верхнепротерозойские отложения: 1 – мраморы, доломиты, доломитизированные известняки юдомской свиты, 2 – конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты эннинской свиты, 3 – аркозовые и кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты гонамской свиты; 4–6 – раннемеловые интрузии: 4 – диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, 5 – оливиновые габбро, габбронориты, 6 – кенталлениты, шонкиниты, сиениты; 7 – аподунитовые оливин-клинопироксеновые и магнетит-оливин-клинопироксеновые породы; 8 – платиноносные и хромитоносные дуниты; 9 – предгонамские пластовые порфиры и диабазы; 10 – послегонамские интрузии габбродиабазов. 11 – разрывные нарушения; 12 – россыпь золота и платиноидов.

Рис. 3. А – геологическая карта и разрезы платиноносной структуры Кондёр (по Л.О.Сахьянов и др., 1988 г.); Б – Кондёрская кольцевая структура. Аэрофотоснимок (из: Л.О.Сахьянов и др., 1988 г.).

1 – четвертичный аллювий, пролювий (Q); 2 – омнинская свита (R_{2on}): алевролиты, пестроцветные и черные слоистые, иногда известковые, редко песчаники мелкозернистые, известняки глинистые, а) на карте, б) на разрезе; 3 – кондёрская свита (R_{2kn}): алевролиты серые и черные, песчаники кварцевые мелкозернистые, редко гравелиты, а) на карте, б) на разрезе; 4 – гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые, пироксеновые, амфиболиты, мраморы, кальцифиры, гранитогнейсы (AR_1); 5 – доломитовые мраморы, кальцифиры (AR_1): а) выражающиеся в масштабе, б) не выражающиеся в масштабе; 6–8 – Алданский интрузивный комплекс (J_3-K_1a). 6 – щелочная серия: дайки сиенитов, их пегматитов, щелочных гранитов (на разрезе); 7 – монцитонидная серия: габбро (а), косьвиты (б), субщелочные диоритоиды (в), монцодиориты (г); 8 – метасоматические жилы и прожилки титаномагнетит-биотит-клинопироксеновые с амфиболом, оливин-везувиановые и др. (на разрезе); 9 – интрузии кондёрского комплекса (C_1k): дуниты порфировидные (а), дуниты мелко- и среднезернистые (б), мелкие тела и дайки дунит-пегматитов (в) (на разрезе), клинопироксениты (г); 10 – фациальные границы; 11 – полосчатость в габброидах и косьвитах; 12 – титаномагнетитсодержащие метасоматиты; 13 – полевошпат-авгитовые метасоматиты (на разрезе); 14 – разломы, залегание пластов; 15 – контуры платиноносных россыпей (а), рудопроявления платины и палладия (б).

Пересекающий массив руч.Моховой содержит промышленную россыпь платиноидов (В.В. Зильберштейн, 1987 г.), [14].

В западной части зоны в Юнском золотоносном узле (Юнско-Даньский район) известны россыпные появления платиноидов в бассейне руч.Дарья, впадающем слева в р. Лев. Юну. В геологическом отношении это небольшой выступ архейского кристаллического фундамента Алданского щита. Осадочный чехол представлен терригенными (кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты) и частично карбонатными (доломиты) рифейскими отложениями гонимской и эннинской свит, прорванными порфировидными гранитоидами и сиенитоидами алданского комплекса. Е.В. Ялынычев и Г.С. Мирзеханов [26] в бассейне руч. Дарья выделили массив пироксенитов (Димовский) по наличию контрастной кольцевой гравитационной и магнитной аномалиям, присутствию в аллювии оливина и хромшпинелидов и другим признакам. В последнее десятилетие при отработке богатой золотоносной россыпи по руч. Пр. Дарья в плотике вскрыт массив пироксенитов шириной до 1,5 км. Центральная и восточная части массива представлены крупнозернистыми пироксенитами, содержащими многочисленные крутопадающие жилы и прожилки мощностью от 0,1 до 30 см полевошпат-пироксен-кварцевого состава с биотитом и гематитом, прожилки талька, линзы шунгита (?), аморфного кварца с вкрапленностью халькопирита. Мощность зон сосредоточения жил и прожилков – до 50 м, протяженность отдельных жил – до десятков метров, количество жил (прожилков) на 1 пог. м – 1–4 шт. В пробах пироксенита и жильного материала содержание платины – до 10 г/т, кобальта – до 0,01%, хрома – до 0,02% (Г.С. Мирзеханов, [16]). Пироксениты были встречены также по правому притоку руч. Дарья. На водоразделе Дарья – Усмун наблюдались косьвиты и щелочные метасоматиты по ультрабазитам. В обоих случаях содержание платины в породах достигало 0,1 г/т, палладия – до 0,06 г/т, меди – 0,03%, хрома – 0,04%.

Наряду с высокопробным золотом из россыпи руч.Дарья добываются платина и осмистый иридий, которые составляют 0,8–1% от количества намываемого золота. Платина установлена также в золотоносных россыпях Даньского района (рр. Варвара, Хангас-Юлюн).

Не исключено, что платиноносность распространяется и далее на запад в пределах развития интрузий алданского комплекса, где малые тела базит-гипербазитов возможно еще не обнаружены (хр. Кет-Кап).

Пиканская металлогеническая зона отождествляется с зоной сосредоточения интрузий пиканского комплекса палеозойского возраста, внедрившихся

между северной окраиной Буреинского массива и Янкано-Тукурингским трогом, в котором вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи (R-PZ₂) многокилометровой мощности зонально метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Пиканские интрузии почти непрерывной полосой протягиваются в ВЮВ направлении на сотни километров. Прерываясь в истоках р. Шевли, они вновь появляются в верховьях р. Селемджи. Это преимущественно габброиды, габбродиориты, диориты, редко ультрабазиты, прорванные интрузиями плагиогранитов. Все эти породы претерпели несколько этапов деформации, часто рассланцованы и метаморфизованы. Проявления платиноидной минерализации в связи с этими интрузиями единичны.

Г.С. Мирзеханов [16] указывает на платиноносность Джагдинского массива габброидов и серпентинизированных анортозитов в Унья-Бомском районе. В протоловках этих пород установлены десятки зерен сперилита. В водотоках, размывающих массив, А.А. Майборода (1963 г.) выявил шлиховой ореол рассеяния платиноидов.

Восточно-Буреинская зона сечет Буреинский массив в меридиональном направлении и прослеживается более чем на 500 км от Амура через низовья Буреи к верховьям р. Бысса. В ее пределах закартировано несколько десятков малых интрузий габброидов и ультрабазитов, в т.ч. серпентинитов, ассоциирующих с гнейсами и кристаллическими сланцами (амурская серия) основания Буреинского массива. Эти интрузии не изучены, проявления платиноидов в связи с ними отсутствуют. Есть указание (Г.С. Мирзеханов), что платина (до 0,5 г/т) определена в углеродистых породах союзненской свиты (Малый Хинган).

Уссурийская платиноносная зона протягивается в СВ направлении от г.Находки через верховья Уссури к верховьям рр.Ануй и Гур на 900 км при ширине 70–100 км. Она контролируется многочисленными мелкими и сравнительно крупными массивами базит-ультрабазитов и сечет преимущественно мезозойские дислоцированные толщи вулканогенно-терригенного состава [24, 25].

Специализированные поиски платиноидного оруденения в Приморье не проводились. Опробовались рудные породы при работах на золото, медь, вольфрам, олово. В результате, платиноидная минерализация обнаружена на нескольких участках: Полыниха, Откосный, Рекетинский, Медвежий, Ариадное (рис. 2).

На участке Полыниха (А.Н. Родионов, 1988 г.) в одной пробе окварцованной брекчии содержание платины составило 4,6 г/т, иридия – 0,07 г/т (золото – 2,4 г/т). На участке Откосном в сульфидно-кварцевой руде с низким содержанием золота (0,4 г/т) обна-

ружена платина – 2,6 г/т и иридий – 0,07 г/т. На участке Рекетинском (В.Н. Шанин, 1989 г.) в парагенезисе со скарнированными и сульфидизированными габброидами в минерализованных породах с оловянной, вольфрамовой и медной минерализацией буровой скважиной вскрыт интервал с содержанием платины 0,7 г/т и палладия 1 г/т. На уч.Медвежьем (Н.А. Пугачев, 1946 г.) в трех пробах, отобранных в 1940–41 гг. из "базальтов с гнездами оливина", содержание платины составило 3,2–4,8 г/т, никеля – 0,04–0,3%. На уч.Ариадное в районе контакта мезозойских гранитоидов с крупным габбро-анортозитовым массивом в титаносной россыпи, а также в протолочке клинопироксенита обнаружены зерна спериллита.

В северной части зоны на уч.Болотистом, расположенном в верховьях р.Хор, в настоящее время отрабатывается богатая золотосная россыпь с крупным высокопробным (средняя проба 948) золотом. Источник золота – кварцевые и кварц-турмалиновые штокерки в эндо- и экзоконтактах палеогенового массива диоритоидов и габброидов, прорывающих осадочные породы нижнего мела. Платиноиды сложного состава, содержащие платину и палладий, обнаружены в шлихах из протолочек окварцованных алевролитов и песчаников экзоконтактной зоны (Г.С. Мирзеханов [16]).

В южной части Уссурийской зоны в районе оз. Ханка в бурых углях Павловского месторождения В.В. Серединым (1999 г.) обнаружены благородные металлы, в том числе все платиноиды. В углях, обогащенных редкоземельными элементами, содержания платиноидов достигают (г/т): Pt – 2,37; Pd – 3,17; Rh – 0,04; Ru – 0,1; Os – 0,24; Ir – 0,06. То же в золе угля соответственно: 8,4; 12,7; 0,16; 0,7; 1,7; 0,4. Суммарные содержания платиноидов и золота в золе редкоземельных углей – 23,3–19 г/т, в угле – 2,7–6,3 г/т. Исследование платиноносности углей на Дальнем Востоке следует продолжить, в том числе в плане возможного извлечения благородных металлов из углей и их золы [20].

Заслуживает внимания уч.Мал.Ключи (район оз.Ханка), где по данным А.Н.Родионова платина в количествах 0,17–0,21 г/т обнаружена в серпентинитах и брекчиях по основным породам.

Бикинская потенциально платиноносная зона выделена условно по нескольким массивам базитов и ультрабазитов. Она протягивается с востока на запад на 300 км, при ширине до 100 км, от верховьев р. Кемы к р. Уссури. В пределах зоны известны единичные проявления платины и палладия с низкими (десять доли г/т) содержаниями.

Западно-Приморская платиноносная зона расположена на юго-западе Приморья вдоль границы России и Китая. Здесь выделяется золотосная

структура в пермских складчатых вулканогенно-терригенных и черносланцевых толщах, дислоцированных в меридиональном направлении и прорванных крупными массивами гранитоидов повышенной основности, многочисленными дайками позднепалеозойских порфириров, а также малыми телами базит-ультрабазитов (кортландиты, дуниты, клинопироксениты, горнблендиты, амфиболизированные габбро). Платиноиды здесь находили при отработке золотосных россыпей на всем протяжении ручьев Фадеевки и Золотого (уч. Фадеевка). Совместно с золотом отмывали платину, осмириды, палладий и родий. Имеются основания считать [24], что МПГ в районе связаны с концентрически зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами щелочного и толеитового ряда. Среди МПГ преобладает ферроплатина и осмириды. При поисковых работах на рудное золото (А.Н. Родионов, 1998 г.) повышенные содержания платины (до 0,33 г/т) выявлены в арсени-пирит-кварцевых жилах. На уч.Валунистом в сульфидизированных березитах с золотом (2,4 г/т) содержание платины и рутения составило 0,09 и 0,05 г/т, соответственно. В шлихах из аллювия пади Сухой содержание платины достигало 200 мг/м³ (в ассоциации с пиритом, марказитом, магнетитом, ильменитом, пирротинном и турмалином).

Из внезонных платиноносных площадей отметим Шантаро-Торомскую, Гарьскую и Дамбукинскую.

В *Шантаро-Торомской* платиноносной площади изучен Феклистовский ультрабазитовый массив [4, 17], прорывающий верхнедевонскую толщу терригенно-кремнистых пород. В плане массив представлен изометричным телом (12 км²) концентрически зонального строения. В центре массива (2×3 км) развиты платиноносные и хромитосные (1,5–2 %) дуниты, окаймленные клинопироксенитами (ширина полосы 1–1,5 км), которые в свою очередь окружены габброидами, габбродиоритами, монцогаббродиоритами. Содержание в дунитах платиноидов (г/т): Pt – 0,093; Pd – 0,03; Rh – 0,004; Ir – 0,004; Os – 0,007. Содержание ЭПГ в хромитах 0,01 – 10 г/т.

В долине ручья, размывающего дуниты, установлена россыпь платиноидов с содержанием МПГ до 2,7 г/м³. Химический состав шлиховой "платины" (%): Pt – 84,7; Pd – 0,4; Rh – 0,7; Ir – 1,5; Os – 0,35; Ag – 0,02; Fe – 8,96; Ni – 0,02; Cu – 0,56 [14].

Гарьская платиноносная площадь охватывает бассейны рек Гарь I и Гарь II (система р. Зеи) (рис. 5). По данным В.А.Рыбалко (1984 г.), при отработке золотосной россыпи р. Гарь II осмистый иридий составил 1% от веса добытого золота. Это мелкие (до 1 мм), иногда неокатанные пластинки серого цвета с ярким металлическим блеском. В районе устья руч. Каракатица (где в 1966 г. было добыто 660

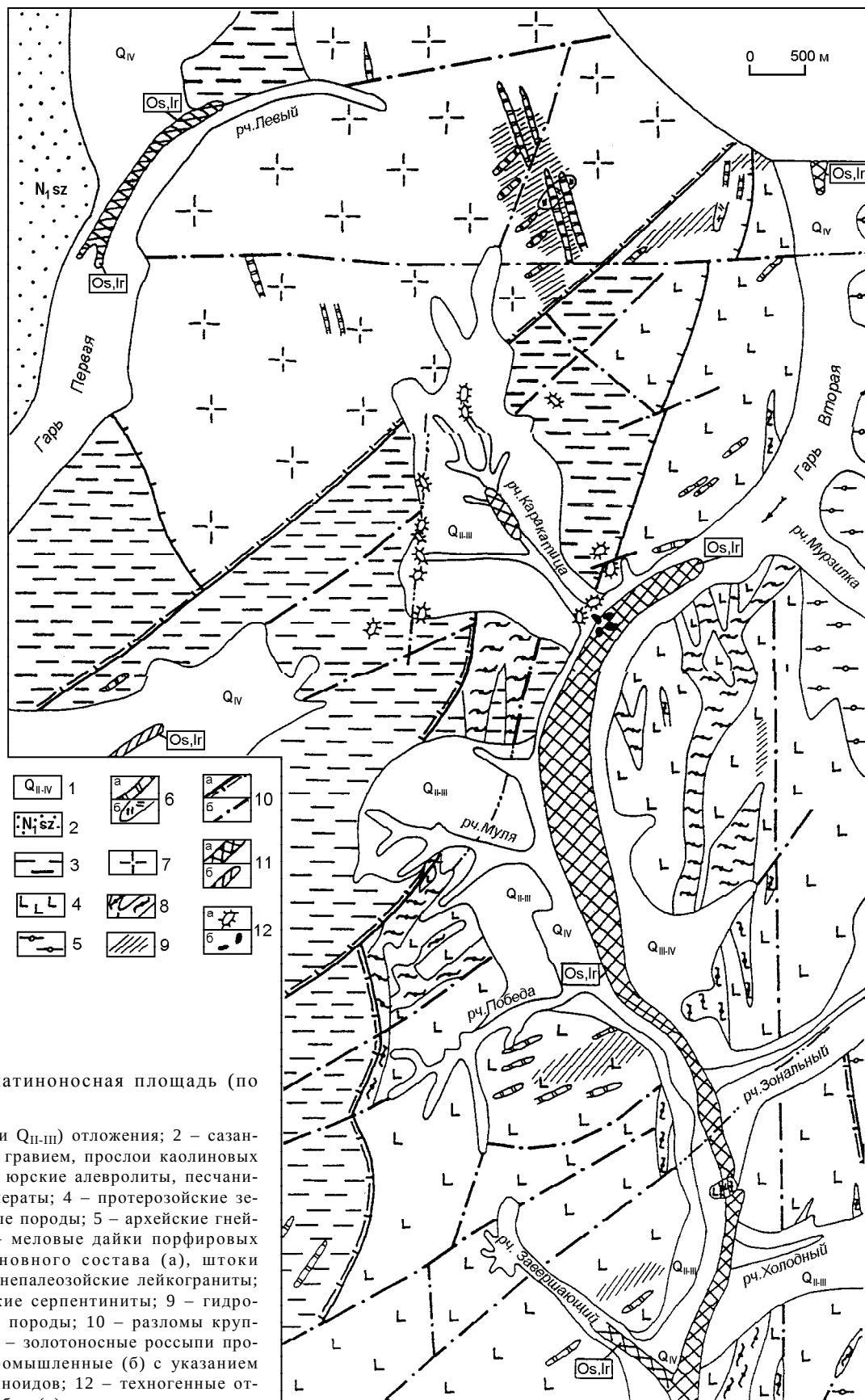


Рис. 5. Гарьская платиноносная площадь (по А.В. Ложникову)

1 – четвертичные (Q_{IV} и Q_{III-IV}) отложения; 2 – сазанковская свита: пески с гравием, прослой каолиновых глин, алевролитов; 3 – юрские алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты; 4 – протерозойские зеленокаменно измененные породы; 5 – архейские гнейсы и амфиболиты; 6 – меловые дайки порфировых пород среднего и основного состава (а), штоки порфиров (б); 7 – позднепалеозойские лейкограниты; 8 – раннепротерозойские серпентиниты; 9 – гидро термально измененные породы; 10 – разломы крупные (а), прочие (б); 11 – золотоносные россыпи промышленные (а) и непромышленные (б) с указанием мест накопления платиноидов; 12 – техногенные отвалы старательских работ (а), ориентировочное местоположение добытых самородков золота (б).

золотых самородков весом от 10 г до 7 кг, общим весом 79 кг) содержание осмистого иридия составило 15 мг/м³, а в россыпи Гарь I и ручья Завершающий – до 10% от веса золота. Золото в россыпях крупное, высокопробное (960–990), в ассоциации с хромитом, магнетитом, ильменитом. Из минералов платиноидов наиболее распространены иридоосмины и осмириды, реже встречаются сперрилит и самородная платина.

Пространственно (и генетически) МПГ Гарьской площади связаны с протерозойскими зеленокаменно измененными породами основного состава, прорванными массивами ультрабазитов (серпентинитов, гарцбургитов, перидотитов) с вкрапленностью хромитов. При поисках платинового оруденения масштаба 1:25 000 (А.В. Ложников, 1990 г.) в некоторых спектропробах установлены платина и палладий (0,001–0,03 г/т), образующие ореолы рассеяния в ассоциации с Au, Ag, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, Cu, Mo. В нескольких пробах содержание платины было высоким (до 99,5 г/т), но эти данные не проверены.

Возраст платинометалльной минерализации, оцененный Re-Os методом [10], равен 620 ± 30 млн лет (венд).

Дамбукинской платиноносной площади отвечает блок архейских кристаллосланцев и гнейсов, насыщенных мелкими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава. Здесь давно известны находки минералов ЭПГ в россыпях золота. Широко распространены сперрилит, самородная платина и иридоосмины. Платиновая минерализация отмечена в проявлениях сульфидных Cu-Ni руд [10]. Ее возраст оценивается Re-Os методом в 1015–1060 млн лет (рифей).

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ОРОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ФАНЕРОЗОЯ

Этот тип оруденения изучен чрезвычайно слабо. Некоторые данные имеются для Джагдинской зоны: золотоносные районы Верхнеселемджинский, Кербинский, Ниманский; для Южного Верхоянья – Аллах-Юньский район; Нижнего Амура – Пильда-Лимурийский район и Малого Хингана (рис. 1, 2).

В Верхнеселемджинском золотоносном районе (Селемджино-Кербинская зона), по данным Г.С. Мирзеханова, на платиноиды оценивались прожилково-вкрапленные малосульфидные (пирит, арсенопирит) руды Маломирского золоторудного месторождения. Рудоносная зона приурочена к крупному разлому (диагональному по отношению к складчатости), секущему дислоцированную вулканогенно-терригенную палеозойскую толщу. Проанализировано 6 проб, содержание в них платиноидов (г/т): 8,4; 8,3; 5,0; 2,6; 0,5; 0,1.

В Кербинском золотоносном районе зерна платиноидов установлены при контрольном изучении шлихов из россыпей рр.Семи, Керби и кл.Ивановского. В пробах сульфидизированных сланцев, отобранных из отвалов разведочной штольни (месторождение Рождественское), содержание платины составило 0,02–3 г/т. На уч.Камакан в углеродистых сланцах с содержанием сульфидов 1,5–2% содержание платины составило 0,05–0,2 г/т, а на уч.Сивак – 0,3 г/т (кern буровой скважины, метапесчаник с вкрапленностью пирита).

В Ниманском золотоносном районе платиноиды отмечались неоднократно в черных шлихах дражных и гидравлических отработок (Д.С. Костылев, 1992 г.; Г.С. Мирзеханов, 1997 г.). Анализ проб углеродистых альбит-серицитовых сланцев уч.Сергиевского, содержащих крупные вкрапления шестоватого арсенопирита, показал содержание платины (г/т): 4,8; 2,7; 0,5; 0,01. На уч. Бурятском в аналогичных, но более сульфидизированных углеродистых сланцах содержание платины составило (г/т): 3,5; 1,5; 0,8; 0,5; 0,1; 0,05.

В Аллах-Юньском золотоносном районе (рис. 1, 2) в слоистых и вкрапленных сульфидных рудах сульфиды золотоносны (до 14 г/т) и содержат платиноиды до 2–5 г/т [16].

В Хинганском синклинии в Сутарском золотоносном районе платина (0,2–0,5 г/т) обнаружена в углеродистых породах союзненской свиты (протерозой), в т.ч. в мраморизованных известняках с редкой вкрапленностью сульфидов.

В Пильда-Лимурийском золотоносном районе (Нижний Амур, левобережье) на платиноиды обследовано Агние-Афанасьевское кварцево-жильное малосульфидное месторождение, локализованное в толще дислоцированных песчано-глинистых пород раннемелового возраста. Углеродистые вмещающие породы содержат вкрапленность сульфидов (1,5–4%), представленных игольчатым арсенопиритом и кубическим пиритом. Повышенные содержания платины (1,5–7,9 г/т) определены в углеродистых сланцах, обильно пронизанных кварцевыми прожилками. Содержания палладия – 0,05–0,23 г/т, осмия до 0,01 г/т (В.А. Буряк, 1998 г.). Максимальные количества платины определены в околожильных (вмещающих кварцевые жилы) породах. По мнению В.А. Буряка, изученные сульфиды по своему составу, характеру размещения и золотоносности схожи с сульфидами, сопровождающими золото-платиновую минерализацию на месторождениях Сухой Лог, Майское, Нежданское, Бакырчик и др.

Агние-Афанасьевское месторождение (жильные рудные тела) фактически отработано, поэтому практический интерес на платину и золото могут пред-

ставлять лишь околорудные породы, в том числе находящиеся в отвалах.

В Центральном Сихотэ-Алине платиноиды установлены в золотых рудах крупного месторождения Глухого, локализованного в зонах дислокационного метаморфизма, пересекающих складчатые раннемеловые песчано-глинистые толщи. Породы обогащены углеродистым веществом, аргиллизированы с проявлением кварц-серицитового и гидрослюдистого замещения и прорваны дайками диоритовых порфиров (А.Е. Шелехов, 1992 г.).

Руды представляют собой динамометаморфизованные черносланцевые метасоматиты, прожилково-жильные гидротермалиты и брекчии на кварцевом цементе с содержанием золота 2–3 г/т. Сульфиды (преимущественно пирит, арсенопирит, пирротин) составляют 2–15%. Золото тонкодисперсное, свободное и связанное с сульфидами (20–85% – с арсенопиритом, меньше – с пиритом).

На ЭПГ проанализировано несколько проб. Содержание платины составило от 0,16 до 0,39 г/т, рутения – сотые, а прочих платиноидов – тысячные доли г/т.

Заключение. Наиболее серьезные результаты по платиноидам получены в последние два десятилетия на кольцевых базит-гипербазитовых структурах центрального типа: Кондёр, Чад, Феклистовском. Здесь выявлены промышленные россыпи и получены реальные рудные проявления ЭПГ, пока не очень обнадеживающие, но позволяющие рекомендовать продолжить поиски рудных месторождений платиноидов в этих структурах.

На водоразделе рек Одора, Няндомы и Батомга в базит-ультрабазит-анортозитовом массиве АГСМ-съемкой выявлена и заверена маршрутами и горными выработками платиноносная халькопирит-пирротиновая зона значительных параметров. Заслуживают внимания указания о платиноносности базит-ультрабазитов низовьев р. Чогар, а также изучение на платиноиды медно-никелевых руд бассейна р. Кун-Маньё.

Установлена достаточно широкая зараженность платиноидами золотых руд (и околорудных пород) различных генетических типов (не только черносланцевых). При отработке золотоносных россыпей платиноиды уже не выбрасываются в отвал, а экономически эффективно извлекаются.

С целью расширения фронта поисковых работ на платиноиды необходимо:

1. Резко усилить петрологическое и геохимическое изучение базит-гипербазитовых интрузий, в связи с возможной платиноносностью, в пределах зон их сосредоточения (рис. 1).

2. При всех видах геологических работ систематически опробовать золоторудные структуры и руды всех генетических типов, в особенности локализованные в черносланцевых комплексах.

3. Совершенствовать аналитическую базу и методы извлечения платиноидов из руд комплексных месторождений, в первую очередь золоторудных, колчеданных и др.

4. Проводить контрольное опробование на платиноиды старых отвалов отработанных золотоносных россыпей, в особенности в районах развития базит-гипербазитовых интрузий.

5. Опробовать на платиноиды разрезы наложенных и перикратонных прогибов с формациями: медистых песчаников (Тоттинская зона), углеродистых (Малый Хинган, Юдома-Майский прогиб и др.) и сульфидоносных (юг Алданского щита) пород.

Авторы благодарят А.Н. Родионову, А.А. Вржосека, С.В. Денисова, Л.Д. Денисову, Р.П. Головнину, М.В. Мартынюка за помощь в подборке фактических материалов

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г.В. Кондёрский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1997. 76 с.
2. Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива / Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. М.: Наука, 1994. 176 с.
3. Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века / Под ред. В.П. Орлова. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1998. 121 с.
4. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
5. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Чередникова О.Н. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001. 302 с.
6. Квасов А.Н., Приходько В.С., Степашко А.Х. Геохимия платиноидов и элементов группы Fe в дунитах Кондёрского массива // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 108–111.
7. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
8. Маракушев А.А. Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний химических элементов и формационные типы их месторождений // Платина России. М.: АО "Геоинформмарк", 1994. С. 206–227.
9. Моисеенко В.Г., Мельников А.В., Степанов В.А., Гвоздев В.И. О первой находке массивных сульфидных Ni-Cu-Pd руд в Верхнем Приамурье // Докл. АН. 2001. Т. 379, № 4. С. 518–521.
10. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Костоянов А.И. Возраст платиновой минерализации Гаринского узла Верхнего Приамурья // Докл. АН. 2001. Т. 376, № 6.

- С. 794–797.
11. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
 12. Некрасов И.Я. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
 13. Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Залищак Б.Л. и др. Хромшпинелиды Кондёрского массива //Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 8. С.76–90.
 14. Онихимовский В.В., Беломестных Ю.С. Полезные ископаемые Хабаровского края (перспективные для освоения месторождения и проявления). Хабаровск, 1996. 495 с.
 15. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондёрского ультрамафического массива //Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С.80–88.
 16. Основные проблемы изучения и добычи минерального сырья дальневосточного экономического района. Минерально-сырьевой комплекс ДВЭР на рубеже веков / Бакулин Ю.И., Буряк В.А. и др. Хабаровск, 1999. 214 с.
 17. Остапчук В.И. О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 113–119.
 18. Приходько В.С., Степашко А.А., Землянухин В.Н. Структура дунитового ядра Кондёрского массива, как основа локального прогноза коренной платины // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 93–102.
 19. Разин Л.В. Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1978. Т. 3. С. 94–116.
 20. Середин В.В., Поваренных М.Ю. Первая находка минералов платины в углях // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С.801–803.
 21. Степанов В.А. Минерагения платины Верхнего Приамурья // Платина геологических формаций Сибири. Красноярск, 2001. С. 92–94.
 22. Сушкин Л.Б. Геология Сологу-Чайдахского рудного поля (Амурская область) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 56–65.
 23. Шевкаленко В.Л. Принципы металлогенического районирования на металлы платиновой группы. Хабаровск, 1997. 44 с.
 24. Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России // Платина России. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999. Т. III, в 2 кн. С. 66–75.
 25. Щека С.А., Вржосек А.А., Пиманн Б., Гоеманн К. Минералы палладия в россыпи р.Фадеевка (Юго-Западное Приморье) //Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем: Тез. докл. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 96–98.
 26. Ялынычев Е.В., Мирзеханов Г.С. Магматизм кольцевых структур юго-восточной части Сибирской платформы (на примере Учуро-Майского междуречья) // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 84–87.

Поступила в редакцию 2 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

L.V. Eirish, V.A. Stepanov

The platinum content of the Far East: zoning, objective regulations, and problems

A review of platinoid ore and placer occurrences in the Russian Far East was done. Zones and areas of potentially platinum-bearing intrusions and regions of possible "black schist" ore mineralization are specified and briefly characterized. Platinoid occurrences are noted in connection with gold ores in brown coals, etc. Commercial platinoid placers, including large ones (Kondyor), are associated with basite-ultrabasite intrusions.

Ore deposits of platinoids in the Far East have not yet been detected. To raise the prospective effectiveness, it is recommended that the petrological and geochemical study of rock complexes potentially promising for platinoids be stepped up, and the analytical base and the methods of platinoid extraction from ores of complex deposits be improved.

ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОНЫ КОЛЛИЗИИ ТАЙВАНЯ

Г.З. Гильманова, Л.А. Маслов**, Р.Г. Кулинич*, О.С. Комова***

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

*** Вычислительный Центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

На основе результатов геофизических исследований выполнено гравитационное моделирование и рассчитано геодинамическое состояние земной коры вдоль широтного профиля (~21.5° с.ш.), протягивающегося от Западно-Филиппинской котловины до Южно-Китайского моря и пересекающего хребты Гагуа, Северо-Лусонский и Хенчун, а также Северо-Лусонский трог и северное окончание Манильского желоба. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что многие особенности современной геодинамики в столь активном районе определяются его собственными плотностными неоднородностями. Геодинамические расчеты согласуются с тектоническими и геофизическими характеристиками основных морфоструктур района. В частности, подтверждается сделанный ранее вывод о том, что хребет Гагуа сформировался в результате тектонического сжатия земной коры, восточный склон Северо-Лусонского хребта находится в состоянии активного сжатия. Наблюдаемые здесь направления векторов скорости смещения масс свидетельствуют о процессе изостатической компенсации данной морфоструктуры. В соответствии с расчетами, зона сочленения Северо-Лусонского хребта с Северо-Лусонским трогом – область значительных сдвиговых деформаций, что соответствует одной из основных тектонических границ региона. Геодинамика региона, в основных чертах, определяется процессом релаксации мантийного выступа Западно-Филиппинской котловины, выравниванием плотностных границ в поле силы тяжести. Сопоставление результатов совместного анализа высот геоида и батиметрии с результатами механических расчетов показывает, что аналогичная закономерность прослеживается в поле векторов вязкого движения масс.

Ключевые слова: гравитационное моделирование, геодинамика, земная кора, Тайвань, Филиппинское море.

ВВЕДЕНИЕ

Бассейн Филиппинского моря и обрамляющие его со всех сторон островные дуги – один из интереснейших регионов для изучения эволюции земной коры окраинных морей, процессов формирования и разрушения коры континентального и океанического типов. Среди морей западной окраины Тихого океана Филиппинское занимает особое место – по площади море представляет собой наиболее крупный краевой бассейн, а по глубине сопоставимо с котловинами океанического ложа. Море окаймлено активными островными дугами и глубоководными желобами по всему периметру. На северо-западе Филиппинский регион примыкает к области древней коры Азиатского континента. Район островов Тайвань и Лусон рассматривается как область взаимодействия Евразийской и Филиппинской плит. Согласно плитотектоническим представлениям, плита Филиппинского моря погружается под Азиатский континент вдоль желоба Рюкю, а океаническая кора глубоководной котловины Южно-Китайского моря погружается под плиту Филиппинского моря вдоль Манильского желоба [22, 24, 26]. Остров Тайвань сформировался в результате указанных процессов

примерно 4 млн лет назад в раннем плиоцене. Его западная часть возникла как результат сжатия, утолщения и воздымания осадков континентального шельфа под воздействием субдукции литосферы Южно-Китайского моря, а горная цепь в пределах восточной прибрежной зоны острова сформировалась за счет столкновения Лусонского сектора вулканической дуги с окраиной континента (рис. 1) [10, 12, 29].

Молодой орогенный пояс Тайваня включает интенсивно смятый и разбитый на блоки фундамент мезозойского возраста, перекрытый осадочными породами третичного возраста. Эти формации залегают в виде длинных узких поясов север-северо-восточного простирания. Разломом Меридиональной Долины горные хребты Тайваня делятся на две геологические провинции. Указанный разлом рассматривается в качестве тектонического шва между плитой Филиппинского моря и континентальной окраиной Азии. Прибрежный хребет, восточнее разлома, сложен преимущественно вулканогенными породами надвинутой островной дуги Лусона. Область, расположенная западнее разлома, сложена метаморфическими и осадочными породами деформированной континентальной окраины [3, 9, 14].

Согласно плитотектоническим представлениям, Северо-Лусонский хребет – северная часть Филиппинской островной дуги – в настоящее время испытывает деформации, обусловленные относительным движением Азиатской и Филиппинской плит. Эти деформации реализуются через сложную систему сдвигов и надвигов [13].

К северо-востоку от Тайваня зона субдукции плиты Филиппинского моря под островную дугу Рюкю фиксируется субширотной зоной повышенной сейсмичности, протягивающейся примерно вдоль 24° с.ш. [25]. Трог Рюкю, морфологически хорошо выраженный в своей северо-восточной части, при приближении к Тайваню становится существенно шире и мельче, а западнее меридиана 123° в.д. его отчетливые батиметрические контуры практически исчезают. К. Бовин и др. [4] на основе гравиметрических данных полагали, что указанный желоб имеет свое продолжение западнее 123° в.д. и достигает острова Тайвань. Такой же точки зрения придерживался Р. Хаген с соавторами, основываясь на результатах сейсмических исследований [7]. Противоположную точку зрения имел Ф. У [28]. В зоне меридиана 123° в.д. он предполагал существование меридионального трансформного правостороннего разлома типа "желоб-желоб", который деформировал и сместил желоб Рюкю вдоль указанной зоны. Тектоническую значимость меридиана 123° в.д. усиливает существование в его зоне подводного хребта Гагуа, который располагается в пределах Западно-Филиппинской котловины и вплотную подходит к желобу Рюкю с

юга [6]. К. Бовин с соавторами [4] рассматривали указанный хребет в качестве морфологического выражения бывшего центра спрединга, в результате которого была образована расположенная западнее котловина Гагуа. С. Л. Мрозовский и др. [18] предположили, что хребет Гагуа является тектонически взброшенной пластиной океанической коры подобно тем хребтам, которые ограничивают некоторые крупные зоны разломов.

В период 1989–1994 гг. в притайваньском районе Филиппинского, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей ТОИ ДВО РАН выполнил ряд геофизических исследований, которые включали НСП, гравиметрию и магнитометрию. Исследования выполнялись на научно-исследовательском судне "Академик Несмеянов" (1989 г.) (профиль АБ рис. 1) и НИС "Профессор Гагаринский" (1993–1994 гг.). В последнем случае работы выполнялись совместно с учеными Национального Океанологического Университета Тайваня (г. Килун). Расположение района исследований показано на рис. 1. Результаты исследований, включившие интерпретацию сейсмических и гравиметрических данных, частично опубликованы в [11]. Основные выводы этой работы сводятся к следующему: меридиан 123° в.д. является границей, западнее которой желоб Рюкю теряет свои морфоструктурные признаки и не достигает о-ва Тайвань в своем первоначальном виде; хребет Гагуа является результатом тектонического скупивания океанической коры и ограничивает с востока зону активных коровых деформаций, вызванных коллизией в райо-

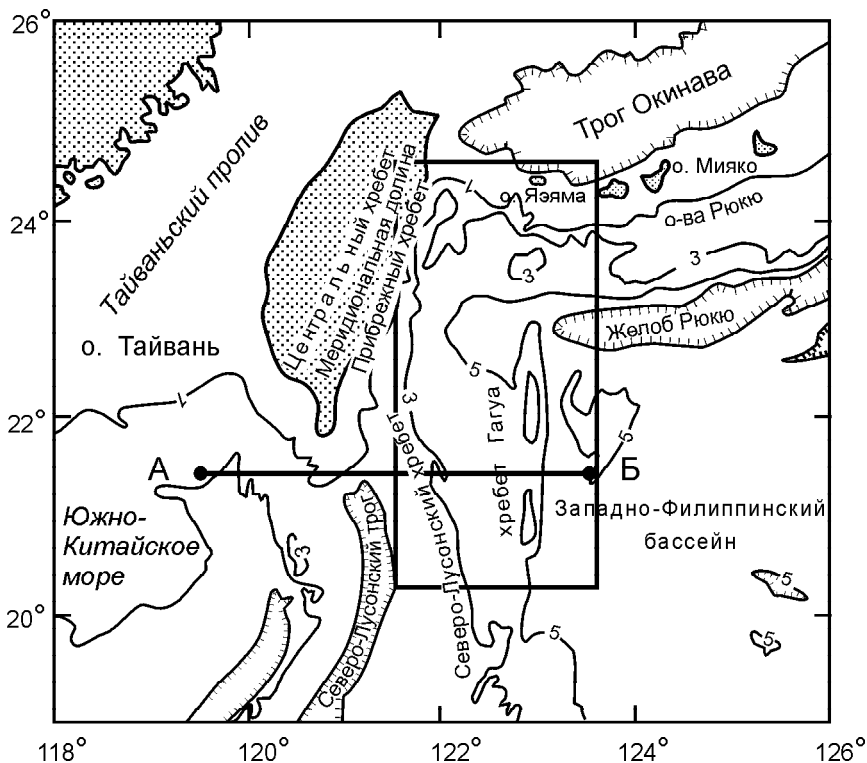


Рис. 1. Батиметрическая схема района о. Тайвань – о-ва Рюкю. Прямоугольником выделена область исследования экспедиций НИС "Проф. Гагаринский".

не Тайваня; Северо-Лусонский хребет является изостатически нескомпенсированной структурой и поддерживается в своем современном виде боковыми силами сжатия в условиях конвергентной геодинамики.

Таким образом, выполненные исследования показывают, что район сочленений острова Тайвань с островодужной системой Рюкю, хребта Гагуа с этой же системой является одним из важнейших в пределах Тихого океана для исследования геодинамических и тектонических процессов в зоне взаимодействия "океан-континент". Дальнейшее продвижение в познании причин и условий формирования этого уникального района требует детального изучения внутренней структуры и динамического состояния его литосферы.

В настоящей статье излагаются результаты исследований, выполненных вдоль широтного профиля (АБ, рис. 1), отработанного ранее вдоль $\sim 21.5^\circ$ с.ш. [11]. Указанные исследования включили в себя плотностное моделирование и расчет напряжений в земной коре (рис.2). Ранее данный комплекс методов применялся для исследования строения и динамического состояния земной коры в Японском море и описан в статье Р.Г. Кулинича и др [2].

Исходная плотностная модель строилась с использованием сейсмических и батиметрических данных. Оценка плотностей производилась по сейсмическим данным [7,15]. Для трансформации скоростных характеристик в плотностные использованы известные статистические зависимости по Дж. Нейфу и К. Дрейку [19]. Расчеты выполнялись в интерактивном режиме по программе, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН. По причине недостатка данных о плотностных вариациях в мантии исследуемого района, плотность мантии была принята постоянной и равной $3,35 \text{ г/см}^3$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 2 представлена плотностная модель земной коры по широтному профилю, проходящему вдоль 21.5° с.ш. от Западно-Филиппинской котловины до восточной окраины Южно-Китайского моря. Профиль пересекает все основные морфоструктуры района: подводный хребет Гагуа, котловину Гагуа, Северо-Лусонский и Хенчун хребты, а также Северо-Лусонский трог и северную оконечность Манильского жолоба.

Гравитационное поле вдоль профиля, представленное аномалиями в свободном воздухе, имеет сложное строение, все перечисленные морфоструктуры имеют свое отчетливое отражение в гравитационных аномалиях. Согласно расчетам, мощность коры вдоль профиля меняется в значительных пределах. Минимальная глубина залегания Мохо (около 9 км

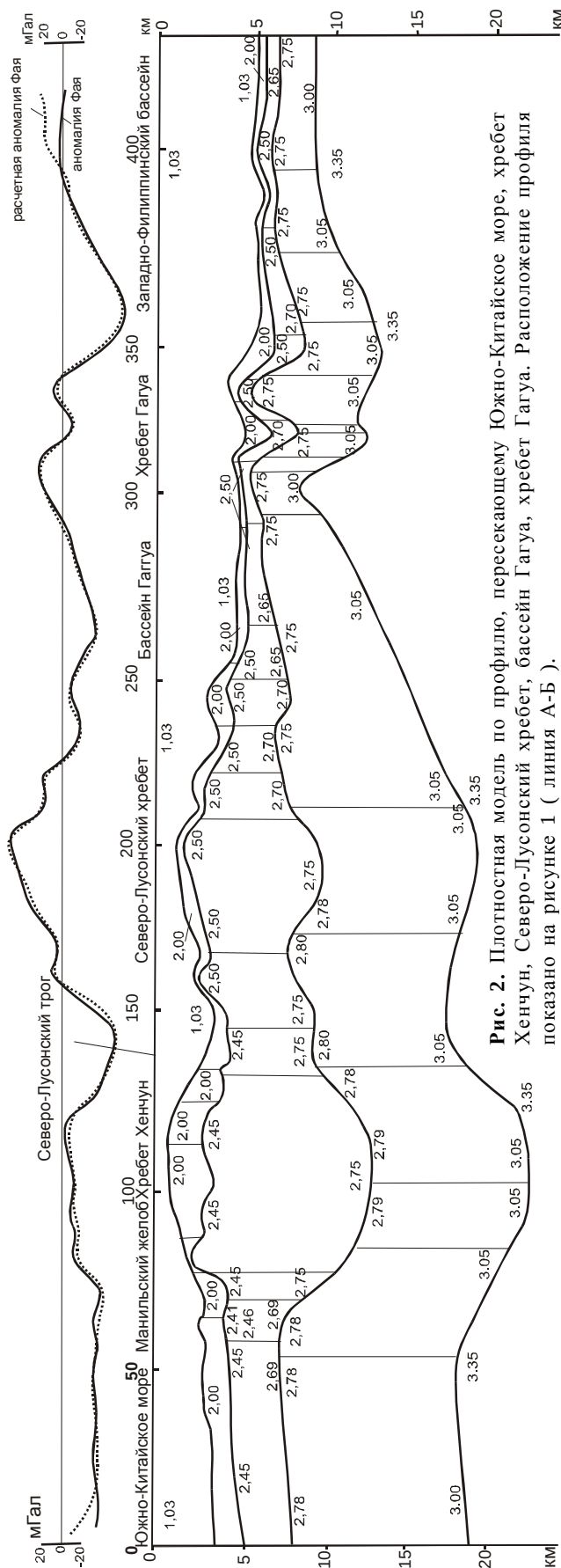


Рис. 2. Плотностная модель по профилю, пересекающему Южно-Китайское море, хребет Хенчун, Северо-Лусонский хребет, бассейн Гагуа, хребет Гагуа. Расположение профиля показано на рисунке 1 (линия А-В).

от уровня моря) приурочена к Западно-Филиппинской котловине, максимальная – к хребту Хенчун (около 23 км). Под Северо-Лусонским хребтом она составляет около 19 км, а под хребтом Гагуа – 12–13 км.

Из всех, перечисленных выше морфоструктур обращают на себя внимание две: хребты Гагуа и Северо-Лусонский. Первый из них отличается аномально тонкой и сложно устроенной корой. Мощность консолидированной коры под этой морфоструктурой составляет около 10 км, что сопоставимо с мощностью коры под северо-западной частью Тихого океана [3]. С другой стороны, указанная величина существенно отличает хребет Гагуа от других асейсмических океанических хребтов, где мощность коры значительно превышает указанную. Внутренняя структура коры хребта также необычна: входящие в ее состав слои конформно деформированы в виде двух асимметричных, падающих на запад складок. Это сопровождается узким подъемом границы Мохо под западным склоном хребта до глубин 7–8 км от уровня моря. В вещественном составе коры хребта Гагуа преобладают мафиты, основную часть ее объема составляет третий океанический слой (2.75–3.05 г/см³). Перечисленные структурно-вещественные особенности хребта послужили основой для заключения о том, что эта структура сформирована поднятием мафических и ультрамафических масс низов коры и верхней мантии в результате тектонического сжатия [11]. Этот вывод хорошо согласуется с ранее высказанной точкой зрения К. Мрозовского и др. на природу рассматриваемого хребта [18].

Существенно отличное глубинное строение имеет Северо-Лусонский хребет. При нормальной для таких структур мощности земной коры (≈ 19 км) этот хребет вызывает значительные по амплитуде возмущения в гравитационном поле (около 120 мГал). Согласно результатам исследований островов Лютао и Лансю, которые являются двумя надводными вершинами рассматриваемого подводного хребта, эта структура сложена, главным образом, вулканогенными породами, представленными потоками андезитовых лав, агломератами, туфами раннемиоценового – плейстоценового возраста [7]. Очевидно, что эти петрологические комплексы не могут быть источником указанных высоких гравитационных аномалий в силу недостаточной плотности. В нашей модели вся верхняя половина коры также сложена комплексами с низкой плотностью (2.5–2.75 г/см³). Отсюда был сделан вывод об изостатической нескомпенсированности указанного хребта. Действительно, его ширина составляет 50 км. Как известно, положительные структуры подобных размеров могут не компенсироваться деформациями подстилающей их литосферы [27]. Дополнительным фактором в пользу отсутствия полной компенсации хребта можно рассматривать латераль-

ное сжимающее воздействие в этом районе. Этот вывод был поддержан сейсмическими данными, в соответствии с которыми западная окраина котловины Гагуа и восточный склон Северо-Лусонского хребта в настоящее время находятся в режиме сжатия [11].

Для проверки и уточнения изложенных выводов нами были выполнены расчеты напряжений и деформаций с использованием плотностных неоднородностей описанной модели земной коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для расчетов напряжений и деформаций применялась методика, описанная в работах [1, 17], в основу которой положено применение аналитических решений задач теории упругости и гидродинамики. Кратко поясним эту методику. Распределение напряжений и деформаций разыскивается в полупространстве, занятом линейно-вязкой несжимаемой жидкостью. Вязкость среды считается постоянной. Плотностные неоднородности $\delta\rho(x, y, z)$ среды существуют в ограниченном объеме полупространства. Вне этого объема плотностные неоднородности равны нулю. Мгновенное поле скоростей несжимаемой ньютоновой жидкости при малых числах Рейнольдса и постоянной вязкости описывается уравнением Навье-Стокса и условием несжимаемости:

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

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

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

$$\sigma_z = \rho_t g h, \quad (3)$$

$$\tau_z = 0 \quad (4)$$

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

Для нахождения решения задачи (1–4) мы воспользовались решениями (соответствующими функциями Грина) теории упругости. Положив коэффициент Пуассона, равным 0.5, и изменив в этих решениях модуль сдвига на коэффициент вязкости, получили решение соответствующей гидродинамической задачи для несжимаемой вязкой жидкости. Напряжения и скорости деформаций для произвольного распределения плотности $\delta\rho(x, y, z)$ находились в виде интегралов свертки, которые определялись численно.

При настоящем подходе рассчитываются напряжения, которые создаются процессами релаксации существующих плотностных неоднородностей. Сами неоднородности могут быть созданы множеством различных процессов как механического (благодаря переносу вещества и воздействию на границах), так и немеханического (химические и термодинамические превращения) характера. Взаимоотношение тех и других процессов в недрах Земли, вообще говоря, неясно. Недостаточно ясны также граничные условия для выделяемой области исследований и ее реология. Поэтому наиболее оправданной является такая постановка задачи, при которой максимально используются имеющиеся реальные данные о строении среды и в меньшей степени участвуют представления, носящие спекулятивный характер. Наилучшим критерием правильности данного подхода могут быть результаты анализа получаемого решения и его сопоставления с доступными наблюдениям реальными данными.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАССЧИТАННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЙ

На рисунках 3 а, б представлено векторное поле скоростей смещений среды и поля девиаторных напряжений – нормальных и касательных. Рассмотрим последовательно разрез с востока на запад.

В районе хребта Гагуа структуры поля смещений в приповерхностной и глубинной частях различны. В коровых слоях, до глубин 20–40 км, особенно вдоль восточного склона хребта, где мощность коры максимальная, векторы скорости направлены вверх. При этом у поверхности векторы "веерообразно" расходятся, значения скоростей максимальные. В средних слоях коры и далее по всем расчетным глубинам векторы смещений имеют горизонтальные составляющие с обеих сторон хребта, направленные к его оси. Таким образом, здесь выделяется зона горизонтального сжатия и, соответственно, вертикального растяжения. Наибольшие значения сжатия наблюдаются в основании границы Мохо, на глубине 10–15 км. Далее, на глубине 30–40 км происходит смена движения вещества вверх нисходящим движением. В целом, хребет Гагуа представляется структурой сжа-

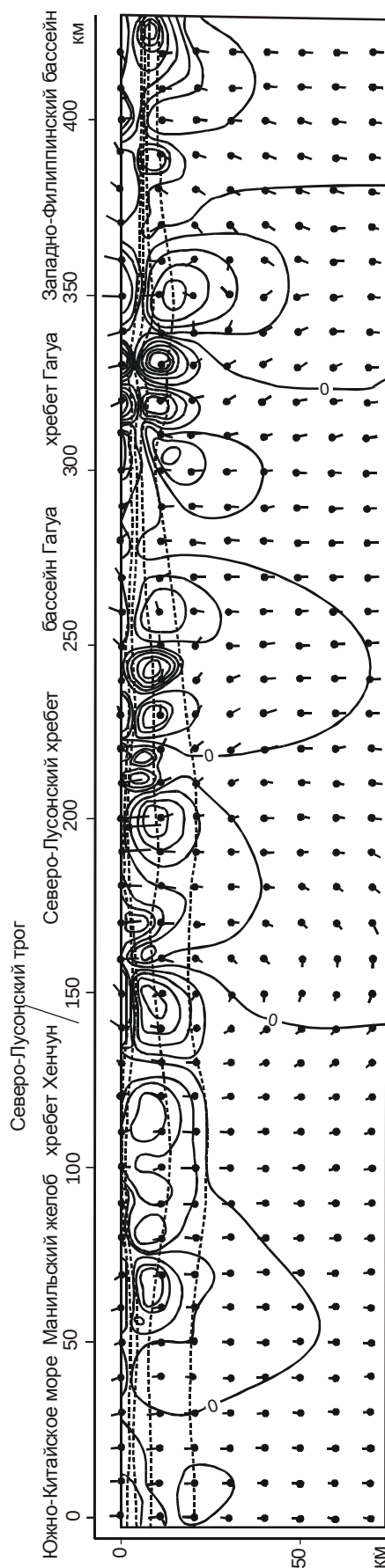


Рис. 3а. Векторное поле скоростей горизонтальных деформаций, рассчитанное по плотностной модели по профилю А-Б.

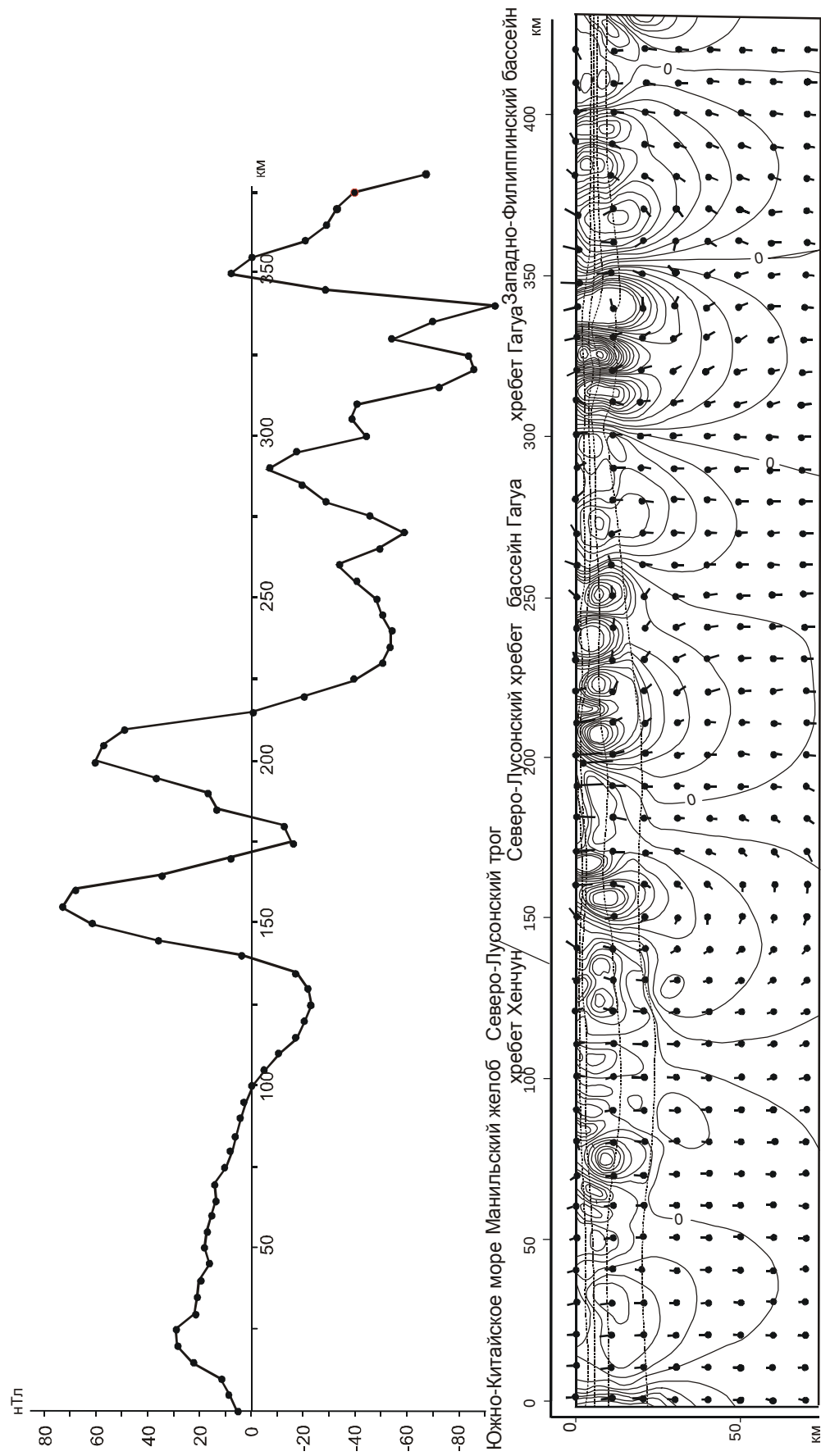


Рис. 36. Векторное поле скоростей касательных деформаций, рассчитанное по плотностной модели по профилю А-Б. Магнитное поле вдоль профиля.

тия. Далее, согласно плотностной модели, у западного склона хребта Гагуа наблюдается значительный подъем границы Мохо. Расчеты показали, что здесь на глубине движение вещества нисходящее (рис. 4а), связанное с релаксацией упомянутого мантийного выступа.

Восточный склон Северо-Луссонского хребта – бассейн Гагуа. Здесь в верхних слоях коры наблюдается встречное движение вещества со стороны восточного склона Северо-Луссонского хребта и западного склона хребта Гагуа. Это хорошо согласуется с результатами ранее выполненных сейсмических исследований. Здесь в осадочном слое выявлены сдвиги со смещением по простиранию. Подобные деформации свидетельствуют о том, что западный склон Северо-Луссонского хребта в настоящее время испытывает активное сжатие [11].

Над осевой частью Северо-Луссонского хребта на всех глубинах вектор скорости направлен вниз, что соответствует нисходящему движению вещества. Как уже отмечалось ранее, по результатам плотностного моделирования есть основания полагать, что Северо-Луссонский хребет является структурой некомпенсированной. Согласно принципу релаксации плотностных неоднородностей Северо-Луссонский хребет испытывает естественное стремление занять положение потенциального минимума, то есть скомпенсироваться. При этом, как видно на рисунке, скорость смещения, максимальная у поверхности, резко убывает с глубиной. Следовательно, в данной части разреза на глубинах 20–30 км наблюдается состояние вертикального сжатия.

Характерной особенностью плотностной модели рассматриваемого участка является увеличение мощности коры с востока на запад и, соответственно, погружение границы Мохо – границы между веществом коры и более тяжелой мантией. Хребет Гагуа, являясь зоной скупивания тонкой океанической коры, испытывает двустороннее сжатие. Тяжелые мантийные массы стремятся здесь опуститься и "растечься".

В пределах Северо-Луссонского трога, вдоль его оси, на всех глубинах происходит смена нисходящего движения вещества восходящим. При этом, в верхних слоях коры горизонтальная составляющая вектора скорости направлена в сторону Северо-Луссонского хребта. Таким образом, область перехода от хребта к трогу находится в состоянии сжатия и в условиях, благоприятных для надвиговых деформаций. Согласно геологическим исследованиям, здесь проходит одна из основных тектонических границ региона – граница между аккреционной призмой и вулканической островной дугой (рис. 4) [5]. Далее на север она переходит в систему разломов Меридиональной Долины на Тайване золе коллизии дуга – континент.

Хребет Хенчун характеризуется самой большой мощностью земной коры в пределах профиля. Согласно плотностному разрезу хребет сложен породами относительно невысокой плотности, рассматривается [7, 8] как аккреционная призма при Манильском желобе (рис. 4). Хребет Хенчун, Манильский желоб и Южно-Китайское море на геодинамическом профиле характеризуются восходящими движениями, причем наиболее интенсивными в море.

В целом по разрезу, при общем погружении границы Мохо с востока на запад наблюдаемые локальные подъемы границы у западного склона хребта Гагуа и в Северо-Луссонском троге соответствуют активным тектоническим границам. Вещество мантии, как более тяжелое, стремится опуститься, что на геодинамическом разрезе выражается в его "перетекании".

Наибольшие касательные напряжения (по абсолютной величине) сосредоточены в районах западного и восточного склонов Северо-Луссонского хребта, а также в районе хребта Гагуа. Именно эти области удобны для формирования глубинных разломов и ослабленных зон. Частичный сброс давления, в результате действия касательных напряжений и разрыхления материала, вызывает выплавку легких компонент и подъем их к поверхности, внедрение в коровые горизонты и застывание. С остыванием, ниже границы Кюри, в породах происходит фиксация магнитного поля, что выражается в соответствующих магнитных аномалиях. Сопоставление маг-



Рис. 4. Схема коллизии дуга – континент на участке хребет Хенчун – Северо-Луссонский хребет (составлена по [8]).

нитных аномалий вдоль профиля [16] и поля касательных напряжений показывает четкую корреляцию градиентов поля напряжений и областей максимальных значений магнитных аномалий (рис. 3б).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ ГЕОИДА

В работе Дж.Окендона и Д.Таркотта [20] с помощью разложения по степеням малого параметра, представленного как отношение вертикального и горизонтального масштабов возмущений мощности слоя, получено асимптотическое выражение для высот геоида, вызванных слоем переменной мощности и плотности. В случае, если аномалии геоида вызваны слоем, находящимся в состоянии изостатического равновесия

$$N(x) = -\frac{2\pi\gamma}{g_0} \int_0^f z \Delta\rho(x, z) dz \quad (5)$$

Здесь x, z – горизонтальная и вертикальная координаты, соответственно; $f(x)$ – мощность слоя; $N(x)$ – высота геоида; $\Delta\rho(x, z)$ – аномалии плотности; γ – гравитационная постоянная, g_0 – нормальное ускорение силы тяжести.

Если принять какую-либо модель изостатической компенсации, в которой аномалии плотности и мощность слоя связаны определённым образом, то из (5) получим соответствующее выражение, связывающее высоты геоида и параметры слоя.

Так, в случае изостазии по Пратту, плотность ρ_p участка слоя, имеющего глубину w , связана со стандартной плотностью ρ_0 ($w = 0$) и глубиной W компенсации слоя соотношением

$$\rho_p = (\rho_0 W + \rho_w w) / (W + w)$$

Подставляя это соотношение в (5), получаем

$$N(x) = -\frac{\pi\gamma}{g_0} (\rho_0 - \rho_w) W w(x) \quad (6)$$

Здесь видно, что в случае изостазии существует линейная связь между высотой геоида $N(x)$ и батиметрией w . Для слоя Эри может быть получено выражение, аналогичное (6), но дополнительно к линейному содержащее квадратичный член, которым, по сравнению с линейным, в первом приближении можно пренебречь. Средняя мощность слоя Эри H и глубина компенсации слоя Пратта связаны как $W = 2H$.

Изучение изостазии на реальных структурах проводится путём проверки установленных соотношений.

На рис. 5 показано сопоставление высот геоида [21] и батиметрии для рассматриваемого профиля.

Здесь видно, что распределение точек подчиняется определённой закономерности. Прежде всего, отметим, что выделяются два основных участка: АВ

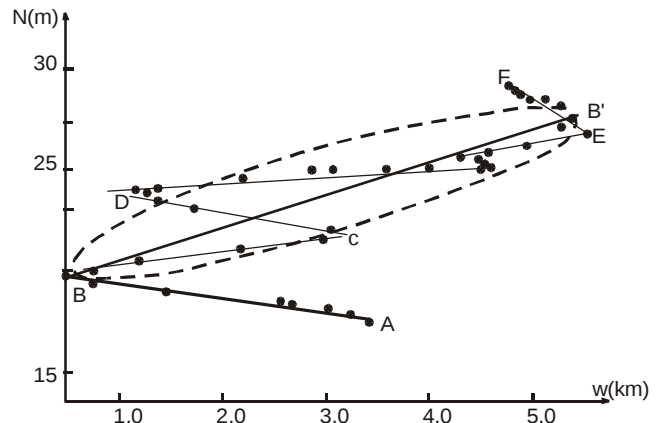


Рис. 5. Сопоставление высот геоида и батиметрии.

Точками показаны значения высот геоида N и батиметрии w снятые вдоль исследуемого профиля.

и ВВ'. Географически участок АВ соответствует участку профиля "Южно-Китайское море – восточный склон хребта Хенчун", ВВ' – остальной части профиля. На участке АВ наблюдаемые значения высот геоида N и батиметрии w достаточно хорошо подчиняются линейной зависимости с отрицательным угловым коэффициентом, что соответствует изостатическому (или близкому к таковому) состоянию этого участка профиля.

Согласно оценке углового коэффициента

$-\frac{\pi\gamma}{g_0} (\rho_0 - \rho_w) W$ в выражении (6), принимая, что $\rho_w = 1,03$ г/см³; $\gamma = 6,67 \times 10^{-8}$; $g_0 = 9,8$ м/с², для этого участка находим глубину компенсации по Пратту: $W \approx 14$ км, соответственно нормальная мощность слоя Эри H составляет 7,5 км. Повышенные значения W и H указывают на излишнюю компенсацию коры, что естественным образом выражается в восходящих движениях этого участка разреза (рис. 3).

Часть профиля от восточного склона хребта Хенчун до Западно-Филиппинской котловины, показанная трендом ВВ', в целом обнаруживает анти-изостатическое поведение, возможно связанное с релаксацией мантийного выступа. Это выражается в возрастании значений N с увеличением батиметрии (зависимость (6) нарушается), хотя составляющие участки DC и FE и указывают на изостатическое состояние коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены тектоническое строение, глубинные характеристики (сейсмичность, плотностная модель), внешние поля (гравитационное и магнитное) вдоль профиля по широте $\sim 21.5^\circ$, пересекающего Манильский желоб, хребет Хенчун, Северо-Лусонский хребет, хребет Гагуа и выходящего в Западно-Филиппинский бассейн. Проведен расчет глубинных

полей напряжений и дана совместная интерпретация полей напряжений и комплекса указанных выше геолого-геофизических данных.

Тектонические и геофизические характеристики хребта Гагуа позволяют рассматривать его как результат тектонического скупивания океанической коры, что подтверждается и геодинамическими расчетами.

В пределах восточного склона Северо-Лусонского хребта результаты геодинамических расчетов хорошо согласуются с результатами сейсмических исследований, выявляя в данной области процесс активного сжатия.

Наблюдаемое в пределах Северо-Лусонского хребта нисходящее движение говорит о том, что здесь происходит процесс компенсации данной структуры.

Выявленная нами на сочленении Северо-Лусонского трога и Северо-Лусонского хребта область смены нисходящего движения вещества восходящим соответствует одной из основных тектонических границ региона.

В целом, по результатам выполненных расчетов, можно сделать вывод, что геодинамика исследованного района определяется процессом релаксации мантийного выступа Западно-Филиппинской котловины, выравниванием плотностной границы Мохо в поле силы тяжести земли. Перетекание избыточных мантийных масс в пределах Западно-Филиппинской котловины в восточной части обуславливает восходящие движения в литосфере в западной части региона.

Сопоставление результатов совместного анализа высот геоида и батиметрии с результатами механических расчетов (рис. 4а,б) показывает, что аналогичная закономерность прослеживается в поле векторов вязкого движения среды. Из рис.5 видно, что участок АВ характеризуется восходящими движениями мантийного и корового вещества, в то время как для участка ВВ' характерны нисходящие движения вещества, вероятно связанные с релаксацией мантийного выступа.

В работе [23] применялось конечно-элементное геодинамическое моделирование для этого же района. Авторами была построена достаточно сложная исходная реологическая модель, согласно которой в зоне субдукции перекрывающая плита имеет упругопластическую реологию, а деформации плиты обусловлены нормальным и касательным напряжениями, приложенными по межплитовой поверхности. В качестве естественного аналога такой модели рассмотрена зона коллизии "дуга-континент" в районе о.Тайвань, а именно: зона субдукции Азиатской плиты под Филиппинскую, несущую вулканическую дугу Лусон. Характер деформаций в перекрывающей плите изучался путем варьирования соотношения

прочности и мощности взаимодействующих плит. Согласно расчетам указанных авторов, определяющим фактором вида разрывного нарушения при таком взаимодействии плит является высокий градиент мощности (разница в мощностях взаимодействующих плит). По сути, авторы в данной физической модели вынуждены ввести разрывное нарушение и поддвиг преддугового блока под дугу Лусон, позволяющие добиться соответствия гравитационных и топографических данных.

Сопоставление подходов двух работ к моделированию геодинамических процессов в тектонически активных районах (цитируемой работы и настоящей) показывает, что в одном случае искусственно построена достаточно сложная система с множеством параметров, варьированием которых удается достичь видимого согласия результатов моделирования с известными фактами. Во втором случае изначально выбрана простейшая тектонофизическая модель, содержащая минимум варьируемых параметров. Главной особенностью этой модели является то, что она объясняет, при ее максимальной простоте, наиболее важные особенности строения и активности рассматриваемого региона.

Совместная интерпретация результатов расчетов, тектонических структур и геофизических полей показала, что не потребовалось искусственного подбора свойств исходной модели и среды, при том что удалось связать воедино достаточно большой комплекс разнородных, не зависящих друг от друга геолого-геофизических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Комова О.С., Маслов Л. А., Туезов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 110–115.
2. Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З., Комова О.С. Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 108–114.
3. Big, C. Collision. Taiwan-style // Met. Geol. Soc. China. 1981. 4, 91–102.
4. Bowin C., Lu R. S., Lee C.S., Shouten H. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region // American Journal of Science. 1978. 272, 389–442.
5. Byrne T. Pre-collision kinematics and a possible modern analog for the Lichi and Kenting melanges, Taiwan // J. Geol. Soc. China. 1998. 41. P. 535–550.
6. Cheng S. N., Lee C. T., Yen Y. T. Seismotectonics of the Ryukyu arc. In: Wang J. H. ed. // Proceeding of the Fourth Taiwan Symposium on Geophysics. 1992. P. 507–16. Taiwan.
7. Huang C. Y., Shyu C.T., Lin S.B., LeeT.Q., Sheu D. D. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the Coastal Range // Marine Geology. 1992.

107. P. 183–212.
8. Huang C. Y., Peter B. Yuang, Ching-Weei Lin, Tan K. Wang, Chung-Pai Chang. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica // *Tectonophysics*. 2000. 325. P. 1–21.
9. Juan V.C. Tectonic evolution of Taiwan, *Tectonophysics*. 1975. 26. P. 197–212.
10. Karig D.E. Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands // *Marine Geology*. 1973. 14. P. 153–68.
11. Karp B. Ya., Kulinich R.G., Chuen-Tien Shyu, Chengsung Wang. Some features of the arc-continent collision zone in the Ryukyu subduction system, Taiwan Junction area // *The Island Arc*. 1997. 6. P. 303–315.
12. Letouzey J., Kimura M. Okinawa Trough genesis: Structure and evolution of back-arc basin developed in a continent // *Mat. Pet. Geol.* 1983. 2. P. 111–130.
13. Lewis S. D., Hayes D. E. Plate convergence and deformation, North Luzon Ridge, Philippines // *Tectonophysics*. 1989. 168. P. 221–37.
14. Lin M. T., Tsai Y.B. Seismotectonics in Taiwan-Luzon area // *Bull. Instr. Earth Sciences, Academy Sinica*. 1981. 1. P. 51–82.
15. Loudon K. E. The crustal and lithospheric thickness of the Philippine Sea as compared to the Pacific // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. 50. P. 275–88.
16. MAGNETIC ANOMALY MAP OF EAST ASIA 1:4 000 000 CD-ROM Version by Geological Survey of Japan and Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast ASIA (COOP) Published by Geological Survey of Japan. 1996.
17. Maslov L.A., Komova O.S. Stresses in upper mantle of Asia-Pacific transition zone using its density model // *Geology and Geophysics of the Japan Sea* / Ed. Isezaki N., Bersenev I.I., Tamaki K., Karp B. Ya., Lelikov E.P. P. 399–405. Terra Sci. Publishing Company (Terrapab), 1996.
18. Mrozowsky C. L., Lewis S. D., Hayes D. E. Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin // *Tectonophysics*. 1982. 82. P. 1–24.
19. Nafe J. E. & Drake C. C. Physical properties of marine sediments Hill M. N. Ed. *The Sea*. 1963. V. 3. P. 794–815. Wiley Interscience, New York.
20. Okendon J.R., Turcotte D.L. On the gravitational potential and field anomalies due to thin mass layers // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1977. V. 48. P. 479–492.
21. Richard H. Rapp A. Global atlas of surface heights based on the adjusted seasat altimeter data / The Ohio State University Department of Geodetic Science and Surveying 1982.
22. Seno R., Maruyama S. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea // *Tectonophysics*. 1984. 102. P. 53–84.
23. Tang J.C., Chemenda A.I. Numerical modelling of arc-continent collision: application to Taiwan // *Tectonophysics*. 325. P. 23–42.
24. Taylor B., Hayes D.E. Origin and history of the South China Basin, The Tectonic and Geologic Evolution of South-east Asian Seas and Islands, Part 2 // *Geophys. Monogr. Ser.* 1983. V. 27. Ed. D.E. Hayas. P. 23–56, AGU, Washington, D.C.
25. Tsai Y.B. Plate subduction and the Plio-Pleistocene orogeny in Taiwan // *Petroleum Geology of Taiwan*. 1978. 15. P. 17–38.
26. Tsai Y.B. Seismotectonics of Taiwan // *Tectonophysics*. 1986. 125. P. 17–38.
27. Watts A. B., Bodine J.H., Ribe N. M. Observation of flexure and geological evolution of the Pacific ocean basin // *Nature*. 1980. 283. P. 532–7.
28. Wu F. T. Focal mechanisms and tectonics in the vicinity of Taiwan // *Bulletin of Seismological Society of America*. 1970. 60. P. 2045–56.
29. Wu F. T. Recent tectonics of Taiwan // *Journal of Physics of the Earth*. 1978. 26 (Suppl.). P. S256–99.

Поступила в редакцию 8 июня 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

G.Z. Gilmanova, L.A. Maslov, R.G. Kulinich, O.S. Komova

Geodynamics of the earth's crust in the Taiwan collision zone

Based on the results of recent geophysical research carried out in the Pacific Oceanology Institute, gravity modeling has been done and the geodynamic state of the earth's crust has been predicted along the latitudinal profile (~21.5°N) stretching from the West Philippine basin to the South China Sea and crossing the Gagua, North Luzon and Hengchong Ridges, and also the North Luzon trough and the northern termination of the Manila trench. The results obtained allow the conclusion that many peculiarities of contemporary geodynamics in so active a region are determined by its own density inhomogeneities. Geodynamic calculations accord with tectonic and geophysical characteristics of the main morphostructures in the region. Particularly, the earlier conclusion that the Gagua Ridge formed as a result of tectonic piling-up of the earth's crust and the eastern slope of the North Luzon Ridge is in the state of active compression. The observed directions of the rate vectors of masses displacement there are indicative of the process of isostatic compensation of this morphostructure. According to calculations, the zone of juncture of the North Luzon Ridge and the North Luzon trench is an area of substantial strike-slip deformations, which corresponds to one of the main tectonic boundaries of the region. Generally, the geodynamics of the region is determined by the relaxation of the mantle bulge in the West Philippine basin, and leveling of the density boundaries in the gravity field. Comparison of the results of the joint analysis of the geoid height and bathymetry with mechanical calculation results shows that an analogous objective regularity is traced in the vector field of masses viscous movement.

ПАЛЕОСЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ САХАЛИНА

В.М. Гранник

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

Приведена краткая характеристика структурных элементов раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных тихоокеанских окраин. Уточнено содержание понятий сейсмофокальная зона (зона Беньофа), палеосейсмофокальная зона (палеозона Беньофа, субдукционная сутура, коллизийная сутура). Зоны Беньофа соответствуют субдуцирующей части океанской плиты. Представлены они одной или несколькими зонами концентрации разрывов и сколов сплошности геологической среды, на границах или внутри погружающейся плиты, вызванными механическими перемещениями горнопородных и термофлюидных масс, фазовыми переходами (структурными и вещественными преобразованиями) горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подастеносферной мантией. Палеозоны Беньофа представлены в складчатых поясах субдукционными сутурами, фиксирующими блокировку погружения океанских плит и отмирание действовавших зон Беньофа. Домезозойские палеозоны Беньофа могут также входить в состав зон смятия. Реконструированы Центральная-Сахалинская (зона меланжированных крупноблоковых микститов и офиолитового меланжа шириной 65–70 км, падение 13–56 градусов на запад) и Охотоморская (зона офиолитового меланжа шириной 40–70 км, падение 45 градусов на запад) палеозоны Беньофа, входившие в состав раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных окраин. Геологическая структура острова и прилегающих акваторий в поздне мезозойское – раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития охарактеризованных разновозрастных активных окраин.

Ключевые слова: палеосейсмофокальная зона, сутура, тихоокеанская активная окраина, поздний мезозой, ранний кайнозой, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного периода изучения геологического строения Сахалина представления о его структурных особенностях неоднократно изменялись [11, 27, 39, 42, 50 и др.]. В последние десятилетия установлена тесная связь формирования геологической структуры острова и прилегающих акваторий с эволюцией разновозрастных активных окраин [24, 38, 50 и др.]. Современные активные окраины (конвергентные или переходные зоны) включают краевой (окаинный) вал, субдукционную сейсмоактивную зону (сейсмофокальную зону, зону Вадати-Заварицкого-Беньофа или просто Беньофа), глубоководный желоб, магматическую дугу (вулканическую островную дугу или окаинно-континентальный вулканоплутонический пояс), глубоководную впадину задугового (тыльно-дугового) окаинного моря или тыловую область растяжения или сжатия за вулканоплутоническим поясом. Важнейшим элементом активных окраин являются субдукционные сейсмоактивные зоны (зоны Беньофа), формирующиеся в ходе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, метал-

логении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин [49 и др.].

Зоны Беньофа сразу же после их обнаружения [52] вызвали повышенный интерес со стороны сторонников конкурирующих концепций: геосинклинального развития и тектоники литосферных плит. Сторонники геосинклинального развития считают, что именно зоны Беньофа являются проводниками к поверхности глубинной энергии и мантийного вещества и регулируют глубинные процессы, определяющие развитие и зональное строение геосинклинальных систем. Сторонники концепции тектоники литосферных плит восприняли зоны Беньофа как сейсмическое выражение процесса субдукции, столкновения и взаимодействия литосферных плит, преобразования и плавления океанской плиты. При подобном понимании зон Беньофа зоны субдукции и Беньофа полностью совпадают [5]. Автор разделяет точку зрения, согласно которой зоны Беньофа соответствуют субдуцирующей части океанской плиты. Представлены они одной или несколькими зонами концентрации разрывов и сколов сплошности геологической среды, расположенными на нижней и верхней границах или внутри погружающейся плиты, вызванными механическими перемещениями горных пород и термофлюидных масс, фазовыми переходами

(структурными и вещественными преобразованиями) горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подастеносферной мантией. По аналогии с современными сейсмофокальными зонами (зонами Бенъофа) палеосейсмофокальные зоны (палеозоны Бенъофа) являются структурными элементами активных окраин древних океанов. Проведенное в последние десятилетия изучение строения и развития активных окраин палеоокеана Тетис показало, что в течение мезозоя и кайнозоя неоднократно происходили сближения микроконтинентов или островных дуг с активными окраинами. Эти структурные элементы, обладающие более низкой плотностью (высокой плавучестью), вызывали блокировки зон субдукции и коллизионные деформации сжатия. В результате проявления этих процессов действовавшие зоны субдукции прекращали вначале частично, а затем и полностью свою сейсмическую активность и превращались в коллизионные швы или офиолитовые сутуры, которые предлагается в дальнейшем называть субдукционными сутурами. Одновременно на внешнем крае микроконтинента происходило заложение новой зоны субдукции и ее «откат», вызванный погружением океанской литосферной плиты [32]. Таким образом, конвергентное взаимодействие континентальной и океанской литосферных плит хотя временно и приостанавливалось, но полностью не прекращалось. После кратковременной коллизии оно продолжалось уже на новом месте. Палеозоны Бенъофа в складчатых поясах должны быть представлены субдукционными сутурами, выполненными офиолитовым меланжем, включающим фрагменты океанской плиты, гайотов, аккреционных клиньев, микроконтинентов, эксгумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженные в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнo-оползневых отложений. Фрагменты палеозон Бенъофа могут также присутствовать в составе коллизионных сутур, фиксирующих полное закрытие палеоокеанов. Эти сутуры формируются в процессе коллизионного взаимодействия двух континентальных плит – кратонов, окруженных аккреционно-коллизионными комплексами, состоящими из фрагментов структурных элементов разновозрастных активных и пассивных окраин. Характеризуются они более разнообразным составом и большой протяженностью (сотни и тысячи километров), интенсивной, как правило, многоэтапной дислоцированностью и метаморфизмом пород. Они включают фрагменты разновозрастных островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин, микроконтинентов, аккреционных клиньев, субдукционных сутур. В них присутствуют зеленые и глаукофановые сланцы, эклогиты, кристаллические сланцы, гранитоиды, гранитогнейсы, рудная минерализация, ха-

рактерная для активных окраин. Формирование коллизионных сутур сопровождается накоплением моласс и проявлением коллизионного гранитоидного магматизма [10, 37, 49 и др.]. В складчатых поясах они могут картироваться как мощные и протяженные зоны смятия [31].

Задачей предлагаемой работы наряду с уточнением содержания понятий является реконструкция автором палеозон Бенъофа, входивших в состав раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных тихоокеанских окраин, и последовательности формирования аккреционно-коллизионной структуры Сахалина.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ АКТИВНЫХ И ПАССИВНЫХ ОКРАИН, СУБДУКЦИОННЫХ И СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН

Главными структурными элементами активных континентальных окраин и островодужных систем, хорошо сохраняющимися в ископаемом состоянии, являются: магматические пояса, образованные преимущественно известково-щелочными ассоциациями пород, преддуговые прогибы, аккреционные клинья и субдукционные сутуры (палеозоны Бенъофа), в островодужных системах кроме того – тыловые и междугровые прогибы. Присутствие индикаторных структурно-вещественных комплексов и их положение в латеральном ряду являются главными признаками выделения структурных элементов древних островодужных систем и активных континентальных окраин. Приступая к палеотектоническим реконструкциям, следует иметь в виду, что в геологических разрезах тип активной или пассивной окраины, а также тектонотип зоны субдукции удается определить только при выделении и прослеживании латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, характеризующих принадлежащие им разнообразные структурные элементы. В ископаемом состоянии эти ряды в идеальном случае (при достаточно хорошей сохранности всех структурных элементов) представлены следующим образом: 1) латеральный ряд островодужной системы включает структурно-вещественные комплексы: тылового прогиба, вулканической дуги, преддугового прогиба, крупного аккреционного клина (шириной десятки и первые сотни км [49]), субдукционной сутуры, присутствующей в случае блокировки зоны субдукции; 2) латеральный ряд активной континентальной окраины включает структурно-вещественные комплексы окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса или пояса гранодиоритовых батолитов, преддугового прогиба, крупного аккреционного клина, субдукционной сутуры, присутствующей в случае блокировки зоны субдукции; 3) латеральный ряд пассивной континентальной окраины включает сменяющиеся

вкрест простираения структурно-вещественные комплексы континентальной террасы (континентальные, прибрежно-морские, мелководные), континентального склона (прибрежно-морские, мелководные, относительно глубоководные), мощные (10 км и более) терригенные турбидитовые отложения континентального подножия, глубоководные океанские отложения. Как показали выполненные исследования, иногда фрагменты аккреционного клина оказываются вовлеченными в субдукционную сутуру.

Океанские отложения представлены кремнистыми, кремнисто-глинистыми и терригенными гемипелагическими и пелагическими отложениями, образованиями гайотов и офиолитами.

Палеозоны субдукции и Беньофа (субдукционные сутуры) в латеральном ряду активной окраины располагаются между структурно-вещественными комплексами преддугового прогиба или хорошо сохранившегося аккреционного клина и океанского склона глубоководного желоба. В случае проявления значительных сдвиговых перемещений и шарьяжных перекрытий перед определением местоположения палеозон необходимо производить палинспастические реконструкции.

Достаточно полный перечень признаков выделения современных и древних зон Беньофа приведен в монографии [31]. По мнению автора, при реконструкциях зон субдукции и Беньофа в пределах мезозойских и кайнозойских активных окраин Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов следует обращать внимание на следующие признаки. Зонам Беньофа могут соответствовать зоны офиолитового меланжа или меланжированных микститов, расположенные между хорошо сохраняющимися в разрезах комплексами островной вулканической дуги, окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса, преддугового прогиба или аккреционного клина и океанского склона глубоководного желоба. Они могут проявлять остаточную сейсмичность в виде фокусов мелких землетрясений. Зонам Беньофа могут соответствовать цепочки положительных гравитационных и магнитных аномалий вдоль выходов зон, соответствующие телам ультраосновных пород или террейнам (в том числе и субдуцированным) океанской плиты. На направление падения сейсмофокальных зон указывает последовательная смена толеитовых лав известково-щелочными, субщелочными и щелочными. Возрастание концентраций щелочных металлов и многих несовместимых микроэлементов и отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, расположение парных метаморфических поясов Миясино. В прилегающих к зонам Беньофа районах локализованы рудопоявления фемического профиля с Cr, Pt, Ni, Co и колчеданная и медно-колчеданная минерализация.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РАННЕМЕЛОВОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

По представлениям автора [24], в состав раннемеловой активной окраины региона входили следующие структурные элементы: Лужкинское окраинное море, Самаргинская вулканическая островная дуга (ВОД), Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (палеозона Беньофа) (рис. 1). Фрагменты Лужкинского окраинного моря и Самаргинской ВОД установлены в пределах Журавлевско-Тумнинского (Лужкинско-Кемского) пояса (прогиба) Сихотэ-Алиня.

Лужкинское раннемеловое окраинное море представлено, главным образом, валанжинскими – альбскими турбидитами с редкими прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород, спилитов и туфов. Суммарная мощность окраинноморских отложений превышает 11 км. Значительная мощность отложений, накопившихся за достаточно узкий временной интервал (35 млн лет), свидетельствует о формировании этого структурного элемента в обстановке повышенной сейсмичности, способствовавшей лавинной седиментации. Возможно, Лужкинское окраинное море располагалось вблизи края Палеоазиатского континента и заполнялось обломочным материалом, выносившимся очень крупной палеорекой (или палеореками).

Самаргинская раннемеловая ВОД [8] сложена аптскими – альбскими вулканогенными, вулканогенно-флишевыми и вулканогенно-молассовыми образованиями, прослеживающимися в восточной части Журавлевско-Тумнинского пояса, в Нижнем Приамурье, на западе Сахалина (самохинская и побединская свиты), на островах Ребун и Монерон, а также предположительно под позднемеловыми – палеогеновыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса (ОКВП), отложениями Татарского пролива и Японского моря. Самаргинская ВОД представляла собой эшелонированную систему куполообразных поднятий и разделяющих их прогибов, простирающуюся в северо-восточном направлении. Куполообразные поднятия, как правило, соответствуют отдельным вулканическим постройкам диаметром от 5 до 50 км. Прогибы выполнены терригенными породами увеличенной мощности с подчиненной ролью вулканогенной примеси. Эти отложения прорваны многочисленными силлообразными телами и дайками базальтов, редко – пикробазальтов. Охарактеризованные отложения перекрываются молассовыми образованиями, нижние горизонты которых формировались в условиях мелководного

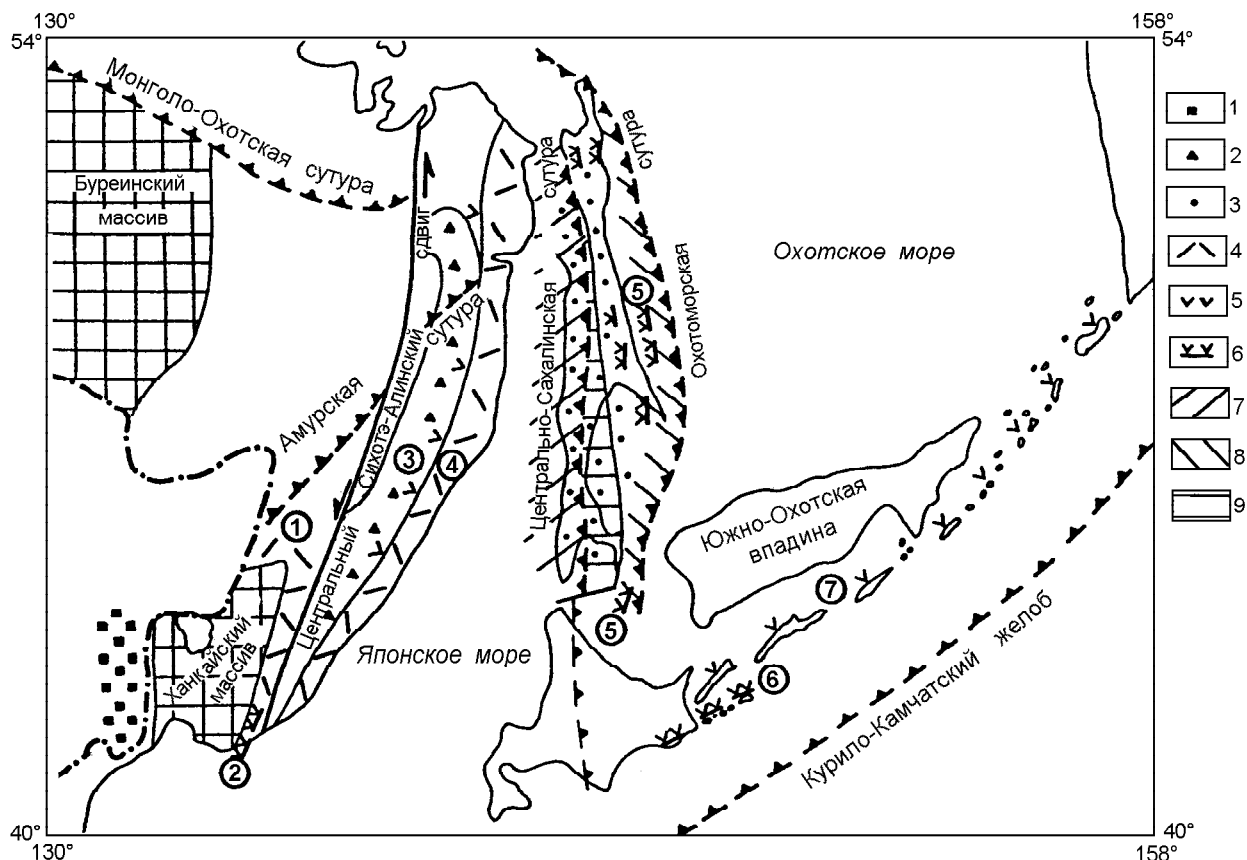


Рис. 1. Палеотектоническая схема Сихотэ-Алинь – Сахалино-Курильского региона.

1–3 – структурно-вещественные комплексы окраинных морей: 1 – палеозойского Лаоелин-Гродековского, 2 – раннемелового Лужкинского, 3 – поздне мелового – палеогенового Сахалинского; 4 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса; 5–6 – вулканические островные дуги: 5 – в автохтонном залегании; 6 – в аллохтонном залегании; 7–8 – структурно-вещественные комплексы преддуговых прогибов: 7 – аптского – сеноманского западно-сахалинского, 8 – коньякского – палеогенового восточно-сахалинского; 9 – альбские – сеноманские аккреционные комплексы Центрального Сахалина. Цифрами в кружках на схеме обозначены: 1, 4 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: 1 – Западно-Сихотэ-Алинский, 4 – Восточно-Сихотэ-Алинский; 2, 3, 5–7 – вулканические островные дуги: 2 – Муравьевская, 3 – Самаргинская, 5 – Восточно-Сахалинская, 6 – Малокурильская, 7 – Курило-Камчатская.

морского бассейна, а верхние, содержащие большое количество туфов среднего и кислого состава, – в континентальных условиях. К островодужным образованиям относят также комплекс гранитоидов (сандинский комплекс) с радиологическим возрастом 120–85 млн лет (баррем – сантон).

Западно-Сахалинскому преддуговому прогибу [38], развивавшемуся в составе раннемеловой активной окраины, соответствуют альбские – сеноманские образования Западно-Сахалинских гор [11]. На юге они представлены флишеидно переслаивающимися или слагающими монопородные пачки аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями туффигов, туфов среднего, кислого состава и линзами глинистых известняков (айская, найбинская, побединская свиты), а на севере в верхней части – континентальными угленосными и прибреж-

но-морскими отложениями (верхнепобединская под-свита).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОЙ ПАЛЕОЗОНЫ БЕНЬОФА

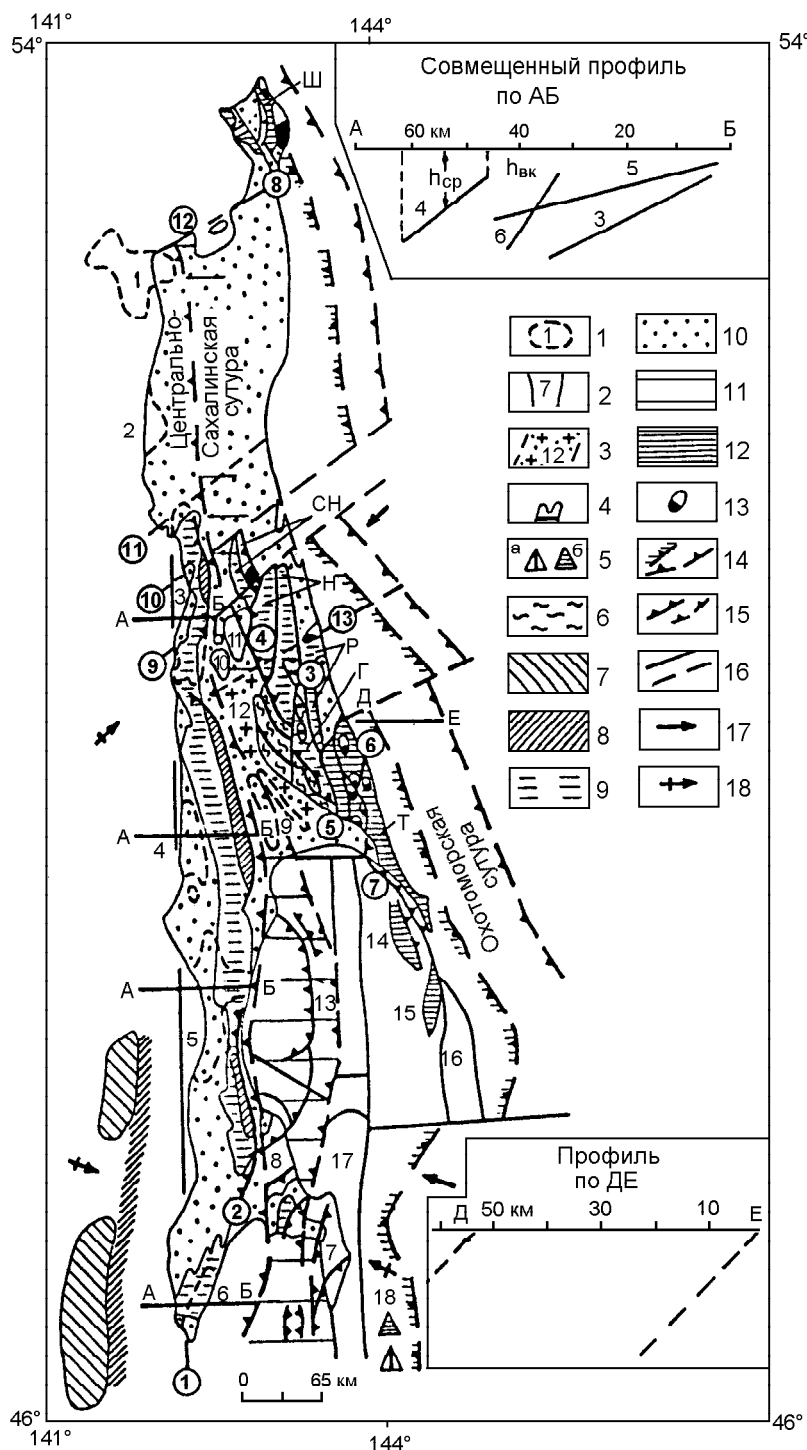
Обоснованная в работе [24] латеральная последовательность в размещении структурных элементов раннемеловой активной окраины рассматриваемого региона свидетельствует, что палеозона Беньофа, входившая в состав этой окраины, располагалась в средней части Сахалина к востоку от Западно-Сахалинского преддугового прогиба. В настоящее время в этой части острова установлены следующие наиболее протяженные разломы, различающиеся по глубине заложения: 1) Тымь-Поронайский (Центрально-Сахалинский) взбросо-надвиг, состоящий из отдельных разрозненных (непрерывно не прослеживае-

мых), эшелонированно расположенных надвиговых чешуй (рис. 2) [42]. По этому разрывному нарушению альб-сеноманские и более молодые образования преддугового прогиба надвинуты (и продолжают надвиговое перемещение) на кайнозойские отложения Центрального Сахалина; 2) ограниченная глубинными (сквозькоровыми) разломами зона меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км отождествляется автором с Центрально-Сахалинской палеозоной Беньофа. Глубинный разлом, ограничивающий эту палеозону с запада, располагается примерно в 20 км к востоку от Тымь-Поронайского взбросо-надвига. Этот разлом на юге острова разграничивает западный и восточный блоки земной коры (данные ГСЗ [1]), далее на север он отчетливо прослеживается по цепочке высокоградиентных (несколько десятков миллигал) гравитационных ступеней (рис. 3) [46]. На рис. 3 отчетливо видно, как Поронайский микроконтинент блокировал Центрально-Сахалинскую палеозону Беньофа и деформировал ее таким образом, что создается впечатление ее выклинивания при приближении к микроконтиненту. Однако и второй глубинный разлом, ограничивающий палеозону Беньофа с востока, отчетливо прослеживается от Буюклинско-Побединского погребенного поднятия (гравитационного максимума) примерно параллельно охарактеризованному разлому через акватории заливов Терпения и Анива [34, 45] и Тонино-Анивский п-ов в южном направлении и от северного ограничения микроконтинента вплоть до Северо-Набильского террейна в северном направлении. Восточная цепочка гравитационных ступеней, прослеживающихся к северу от Поронайского микроконтинента, соответствует как восточному разлому субдукционной сутуры, так и фронтальным частям покровов и надвигов Восточно-Сахалинской складчато-блоковой системы (рис. 2, 3) [25]. Наибольшая ширина выхода на дневную поверхность Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (палеозоны Беньофа) составляет 65–70 км. В северной части острова разлом восточного ограничения субдукционной сутуры возможно перекрыт надвигами Восточно-Сахалинской складчато-блоковой системы [39, 40], залегающими под кайнозойскими терригенными образованиями, либо здесь происходит существенное сужение характеризуемой сутуры. По мнению автора, продолжением Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры на острове Хоккайдо является зона Камуикотан [53]; 3) фронтальные надвиговые чешуи Восточно-Сахалинской складчато-блоковой и покровно-надвиговой системы, по которым она надвинута на Центрально-Сахалинскую субдукционную сутуру.

Крупноблоковый меланж Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (палеозоны Беньофа)

включает террейны триасовых – раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных, океанских пород (Сусунайский, Центрально-Терпеньеvский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты, сцементированные и перекрытые альбскими – сеноманскими, позднемеловыми и кайнозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями, содержащими горизонты альбских – сеноманских и более молодых олистостром. Цементирующая масса в виде офиолитового меланжа установлена в Хановско-Краснотымовском, Буюклинско-Побединском (предположительно) и Сусунайском террейнах [42]. Наиболее широко она представлена на острове Хоккайдо (зона Камуикотан). На карте аномального поля силы тяжести (рис. 3) [46] отчетливые гравитационные максимумы соответствуют наиболее крупным по размерам террейнам древней океанской плиты, а относительно повышенные гравитационные аномалии – незначительным по площади океанским террейнам. Детальная характеристика Сусунайского, Таулан-Армуданского, Хановско-Краснотымовского террейнов (тектонических блоков) приведена в специальных работах [11, 14–18, 21, 23]. Центрально-Терпеньеvский террейн отождествляется автором с одноименным поднятием, установленным комплексными геолого-геофизическими исследованиями, выполненными в заливе Терпения [45]. Соответствующие террейну аномалии гравитационного поля в редукции Буге характеризуются преимущественно положительными значениями интенсивностью в первые десятки миллигал. Буюклинско-Терпеньеvский террейн – Буюклинский и Терпеньеvский локальные гравитационные максимумы [46], Буюклинско-Терпеньеvское погребенное поднятие [1] – сложен допозднемеловыми метаморфизованными образованиями. В северо-западном направлении погребенное поднятие прослежено вплоть до выхода на поверхность Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (Тымь-Поронайского взбросо-надвига, по [2]). Установленный состав и возраст слагающих террейнов образований позволяет считать его фрагментом палеозойской (?) – раннемеловой океанской плиты, причлененным к западному разлому, ограничивающему реконструированную палеозону Беньофа.

Западно-Сахалинская зона положительных гравитационных аномалий (максимумов) в редукции Буге (Рыбновский, Погибинский, Александровский, Красногорский, Холмский, Ульяновский, рис. 3), линейно вытянутая вдоль западного побережья острова, отождествляется автором с субдуцированными террейнами океанской плиты [26]. По интенсивности эти аномалии тождественны аномалиям, соответствующим крупным террейнам океанской плиты, присутствующим в Центрально-Сахалинской суб-



дукционной сутуре и в Восточно-Сахалинской складчато-блоковой и покровно-надвиговой системе. Ранее считалось, что эти аномалии обусловлены рельефом поверхности доверхнемелового фундамента, выступами базальтового слоя земной коры или внедрениями крупных масс основных и ультраосновных пород в земную кору [1, 7, 46]. Автор разделяет точку зрения о связи этих аномалий с основными и ультраосновными породами, но считает, что обус-

ловлены они субдущированными террейнами океанской плиты. Этому предположению не противоречат данные бурения на Рыбновском гравитационном максимуме (пробурены измененные базальты [46]). Подтверждается оно и идеальным совпадением интенсивности рассматриваемых аномалий с гравитационными аномалиями Сусунайского и Тонино-Анивского террейнов океанской плиты [21]. Свое современное положение они заняли, как полагает ав-

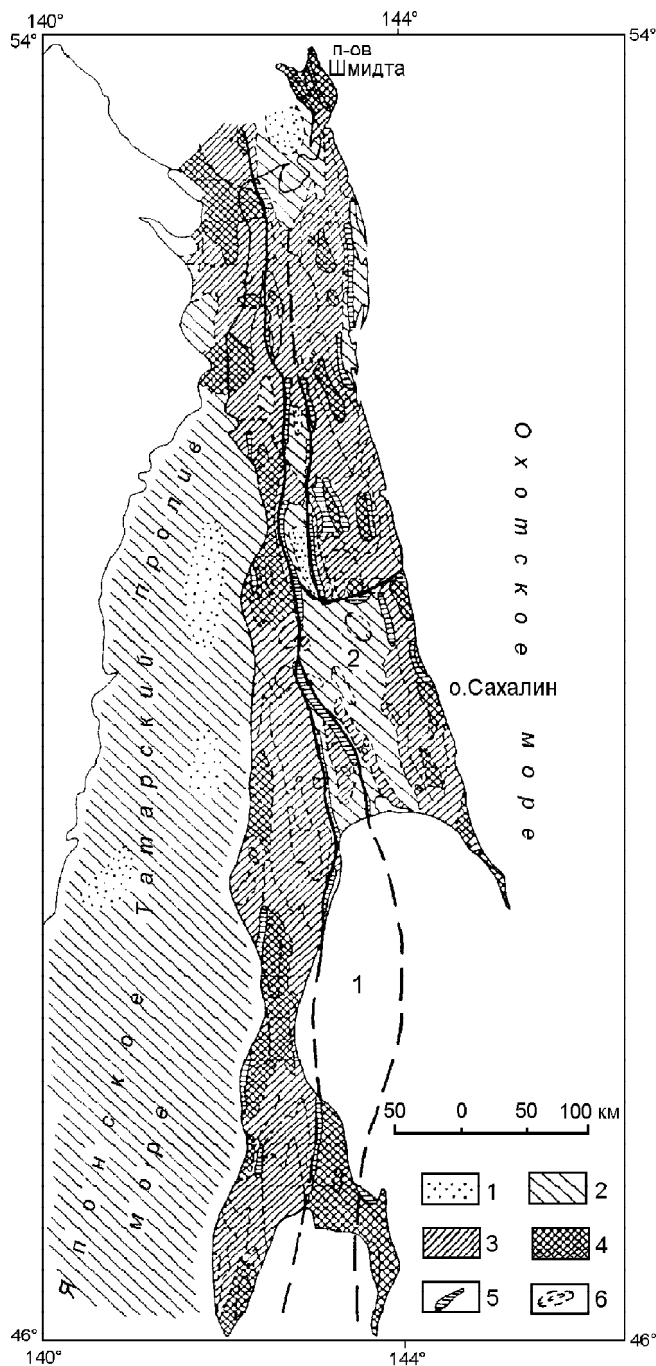


Рис. 3. Схема элементов аномального поля силы тяжести Сахалина [46].

1 – наиболее пониженные значения силы тяжести, 2 – относительные минимумы, 3 – относительно повышенные аномалии, 4 – отчетливые максимумы, 5 – гравитационные ступени, 6 – контуры аномальных зон. Цифры на схеме: 1 – Центрально-Сахалинская субдукционная сутура, 2 – Поронайский микроконтинент.

тор, в результате подвига (субдукции) террейнов океанской плиты под континентальную литосферу, а не путем подъема или внедрения магматических расплавов или затвердевших магматических масс в земную кору. В этом случае имеется возможность определить угол и направление падения палеозоны Беньофа, восстановить некоторые особенности реального процесса субдукции террейнов древней океанской плиты и установить глубины их погружения. Пространственное расположение аномальных тел определяем с использованием вычисленных П.Ф. Волгиным [7] средних глубин и глубин до их верхних кромок (рис. 2). Если углы наклона поверхностей аномальных тел идентичны наклону палеозоны Беньофа, то диапазон их изменений для Центрально-Сахалинской палеозоны (а точнее для западного глубинного разлома, ограничивающего палеозону) составляет 13–56 градусов [26], (рис. 2). Определяем на совмещенном профиле глубины субдукционного погружения аномальных тел, которые составляют соответственно (в км): 1) 38; 2) 66; 3) 45; 4) 50. Конвергентное взаимодействие плит, сопровождавшееся субдукцией, происходило в позднеаптское и альбское время, то есть примерно в течение 18 млн лет. Зная время и глубины подвига аномальных тел (террейнов), вычисляем среднюю скорость субдукции каждого из них (мм/год или км/млн лет, так как численное выражение этих скоростей совпадает): 1) Александровского – 2,1; 2) Красногорского – 3,7; 3) Холмского – 2,5; 4) Ульяновского – 2,8. Необходимо подчеркнуть, что выполненные построения и расчеты носят сугубо оценочный характер. Однако они позволяют сделать следующие выводы: 1) субдукции предшествовала фрагментация океанской плиты на террейны, 2) погружение террейнов в субдукционную зону происходило асинхронно, с присущей каждому из них индивидуальной скоростью. Этот процесс мог быть также дискретным и во времени. В этом случае скорость субдукции в отдельные отрезки времени могла превышать полученные значения. Террейны, располагающиеся в настоящее время внутри субдукционной сутуры и включающие метаморфические породы, могли также испытать в раннемеловое время субдукционный подвиг на небольшие глубины. Современное свое положение они заняли в неотектонический этап при участии возвратных течений [30] и процессов денудации.

Произошедшая в конце раннемелового – начале позднемелового времени перестройка активной окраины, затронувшая главным образом приокеанические структурные ее элементы, сопровождалась миграцией палеозоны Беньофа в восточном направлении, образованием обширного Сахалинского окраинного моря, перекрывшего краевые части палеоконтинента и палеоокеана, и заложением Восточ-

но-Сахалинской ВОД над новой Охотоморской зоной Беньофа. Анализ карт гравитационного и магнитного полей Сахалина [46] привел автора к выводу, что возможной причиной произошедших изменений могла послужить блокировка Центрально-Сахалинской палеозоны Беньофа Поронайским микроконтинентом, выраженным в геофизических полях обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией [26]. Гравитационный минимум занимает район Поронайской впадины и площадь распространения метаморфических пород Восточно-Сахалинских гор. Выполненные А.А. Андреевым [1] расчеты показали возможное соответствие остаточной отрицательной аномалии гранитоидному массиву, нижняя кромка которого может располагаться на глубине 2–5 км. Принимая во внимание, что кислые породы не образуют единого тела, а насыщают разрез осадочных образований, размеры аномалиеобразующего объекта должны значительно превышать расчетные. Это предположение подтверждается и тем, что в районе Поронайского микроконтинента Сахалин имеет максимальную мощность земной коры (35–37 км), а также гранитного слоя (14–16 км) [48]. Западная часть реконструированного микроконтинента погребена под позднемеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная – перекрыта серией покровно-надвиговых пластин динамометаморфизованных океанских и окраинноморских пород небольшой мощности (не выраженных положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях). Предположительно, размеры Поронайского микроконтинента были не менее чем 200–250 × 150–200 км.

Таким образом, раннемеловая субдукция террейнов океанской плиты была остановлена Поронайским микроконтинентом, заблокировавшим Центрально-Сахалинскую субдукционную зону (палеозону Беньофа) в альбское – сеноманское время. Непродолжительная коллизия между Азиатским палеоконтинентом и Поронайским микроконтинентом положила начало формированию в этой части Сахалина покровно-надвиговых структур, перекрывших в конечном итоге Поронайский микроконтинент. Через какое-то время произошел откат палеозоны Беньофа в восточном направлении, сопровождавшийся заложением позднемеловой – палеогеновой активной окраины. В приконтинентальной части в позднемеловое время на месте Самаргинской ВОД сформировался и продолжил свое унаследованно-наложенное развитие Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП. После блокировки Поронайским микроконтинентом раннемеловой субдукционной зоны (зоны Беньофа) сформированная субдукционная сутура подверглась интенсивному разрушению. Это подтверждается обнаружением продуктов

размыва слагающих ее офиолитов в верхней части набильской серии (гомонская, лопатинская свиты, верхняя часть верхнехойской подсвиты [41]).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ – ПАЛЕОГЕНОВОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

По представлениям автора, в состав позднемеловой – палеогеновой активной окраины региона входили следующие структурные элементы [24]: Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс (ОКВПП), Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинская вулканическая островная дуга (ВОД), Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб, Охотоморская субдукционная сутура (палеозона Беньофа) [29] (рис. 1). Структурные элементы, располагавшиеся в позднемеловое – палеогеновое время на краю Азиатского палеоконтинента, сохранились достаточно хорошо. В то же время, структурные элементы, располагавшиеся в то время на периферии палеоокеана, оказались сильно нарушенными пликативными и дизъюнктивными дислокациями, сжатыми и перемещенными по надвигам (сжатыми).

Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км при ширине от 20 до 300 км [8]. Согласно магнитометрическим данным, пояс прослеживается в северо-восточном направлении на 300 км в пределы акватории Охотского моря, но с Охотско-Чукотским ОКВПП здесь он, по мнению Л.М. Парфенова [38], не соединяется. Считается, что позднемеловые – палеогеновые континентальные вулканы и гранитоиды Юго-Западной Японии (юго-западная часть о. Хонсю, смежная часть о. Кюсю) являются его южным продолжением. Эти участки пояса были разобщены в кайнозойское время в результате раздвига континентальных блоков при образовании Японского моря. Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП в южной и центральной части сложен внизу сеноманскими – туронскими вулканогенно-осадочными и пирокластическими породами вулканогенно-молассового типа [6]. В верхней части часто присутствуют лавы среднего состава. Раннесенонские отложения представлены исключительно игнимбритами и кислыми туфами. Позднесенонские – датские отложения содержат в нижней части лавы среднего состава, а в верхней части – кислые биотитсодержащие туфоигнимбритовые породы. Датские и дат-палеоценовые отложения представлены соответственно кислыми и умеренно-кислыми вулканидами. Разрезы кайнозойских вулканогенных образований повсеместно начинаются с эоценовых

основных и средних эффузивно-пирокластических отложений. Вышезалегающие олигоценые образования представлены опокосодержащими и угленосными породами. Позднеолигоценые – раннемиоценовые комплексы сложены основными эффузивами, образующими крупные вулканические покровы и плато. Экструзии, завершающие во времени вулканические циклы, имеют разнообразный (от липаритов до базальтов) состав и разный (от сеномана – турона до неогена) возраст, соответствующий возрасту генетически связанных с ними вулканитов. Интрузии позднемелового возраста наиболее широко развиты в прибрежной полосе Японского моря. В западном направлении насыщенность разрезов интрузиями и размеры их уменьшаются. Охарактеризованные позднемеловые магматические комплексы образуют две разновозрастные, близкие по составу вулканоплутонические формации: гранитоидно-липарито-андезитовую и гранитоидно-липарито-дацитовую, а кайнозойские эффузивные образования относятся к вулканической базальтовой формации [6, 8, 24 и др.].

В северной части Восточно-Сихотэ-Алинского ОКВПП наблюдается изменение простираций полей вулканических образований с северо-восточного на меридиональное [8]. Вулканогенные образования выполняют здесь вулканотектонические депрессии, развитые вдоль широтных зон растяжения. Состав вулканогенных образований северной части пояса эволюционирует от начальных андезитовых формаций к кислым липаритовым, липарито-дацитовым, дацито-андезито-базальтовым и контрастным (би-модальным) и, далее, к завершающим – базальтовым и оливинбазальтовым.

Западно-Сахалинский преддуговой прогиб располагался также на территории Западного Сахалина и развивался унаследованно (без стратиграфического перерыва) с раннемиоценового до начала туронского времени [24, 38]. Начиная с туронского времени, этот прогиб развивается как остаточный, компенсационный, заполняясь осадками в обстановке Сахалинского окраинного моря, отделявшегося от океана Восточно-Сахалинской ВОД. За время развития позднемиоценовой – палеогеновой активной окраины он заполнился сенонскими – датскими туфогенно-терригенными отложениями быковской, красноярковской, тымовской, верблюжегорской, арковской и жонкьерской свит [11].

Сахалинское окраинное море в позднем мелу, начиная с туронского века, располагалось между Восточно-Сихотэ-Алинским ОКВПП и Восточно-Сахалинской ВОД, простиравшейся вдоль западного края Охотоморской субдукционной сутуры (рис. 1). Структурно-вещественные комплексы окраинного моря включают вулканогенно-осадочные, терригенные, кремнистые, карбонатные, эффузивные, вулка-

нокластические и интрузивные породы, а также разнообразные турбидиты, грейниты и микститы. Перечисленные образования достаточно детально охарактеризованы в [13, 19, 22, 23 и др.]. Суммарная мощность окраинноморских образований достигает 7000 м. Сформировались они в прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Высокая тектоническая и сейсмическая активность, присущая рассматриваемому окраинноморскому бассейну, способствовала формированию разнообразных гравитационных осадков (оползневых, грязекаменных, зерновых, суспензионных), отложения которых широко представлены среди характеризующих образований. Среди разнообразных пород Сахалинского окраинного моря наиболее отчетливо по литологическому составу выделяются отложения окраинноморской глубоководной котловины (тылового прогиба), представленные кремнистыми аргиллитами, глинистыми яшмами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами с редкими маломощными прослоями граувакковых или аркозовых песчаников. Характерные особенности перечисленных пород: темно-серая, зеленовато-серая, светло-зеленая и голубовато-зеленая окраска, высокая плотность, преобладание микрогоризонтальнослоистых текстур и тонкозернистых структур, присутствие скелетов радиолярий и обильных включений пирита. После прекращения активных вулканических процессов котловина заполняется вначале терригенным пелитовым и алевритовым материалом, а затем продуктами зерновых и суспензионных потоков (грейнитами, чередующимися с пакетами песчано-алевролитового флиша). Исключительно редко в этой части разреза котловины встречаются линзы эффузивных и кремнистых пород, мощность которых не превышает 10–30 м.

Позднемиоценовая – палеогеновая Восточно-Сахалинская ВОД, впервые реконструированная автором [12], достаточно детально охарактеризована в [19, 20, 24, 43, 44]. Рассматриваемая дуга, как теперь установлено, состоит из северного и южного секторов [24]. Северный сектор ВОД образуют фрагменты вулканических островов, сорванные и перемещенные в ларамийскую фазу интенсивного сжатия из акватории Охотского моря в восточные районы центрального и северного Сахалина. Мощность вулканических комплексов достигает 2000 м. Относительный возраст пород, установленный по аммонитам, иноцерамам и флоре – сантонский – датский, радиологический возраст – 99–39 млн лет (альб – поздний эоцен). Осуществленные реконструкции показали, что при формировании Восточно-Сахалинской ВОД проявился вулканизм преимущественно центрального типа. Большая часть аппаратов центрального типа разрушены и вулканиты переотложены в виде

грубообломочных вулканомиктовых отложений. Сохранившиеся фрагменты отдельных построек свидетельствуют, что некоторые из них представляли собой стратовулканы, другие – насыпные конусы. Южный сектор рассматриваемой ВОД расположен на охотоморском склоне острова Сахалин юго-восточнее Тонино-Анивского полуострова, где он был установлен [25] по данным драгирования, осуществленного в 31 рейсе НИС «Пегас» [40]. Драгированные островодужные породы представлены андезитами, трахиандезитами, дацитами, риолитами, сиенитами и гранит-аплитами с радиологическим возрастом 100,3–41,1 млн лет (альб – поздний эоцен). Вместе с ними здесь драгированы позднемеловые – палеогеновые океанские базальты. В составе южного сектора Восточно-Сахалинской ВОД в позднемеловое – палеогеновое время, по мнению автора, развивалась Малокурильская ВОД [9, 24, 28].

Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб сложен вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими комплексами, разнообразными микститами, пачками тефрового и вулканомиктово-терригенного флиша, являющимися продуктами вулканических извержений и гравитационных потоков осадков. В верхней части разреза прогиба местами присутствуют: бурые угли, углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с крупными фрагментами обугленной древесины – отложения прибрежных заболоченных равнин. Пачки угленасыщенных пород здесь чередуются с прибрежно-морскими отложениями [13].

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ПАЛЕОЗОНЫ БЕНЬОФА

Охотоморская палеозона Беньофа, входившая в состав позднемеловой – палеогеновой активной окраины [24], исходя из присущей активным окраинам тектонической зональности, располагалась восточнее Восточно-Сахалинского преддугового прогиба в нижней части континентального склона позднемелового – палеогенового глубоководного желоба. Для ее реконструкции осуществлен отбор проб вулканитов по профилям, пересекающим Восточно-Сахалинскую ВОД. Определение содержаний в них петрогенных и редких элементов выполнено в лабораториях городов Южно-Сахалинска, Хабаровска и Москвы. Присутствие на востоке Сахалина позднемеловой – палеогеновой островодужной системы, представленной фрагментами вулканических островов, преддугового и междугового прогибов, аллохтонно залегающих на разновозрастных окраинноморских образованиях, указывало на то, что Охотоморская зона Беньофа располагается восточнее полосы развития магматических образований Восточно-Сахалинской палеодуги. Для реконструкции местоположения

Охотоморской палеозоны Беньофа использованы установленные содержания и зональность распределения петрогенных и редкоземельных элементов в вулканитах ВОД, сформировавшейся над ней [29]. При выполнении расчетов использованы установленные ранее зависимости между содержаниями РЗЭ, петрогенных щелочных элементов в вулканических породах островных дуг и глубинами до сопряженных с ними сейсмофокальных зон. Для выяснения особенностей распределения редкоземельных элементов в эффузивных породах Восточно-Сахалинской палеодуги были опробованы фрагменты вулканических островов, принадлежащих установленным нами ранее [20] фронтальной (р. Пиленга, мыс Беллинсгаузена) и тыловой (реки Владимировка, Каменушка) зонам палеодуги (рис. 4, табл.). Опробованные вулканические породы принадлежат известково-щелочной, субщелочной и щелочной магматическим сериям (табл.). Сравнение графиков нормированных по отношению к хондриту [51] содержаний РЗЭ в породах Восточно-Сахалинской (рис. 5), Курильской [3] и Камчатской [35] вулканических дуг обнаруживает соответствие распределения РЗЭ в породах рассматриваемой дуги с распределением их в породах промежуточной (15–45 км от фронта вулканизма (ФВ) и тыловой (более 45 км от ФВ) зон Курильской и Камчатской ВОД. Спектры пород всех трех серий Восточно-Сахалинской палеодуги характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и закономерными постепенными уменьшениями нормализованных концентраций от легких лантаноидов к тяжелым (рис. 5). Достаточно отчетливые европиевые минимумы, в целом не характерные для рассматриваемых зон, проявлены лишь в кварцевом латитандезите и риодаците, хотя значения Eu/Eu^* в них невелики (0.74 и 0.83). Весьма слабо выраженные европиевые минимумы в латите и кварцевом андезите имеют значения $Eu/Eu^*=0.90$ и 0.91 (рис. 5, табл.). Отмеченные особенности свидетельствуют о весьма ограниченной роли фракционирования плагиоклазов при образовании пород установленных зон. Среди изученных пород Восточно-Сахалинской палеодуги не установлено распределений РЗЭ, характерных для фронтальных (0–15 км от ФВ) зон вулканических дуг, выраженных в близких к горизонтальным (т.е. хондритовым) наклонам графиков распределений РЗЭ с превышением над хондритовыми содержаниями в средних и кислых породах в 10–40 раз, в незначительном преобладании в некоторых случаях концентраций тяжелых лантаноидов относительно легких, в проявлении весьма отчетливых цериевых, а в некоторых кислых породах и европиевых минимумов [3, 35]. Следовательно, выделенная нами ранее фронтальная зона для рассматриваемой палеодуги [20] соответствует промежуточной (15–45 км от ФВ)

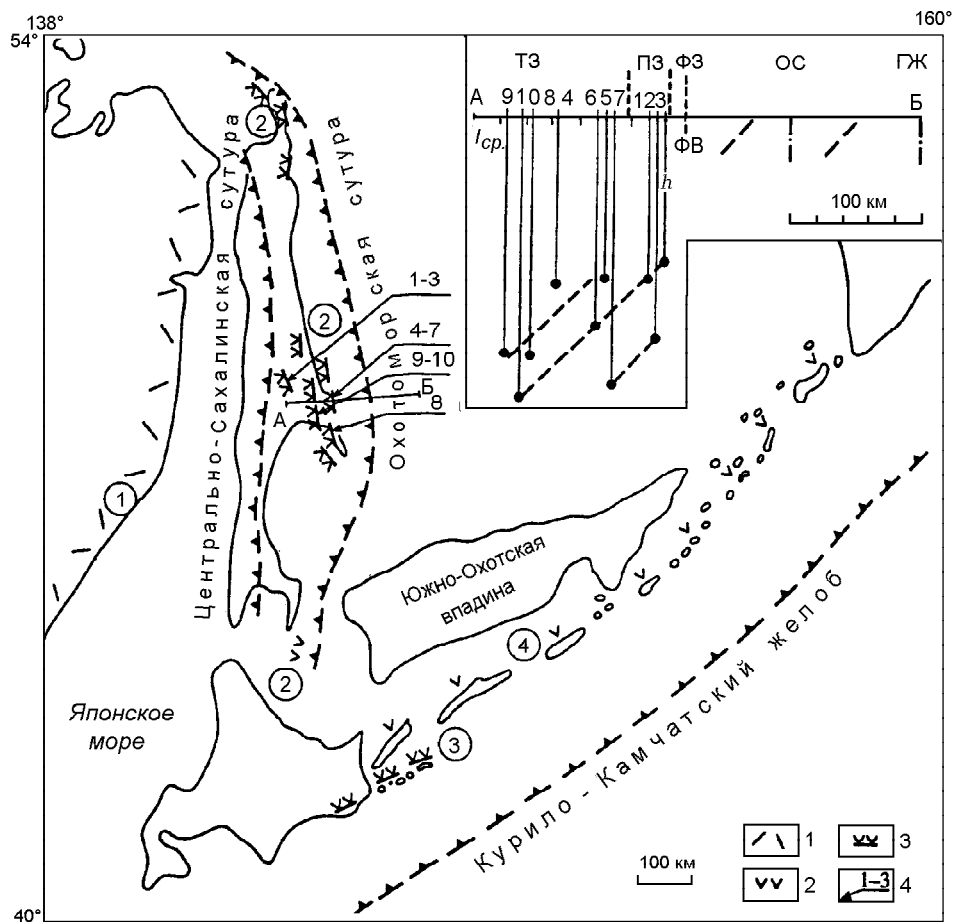


Рис. 4. Схема расположения вулcano-плутонического пояса и вулканических дуг Сихотэ-Алинь – Сахалино-Курильского региона.

1 – вулcano-плутонический пояс; 2,3 – разновозрастные вулканические дуги: 2 – в автохтонном залегании, 3 – в аллохтонном залегании; 4 – место отбора пробы и ее номер. Цифры в кружках: 1–3 – позднемеловые – палеогеновые: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс; 2–4 – вулканические островные дуги: 2 – Восточно-Сахалинская, 3 – Малокурильская, 4 – олигоценная – четвертичная Курильская. Буквами и цифрами на профиле обозначены: l_{cp} – средняя удаленность вулканитов от фронта вулканизма, h – глубина до сейсмофокальной зоны, ГЖ – ось глубоководного желоба, ОС – Охотоморская субдукционная сutura, ФВ – фронт вулканизма, ФЗ – фронтальная зона, ПЗ – промежуточная зона, ТЗ – тыловая зона; 1–10 – номера образцов в табл.

зоне по [3]. В латеральном направлении она закономерно сменяется ранее установленной тыловой (более 45 км от ФВ) зоной.

Вычисленные нами величины отношений La/Yb в исследуемых породах (в какой-то степени отражающие соотношения легких и тяжелых лантаноидов в спектре РЗЭ) колеблются от 3.3 до 9.8 (табл.) и близки таковым для вулканических образований других вулканических дуг [4]. На геохимической диаграмме La/Yb – кремнезем составы пород Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги образуют самостоятельное поле, частично перекрывающее поле составов промежуточной и тыловой зон Курильской вулканической дуги, что также подтверждает их принадлежность к аналогичным зонам рассматриваемой дуги (рис. 6). Лантан-иттербиевых отношений, присущих фронтальным зонам вулканических дуг, среди изученных пород не обнаружено.

Всеми исследователями отмечается, что щелочность расплавов является одним из основных факторов, контролирующих распределение в них РЗЭ. Повышение щелочности приводит к накоплению в расплавах легких лантаноидов [4]. Известно, что уве-

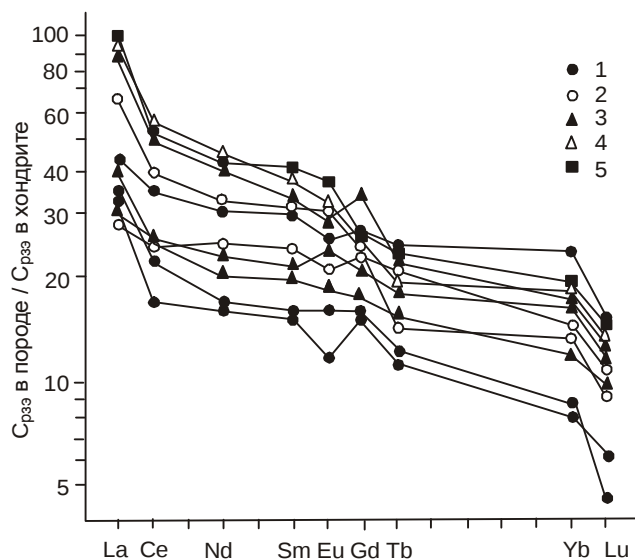


Рис. 5. Графики нормализованных содержаний РЗЭ для эффузивных пород Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги.

1, 2 – известково-щелочные породы состава: 1 – среднего, 2 – кислого; 3, 4 – субщелочные породы состава: 3 – среднего, 4 – кислого; 5 – щелочные породы среднего состава.

Таблица. Химический состав (мас. %) и содержание (г/т) редкоземельных элементов в вулканических породах позднемеловой – палеогеновой Восточно-Сахалинской дуги.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58.99	57.50	68.96	69.05	63.15	62.32	53.97	66.50	64.23	57.36
TiO ₂	0.72	0.74	0.68	0.46	0.58	0.64	1.00	0.79	0.69	0.77
Al ₂ O ₃	15.78	15.21	15.80	13.33	16.56	16.17	18.14	15.50	16.67	18.34
Fe ₂ O ₃	2.43	5.00	1.37	4.20	4.95	4.29	9.59	2.32	2.95	3.24
FeO	6.38	4.74	4.02	1.05	0.93	2.75	0.39	2.23	1.57	4.07
MnO	0.10	0.12	0.08	0.10	0.11	0.15	0.18	0.26	0.16	0.21
MgO	5.44	6.08	2.52	1.00	2.06	1.64	1.57	0.86	1.25	2.47
CaO	4.92	4.00	2.57	4.05	4.14	5.02	6.79	1.01	1.60	5.37
Na ₂ O	4.68	4.58	2.04	4.15	5.73	4.18	4.70	6.40	6.97	4.07
K ₂ O	0.92	1.85	1.75	2.43	1.59	2.56	3.19	3.94	3.68	3.73
P ₂ O ₅	0.14	0.18	0.21	0.18	0.20	0.28	0.48	0.19	0.23	0.37
La	13.80	9.72	9.00	19.95	9.60	10.80	12.00	27.15	30.00	26.85
Ce	29.40	22.26	21.84	33.18	15.54	18.23	21.42	47.46	45.36	43.68
Nd	17.86	14.21	14.79	19.14	10.15	10.15	11.89	26.10	26.10	26.10
Sm	6.45	4.72	5.36	6.51	3.46	3.51	4.20	8.09	8.51	6.51
Eu	1.96	1.78	1.48	2.22	0.90	1.24	1.41	2.22	2.81	2.22
Gd	8.80	6.56	7.36	8.32	5.28	5.28	5.76	8.32	8.48	11.52
Tb	1.25	0.88	1.03	0.74	0.59	0.59	0.81	0.98	1.14	0.98
Yb	4.17	2.89	2.55	2.31	1.36	1.50	2.07	3.06	3.06	3.06
Lu	0.47	0.37	0.36	0.28	0.19	0.14	0.28	0.48	0.48	0.48
ETR	84.16	63.39	63.77	92.65	47.07	51.44	59.84	12386	12594	121.4
ETR ₂ O ₃	130	140	110	70	90	140	180	270	230	220
Y	31	34	11	10	28	10	20	25	15	40
La/Yb	3.31	3.36	3.53	8.64	7.05	7.20	5.80	8.87	9.80	8.77
(C _{La} – C _{Sm}) _{норм}	15.3	9.9	4.5	35.5	15.5	19.3	20	52	59.5	58.5
Eu/Eu*	0.91	1.12	0.82	1.05	0.74	1.01	1.00	0.93	1.13	0.90
l ₁ км	19	22	26	102	80	82	58	105	125	107
l ₂ км	37	26	10	92	40	49	53	125	142	137
l _{ср} км	28	24	18	97	60	65.5	55.5	115	133.5	122
l _ф км	60	60	60	-10	-10	-10	-10	0	20	20
h км	143	180	131	154	149	186	242	218	217	247

Примечание. 1, 5 – кварцевый андезит; 2, 7 – латит; 3 – риодацит; 4, 6 – кварцевый латиандезит; 8, 9 – щелочной кварцевый трахит; 10 – латит; 1–3 – р. Пиленга; 4–7 – мыс Беллинсгаузена; 8 – р. Владимировка; 9, 10 – р. Каменушка. Аналитические работы по определению РЗЭ проведены нейтронно-активационным методом в лаборатории ИТиГ В.А. Попеко, по определению Y, ETR₂O₃ – в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции, воспроизводимость количественных определений – 10 г/т. l₁, l₂, l_{ср} – удаленность вулканов от фронта вулканизма, установленная: l₁ – по отношению La/Yb, l₂ – по разности нормированных по хондриту концентраций La и Sm. l_{ср} – среднее значение из произведенных оценок; l_ф – фактическая удаленность фрагментов вулканических островов от фронта вулканизма.

личение щелочности вулканитов, и особенно их калиевоности, происходит синхронно с углублением сейсмофокальной зоны под вулканами, а градиент возрастания калиевоности пород в значительной степени зависит от угла ее наклона. Параметрами, отражающими происходящие синхронные изменения скорости накопления легких РЗЭ, калиевоности пород, расстояний до фронта вулканизма, глубин до сейсмофокальной зоны, являются La/Yb-отношение и разность (C_{La} – C_{Sm})_{норм}. Изменения отмеченных выше параметров (La/Yb и (C_{La} – C_{Sm})_{норм}) в зависимости от удаленности (l) четвертичных вулканов от фронта вулканизма были установлены для Курильской и Японской ВОД А.Ю. Антоновым с соавторами [3]. Тренды изменения этих параметров коррелируются с

углами наклона сейсмофокальных зон. Естественно предположить, что подобная корреляция должна иметь место и между значениями La/Yb-отношений и концентрациями оксида калия. Исходя из отмеченных допущений, автор построил диаграмму La/Yb – K₂O для вулканитов фронтальной, промежуточной и тыловой зон Курильской и Восточно-Сахалинской дуг (рис. 7). Выявленные тренды изменений этих величин показали, что Охотоморская сейсмофокальная зона Восточно-Сахалинской палеодуги имела угол наклона, близкий к углу наклона сейсмофокальной зоны Японской ВОД [3]. Установленное подобие углов наклона сейсмофокальных зон позволило по значениям La/Yb и (C_{La} – C_{Sm})_{норм}, вычисленным для вулканитов (палеовулканов) Восточно-Сахалин-

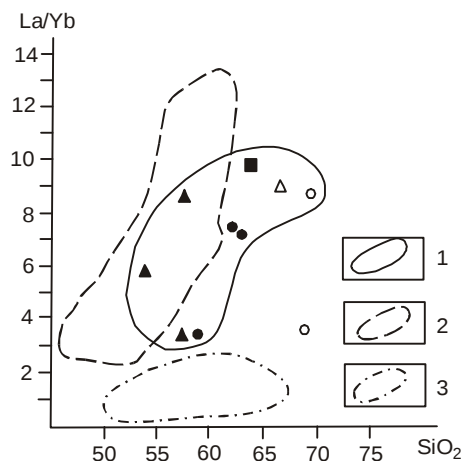


Рис. 6. Диаграмма La/Yb – кремнезем для эффузивных пород Восточно-Сахалинской палеодуги.

1–3 – поля составов: 1 – эффузивных пород Восточно-Сахалинской палеодуги, 2,3 – вулканитов зон Курильской вулканической дуги (2 – промежуточной и тыловой, 3 – фронтальной). Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

ской палеодуги (табл.), на графиках (La/Yb – l км и $C_{La}-C_{Sm}$ – l км), построенных для вулканов Японской ВОД [3], определить удаленность (l_1 и l_2) палеовулканов (вулканитов) Восточно-Сахалинской палеодуги от фронта вулканизма. После этого, методом усреднения полученных значений была определена вероятная средняя удаленность (l_{cp}) палеовулканов Восточно-Сахалинской палеодуги от ФВ (табл.). Полученные значения средней удаленности палеовулканов (вулканитов) от ФВ также подтверждают их принадлежность к промежуточной и тыловой зонам Восточно-Сахалинской палеодуги.

Выполненными ранее исследованиями установлена строгая зависимость между содержаниями оксида калия и глубиной до зон землетрясений сейсмофокальных зон (СФЗ), выраженная соответствующими уравнениями регрессии, учитывающими углы наклона СФЗ [31]. Выявленное нами подобие Охотоморской и Японской СФЗ, позволяет достаточно корректно использовать установленное для Японской СФЗ уравнение регрессии $h=345.32+34.97K_2O-3.99SiO_2$ в целях реконструкции Охотоморской палеозоны Беньофа. Вычисленные по этой формуле значения глубин от вулканических полей до палеозоны (h) приведены в таблице. Используя средние значения удаленности вулканов от ФВ (l_{cp}) и расположив их на профиле в соответствии с полученными данными (см. врезку на рис. 4), а затем нанеся на профиль вычисленные под ними значения глубин палеозоны, мы реконструировали Охотоморскую палеозону Беньофа. Реконструированная палеозона состоит из нескольких сколовых поверхностей, имеет мощность не менее 80 км и угол наклона около 45

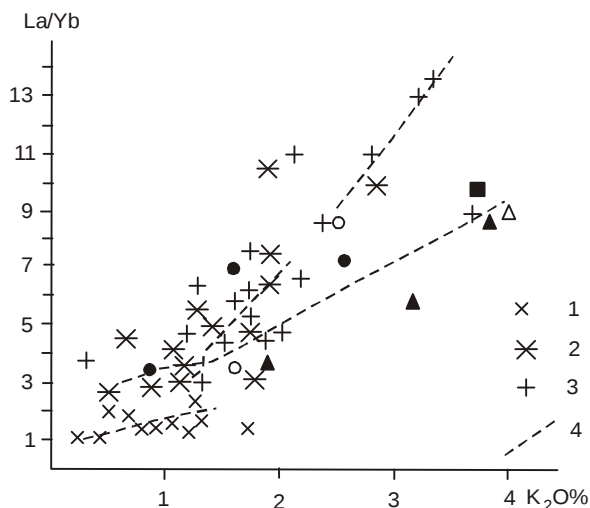


Рис. 7. Диаграмма La/Yb – K_2O для эффузивных пород Курильской и Восточно-Сахалинской вулканических островных дуг.

1–3 – эффузивные породы зон Курильской вулканической дуги: 1 – фронтальной, 2 – промежуточной, 3 – тыловой; 4 – тренды накопления легких РЗЭ. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

градусов. Известно, что Японская СФЗ в разных сечениях имеет мощность от 60 до 90, редко 100 км и углы наклона от 36 до 42 градусов [47]. Выход СФЗ на дневную поверхность при неизменном угле наклона происходит в средней части континентального склона глубоководного желоба. Вероятное расположение осевой линии желоба определено по аналогии с современными системами дуга-желоб, в которых она располагается на удалении 150–200 км от фронта вулканизма [47].

Выход на дневную поверхность реконструированной палеозоны совпадает с выходом Охотоморской сутуры (субдукционной), представленной зоной серпентинитового меланжа и отчетливо выраженной в геофизических аномалиях [19]. Ранее автор [19] считал ее древней сейсмофокальной зоной, а В.С. Рождественский [43, 44] отождествлял эту зону с осевой зоной глубоководного желоба, от которой, как оказалось, она удалена на расстояние не менее 50–100 км (см. врезку на рис. 4). Произведенное нами определение на обзорной схеме (рис. 4) фактической удаленности ($l_{ф}$, табл.) фрагментов вулканических островов от фронта вулканизма показало несоответствие полученных данных с вычисленной для них первоначальной удаленностью (l_{cp} , табл.). Перемещенными на 32–42 км в западном направлении оказались вулканиты, расположенные в верховьях р. Пиленга (обр. 1–3, рис. 4). Вулканиты мыса Беллингаузена располагаются на 10 км восточнее фронта вулканизма на континентальном склоне глубоководного желоба. Относительно своего первоначального

положения они оказались перемещенными на 45–47 км в восточном направлении. Вулканы рек Владимировка и Каменушка оказались также смещенными в восточном направлении на расстояние 112–115 км. Полученные данные могут свидетельствовать, что в ларамийскую фазу интенсивного сжатия, характеризовавшуюся движением масс с востока на запад, фрагменты вулканических островов оказались сорванными и перемещенными в западном направлении [19]. А позже, в позднеолигоценовое – неогеновое время, в период формирования современной активной окраины (раскрытие Японского моря, Курильской впадины) они были перемещены в обратном направлении.

Таким образом, выполненные исследования распределения РЗЭ в эффузивных породах позднемеловой – палеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД позволили уточнить присущую ей латеральную петрохимическую зональность, реконструировать Охотоморскую палеозону Бенъофа. Сформировавшаяся после ее блокировки Охотоморская субдукционная сутура представлена довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой [43, 44]. Протягивается она вдоль восточной кромки Сахалина на расстояние более 1200 км. Субдукционная сутура отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии, в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм. М.Л. Красный [33] отождествлял эту аномалию с одноименной подсистемой островная палеодуга – глубоководный палеожелоб. В.С. Рождественский [43, 44] считал аномалию и зону меланжа осевой зоной глубоководного желоба. Ю.Н. Разницын [39] меланжированные фрагменты относил к океанической литосфере, перемещенной в позднесантонское – датское время из расположенной восточнее глубоководной впадины Дерюгина. Е.Н. Меланхолина [36] полагала, что серпентинитовый меланж и магнитные аномалии обозначают корневые зоны покровов, обдущированных на континентальную окраину в конце мела – начале палеогена. А.Н. Речкин [41] и автор [19] зону меланжа считали фрагментом границы (структурного шва) мелового континента и океанической литосферы, совпадающей с палеосейсмофокальной зоной, перемещенным в западном направлении и обдущированным на край континента в периоды скупивания сформировавшейся земной коры. Выполненные исследования подтверждают именно эту точку зрения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные позволяют сделать следующие достаточно аргументированные выводы:

Сейсмофокальные зоны или зоны Бенъофа соответствуют сейсмоактивным субдуцирующим частям литосферных плит. Формируются они в ходе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, металлогении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин.

Палеозоны Бенъофа представлены в складчатых поясах субдукционными сутурами, выполненными офиолитовым меланжем, включающим фрагменты океанской плиты, гайотов, аккреционных клиньев, микроконтинентов, эксгумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженные в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнo-оползневых отложений. Фрагменты палеозон Бенъофа могут также присутствовать в составе коллизионных сутур, фиксирующих полное закрытие палеоокеанов. При работе в складчатых областях необходимо также учитывать то обстоятельство, что офиолитовые швы фиксируют не только полное, но и частичное закрытие океанского или окраинноморского бассейна.

Реконструированы Центрально-Сахалинская и Охотоморская палеозоны Бенъофа, входившие в состав раннемеловой и позднемеловой – палеогеновой активных окраин Пацифики.

Приведенные сведения подтверждают представления о том, что геологическая структура острова и прилегающих акваторий в позднемезозойское – раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития разновозрастных активных тихоокеанских окраин. Конвергентное взаимодействие литосферных плит в раннемеловое и позднемеловое – палеогеновое время обусловило проявление поясового, островодужного и задугового окраинноморского магматизма, формирование аккреционных призм, субдукционный метаморфизм пород. Блокировка субдукционных сейсмоактивных зон микроконтинентами завершалась образованием субдукционных сутур, способствовала эксгумации субдукционных высокобарических метаморфических образований, а также вызывала локально проявлявшиеся орогенез, складкообразование, формирование покровно-надвиговых структур, олистостром и в рассмотренное время завершалась миграцией зон Бенъофа по направлению к океану.

Исследования в части реконструкции палеозон Бенъофа выполнены при поддержке Администрации Сахалинской области – проект 2-2.4-99.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.А. Геологическая структура о. Сахалин по результатам комплексной интерпретации гравиметри-

- ческих данных: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1974. 21 с.
2. Андреев А.А. О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина по геофизическим данным // Тр. СахКНИИ. 1975. Вып. 30. С. 145–151.
 3. Антонов А.Ю., Волюнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С. 36–55.
 4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
 5. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии / РАН. Сиб. отд-ние. Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 840).
 6. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
 7. Волгин П.Ф. О геологической природе гравитационных аномалий Сахалина и вероятном механизме образования тектонической структуры острова // Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л., 1985. С. 34–49.
 8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
 9. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
 10. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н.А. Берзин, Р.Г. Колман, Н.Л. Добрецов и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
 11. Геология СССР. Т. XXXIII: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
 12. Гранник В.М. Вулканизм и основные стадии развития Восточно-Сахалинской эвгеосинклинали // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов: Тез. докл. Владивосток, 1976. С. 169–171.
 13. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 169 с.
 14. Гранник В.М. Новые данные о палеозойско-мезозойском вулканизме Южного Сахалина // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 683–685.
 15. Гранник В.М. Петрогеохимические особенности метабазитов сусунайского метаморфического комплекса (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 37–48.
 16. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова: Препр. Южно-Сахалинск, 1989. 45 с.
 17. Гранник В.М. Вопросы стратиграфии вулканогенно-осадочных комплексов Сахалина // Вулканогенный мел Дальнего Востока (Проект 245 «Корреляция неморского мела» Международной программы геологической корреляции). Владивосток, 1989. С. 114–120.
 18. Гранник В.М. Эволюция магматизма при рифтогенезе и некоторые практические следствия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 955–958.
 19. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской поздне-мезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
 20. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Петрогеохимические критерии тектонической природы позднемезозойского магматизма Восточного Сахалина // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 972–976.
 21. Гранник В.М. Мезозойские террейны Южного Сахалина // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 675–678.
 22. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Набильского, Лунского и Центрального хребтов Восточно-Сахалинских гор: Препр. Южно-Сахалинск, 1992. 63 с.
 23. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 68–86.
 24. Гранник В.М. Магматизм и геодинамика фанерозойских активных континентальных окраин Востока Азии (Сихотэ-Алинь-Сахалин-Курильские острова) // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 7–44. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. 1).
 25. Гранник В.М., Коваленко Р.В., Сергеев К.Ф. Островодужные и океанические породы юго-восточной части охотоморского склона о. Сахалин // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 146–149. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. 1).
 26. Гранник В.М. Субдуцированные террейны океанической плиты и фрагмент континентальной литосферы в геологической структуре Сахалина // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы совещ. М., 1998. Т. 1. С. 147–149.
 27. Гранник В.М. Тектоника Сахалина и прилегающих акваторий // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 306–308.
 28. Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. АН. 1998. Т. 359, № 1. С. 70–73.
 29. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 79–83.
 30. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Моделирование процессов субдукции // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 846–856.
 31. Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 168 с.
 32. Казьмин В.Г. Подвижность зон субдукции и субдукционные пояса // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 4. С. 526–529.
 33. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное стро-

- ение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
34. Куделькин В.В. Структурный контроль осадочных бассейнов в юго-западной части Охотского моря // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 4–10.
 35. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
 36. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН; Вып. 334).
 37. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
 38. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 39. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН; Вып. 371).
 40. Результаты охотоморской экспедиции на НИС “Пегас” (рейс 31) / Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Нарыжный В.И. и др.: Препр. Южно-Сахалинск, 1989. 40 с.
 41. Речкин А.Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. 1984. С. 102–120.
 42. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН; Вып. 411).
 43. Рождественский В.С., Речкин А.Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 40–44.
 44. Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. №3. С. 62–71.
 45. Строение залива Терпения о.Сахалина по материалам комплексных геофизических и геологических исследований / Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. // Геология и геофизика. 1974. № 12. С. 47–60.
 46. Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
 47. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.Н. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 99–109.
 48. Терещенков А.А., Туезов И.К., Харахинов В.В. Земная кора Сахалина и прилегающих акваторий // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 84–91.
 49. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
 50. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
 51. Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 186 с.
 52. Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japanese islands and neighbor hoods // Geophys. Mag. Tokyo. 1935. V. 3, N 8. P. 305–325.
 53. Geology of Hokkaido. Geological map of Hokkaido 1:600000. Geological Survey of Hokkaido, 1980. 113 p.

Поступила в редакцию 28 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.M. Grannik

Paleoseismofocal zones of Sakhalin

Brief characteristics of structural elements of the Early Cretaceous and Late Cretaceous-Paleogene active Pacific margins are given. The essence of the notions “seismic focal zone” (Benioff zone) and “paleoseismic focal zone” (Benioff paleozone, subduction suture) is specified. Benioff zones correspond to a subducting part of the oceanic plate. They are represented by one or several zones of the geological medium continuity located at the boundaries or inside the subducting plate caused by mechanical dislocations of rock and thermal fluid masses, phase transitions (structural and material transformations) of rocks of the subducting plate and its interaction with the subasthenospheric mantle. In folded belts Benioff paleozones are represented by subduction sutures fixing blocking of subsidence of oceanic plates and disappearance of the earlier active Benioff zones. Pre-Mesozoic Benioff paleozones can also be included into zones of folding. The Central Sakhalin Benioff paleozone (a zone of melanged large-block mixites and ophiolite melange 65-70 km wide, dipping west at 13-56°) and the Okhotsk Sea Benioff paleozone (a zone of ophiolite melange 40-70 km wide, dipping west at 45°) included into the Early Cretaceous and Late Cretaceous-Paleogene active margins are reconstructed. The geological structure of the island and adjacent water areas in the Late Mesozoic-Early Cenozoic formed in the course of subsequent development of the characterized different-age active margins.

CONODONT BISTRATIGRAPHY OF THE MUNGOG FORMATION (LOWER ORDOVICIAN), YEONGWEOL, KOREA

Byung-Su Lee* and Kwang-Soo Seo**

*Department Earth Science Education, Chonbuk National University, Jeonju, 561-756, Korea

**Department Earth Environmental Science, Kongju National University, Kongju, Korea

Three sections (Golmacha, Seonghwangchon, and Mohari sections) of the Mungog Formation, Yeongweol, are examined for conodont biostratigraphy. Assemblage Zone 1 (=Semiacontiodus nogamii – Cordylodus lindstroem – Utahconus beimadaoensis Zone), Assemblage Zone 2 (=Rossodus manitouensis – Chosonodina herfurthi Zone), Assemblage Zone 3 (=Scolopodus quadraplicatus–Paroistodus proteus – Drepanoistodus forceps Zone), and Assemblage Zone 4 (=Paracordylodus gracilis Zone) are tentatively established within the formation. The preliminary data on correlation of these zones are briefly summarized. The Cambrian – Ordovician boundary in the Yeongweol area is probably present within beds immediately below Assemblage Zone 1, near the base of the Mungog Formation.

Key words: biostratigraphy, Mungog Formation, Lower Ordovician, conodont, Korea.

INTRODUCTION

The Mungog Formation, composed mainly of diverse lithotypes of limestone, calcareous or non-calcareous shale and dolostone, was first established by Yosimura [42], as one of five stratigraphic subdivisions of the Yeongweol-type Choseon Supergroup. Also, Yosimura [42] reported some macroinvertebrate fossils from the formation, including brachiopod and trilobite, which were later systematically described and illustrated by Kobayashi [14, 16, 17]. Shortly before, Kobayashi and Kimura (1942) reported a few graptolite fossils from the formation.

In recent years, very important paleontological studies of the Mungog Formation are added, including conodonts [6, 38] problematic fossil *Sphenothallus* [12], and trilobite [13,38] studies. Also, recent publications regarding sedimentological studies [7, 30, 31, 32, 40] discussed the depositional environment of the formation, ranging from subtidal to supratidal facies of the shallow shelf environment.

Some discrepancies regarding the age determination of the Mungog Formation are noted among the previous workers listed above, concerning both lower and upper limits, or one of them. On the other hand, the lowest conodont occurrence of the formation is closely related to the Cambrian – Ordovician boundary problem because of lack of any fossil present in the underlying Wagog Formation, which has been interpreted as a unit spanning the boundary [5], although the traditional boundary has

been drawn between the Wagog and Mungog formations [17, 22].

Of two conodont biostratigraphic studies hitherto carried out on the Mungog Formation, the first one of Won and Lee [39] was very limited both in lateral and vertical spacing in scope, and the second one of Choi [6] employed uncertain lithostratigraphic and biostratigraphic data.

This study was intended to describe the conodont fauna of the Mungog Formation, Yeongweol, to erect biostratigraphic zonal schemes, to correlate them with coeval ones of other parts of the world, and to discuss the Cambrian-Ordovician boundary in this area, based on diverse and abundant conodont collections.

The senior author has already collected a lot of conodont specimens from the lower part of the Mungog Formation in the Mohari and Golmacha areas, Yeongweol, in the course of conodont study of the adjacent Machari Formation [21]. Supplementary limestone samples were collected chiefly at three sites in 1997 and 1998; Mohari, Seonghwangchon and Golmacha areas.

All conodont data are deposited at the Department of Earth Environmental Science, Chonbuk National University, Jeonju.

PREVIOUS WORKS

The Yeongweol-type Choseon Supergroup of the Cambro-Ordovician was first surveyed, mapped, and classified into five lithostratigraphic units, i.e. Sambangsan, Machari, Wagog, Mungog and Yeong-

heung formations in ascending order, and the Mungog Formation was further subdivided into three parts in the western part of Mt. Siru, a type locality of the formation [42].

Kobayashi [17] modified this subdivision and added some new stratigraphic data. Recently, Park et al. [32] established four informal members in the formation based on some important lithofacies such as ribbon rock, dolostone, shale and flat-pebble conglomerate etc., including basal (ribbon rock + dolostone, 50 m), lower (dolostone, 30–35 m), middle (ribbon rock + flat-pebble conglomerate, 30–60 m), and upper (shale + ribbon rock + dolostone, 50–60 m) members.

Yosimura's [42] fossil collection is systematically described by Kobayashi [14, 17], who correlated the Mungog Formation with the Dongjeom Quartzite through the Dumugol Shale to the lower part of the Maggol Limestone of the Duwibong-type Choseon Supergroup, ranging from Tremadocian to Arenigian in age, based on macroinvertebrate fossils. Kobayashi and Kimura (1942) found a few graptolite species, i.e. *Dictyonema* cf. *flabelliforme* and *Clonograptus*(?) sp. from the formation indicating Early Ordovician in age.

Recently, three Tremadocian trilobite assemblage zones were recognized within the Mungog Formation by Park et al. [32], and Kim and Choi [13], based on biostratigraphically important taxa, such as *Yosimuraspis*, *Jujuyaspis*, *Pseudokainella* (basal), *Kainella* sp. cf. *K. euryraxis* (middle), *Micragnostus coreanicus*, *Shumardia pellizzarii*, *Apatokephalus hyotan*, *Hystriacus megalops*, *Dikelokephalina asiatica*, *Asapellus* sp., and *Koraispis spinus* (upper) etc. These trilobite-based age determinations are somewhat different from conodont-based results mentioned below.

Won and Lee [39] studied conodont fauna of 34 species belonging to 11 genera from the Mungog Formation at two localities, and suggested that the formation could be correlated with the Late Tremadocian to the Early Arenigian. Similarly, Choi [6] correlated his five Mungog conodont zones with relevant zonal schemes of the Late Tremadocian to the Early Arenigian.

Meanwhile, Choi et al. [5] reviewed the Cambrian-Ordovician boundaries in the Taebaegsan region, based primarily on trilobite and conodont data. They regarded the boundary of the Yeongweol-type sequence as a horizon below the base of the Mungog Formation, that is, within the uppermost part of the Wagog Formation.

THE MUNGOG FORMATION

The Mungog Formation [42], a Lower Ordovician strata of the Yeongweol-type Choseon Supergroup, are well exposed in the northwestern part of Yeongweol-eup and Puk-myeon, Yeongweol-gun, Kangwon province (Fig. 1). In this study, three sectional areas were

systematically examined, and lithologic details of each area are summarized in Figs 2, 3, and 4.

The Mungog Formation consists mainly of several lithofacies, including ribbon rocks of diverse patterns, such as straight or planar, nodular, and flaser or wavy bedded ones, intraclastic grainstone to packstone (=flat-pebble conglomerate), peloidal-oolitic-bioclastic grainstone to packstone (dolomitic limestone) and marlstone or shale, as noted by Choi et al. [7], and Paik et al. [31]. According to this lithologic association, the formation is subdivided into four members, which are essentially identical with those of Park et al. [32].

Both the lower and uppermost beds (Members 1, 2, and the upper part of 4) are mostly dolomitized, the upper beds (Member 3) contain frequent intercalations of flat-pebble conglomerates, and also, the uppermost beds (Member 4) are characterized by the domination of marlstone to shale.

The basal member, less than 35m in thickness, comprises ribbon rocks, thin (<25cm in thickness) flat-pebble conglomerate, and massive dolomitic limestone. Particularly, dolomitic limestones always contain dark, elongated chert nodules, which are subparallel to bedding. These are useful for stratigraphic recognition and correlation in the field.

The lower member entirely consists of grey, very thick (40–50m), poorly bedded dolomitic limestones. In this interval, no other lithofacies are intercalated.

The middle member, 45–50 m thick, is characterized by an alternation of ribbon rocks and flat-pebble conglomerates, with occasional interbeds of bedded dolomitic limestones containing sparse chert nodules.

The upper member, 50–60m thick, is also composed of ribbon rock, greenish grey shale, flat-pebble conglomerate, and dolomitic limestone, which grade into thick-bedded, tabular dolostones of the Yeongheung Formation, the top unit of the Yeongweol-type Choseon Supergroup.

MEASURED SECTION

The Mungog Formation at three sites was measured and sampled, that is the Golmacha, Seonghwangchon, and Mohari sections. The Golmacha section is well exposed on the road side of the provincial route 413, the northern part between the Macha Middle School and the entrance to the Golmacha village, Machari, Puk-myeon. The Seonghwangchon section is located near the Araegol water reservoir, Yeondeogni, Puk-myeon. The Mohari section indicates two intervals 1) along the national route 38, near the entrance to the Dumog village, and 2) a short section structurally controlled within the village, Yeongweol-eup. The location of each section is represented in Fig. 1, and lithologic details with sampling horizons are illustrated

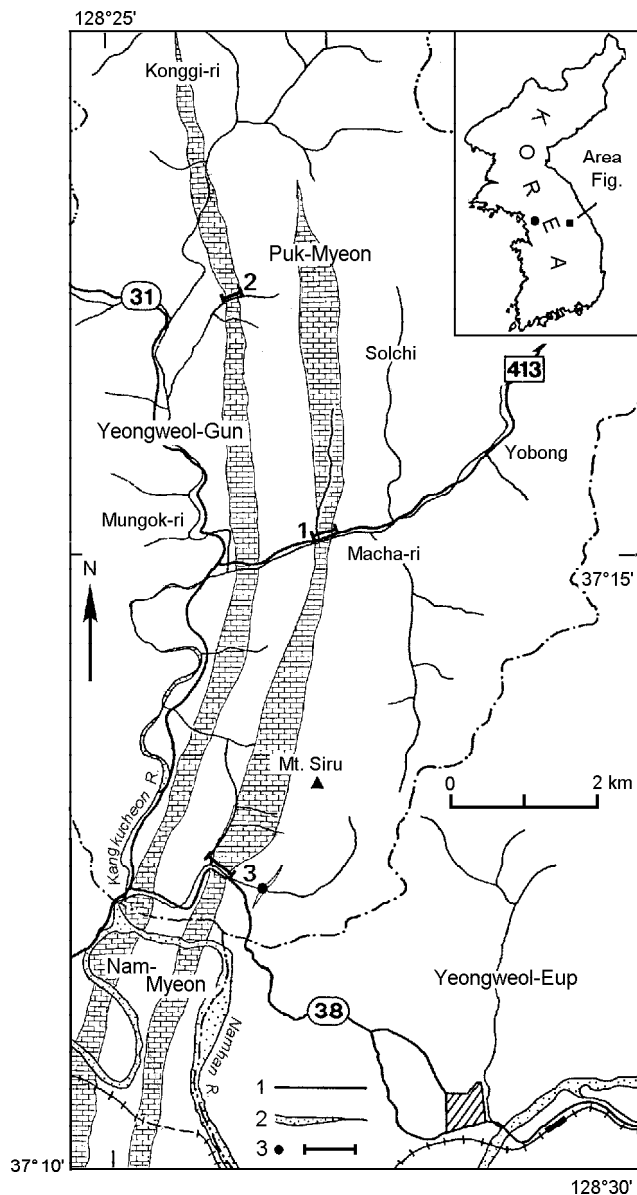


Fig. 1. Distribution of the Mungog Formation examined in this study, northwestern Yeongweol area.

1 – national and provincial roads; 2 – river and stream lines, and 3 – measured sections. Sectional localities are: Golmacha (1), Seonghwangchon (2) and Mohari (3) sections.

in Figs 2 (Golmacha), 3 (Seonghwangchon), and 4 (Mohari).

Although the vertical lithologic variation is not so great between the three sections, the Golmacha section has the best exposure among them, so we explain the section below. Sixty limestone samples for conodont study were collected in the three sections; twenty-two, in the Golmacha section; 19, in the Seonghwangchon section; and 19, in the Mohari sections, respectively.

The full length of the Golmacha section reaches more than 184m; Member 1–33.1m, Member 2–43.9m, Member 3–49.2m, and Member 4–58.0 m. Member 1

starts with shale bed, about 20 cm thick, rested directly on the dark, thick, massive dolostone bed of the underlying Wagog Formation, and most of the overlying interval consists of thick, dolomitic ribbon rocks of various patterns, except two, thin flat-pebble conglomerate, and also two dolomitic limestone beds with chert nodules (2.8 m thick), respectively, in the middle part. Five horizons of ribbon rocks and one flat-pebble conglomerate bed are sampled within Member 1.

Member 2 is composed exclusively of very thick, poorly bedded or weakly bedded dolomitic limestones, which are underlain and overlain by ribbon rocks of Members 1 and 3, respectively. No samples were collected in this interval for conodont biostratigraphic study.

In Member 3, dolomitic limestones are presented in the lower part, whereas dominant are large amount of ribbon rock with frequent intercalation of flat-pebble conglomerates in the upper part. A few beds of flat-pebble conglomerates interbedded in this unit are exceptionally thick bedded (>80cm), although they are about 20 cm in average thickness. Moreover, at least twenty beds, are intercalated within the member in the Golmacha section. These two important clues, namely thickness and frequency of intercalation of the rock type, distinguish Member 3 from other ones. A dolomitic grainstone bed about 50 cm thick with chert nodules is included near the top of the member. This bed is thin and light-colored, and chert nodules are of low density. Eight samples were collected in beds of ribbon rocks, and flat-pebble conglomerates.

The base of Member 4 is recognized by the lowest occurrence of marlstone to shale. Other constituents of the member are ribbon rock, flat-pebble conglomerate, dolomitic limestone, and massive limestone. Dolomitic limestone becomes predominant in the upper part. Flat-pebble conglomerates are interbedded within eight horizons. Eight samples were all collected from ribbon rock beds of Member 4 for conodont study. Unfortunately, the uppermost, about 15 m, interval of the member was not sampled, owing to lack of outcrop or of pure limestones.

CONODONT OCCURRENCE

From three full sections and one short interval, sixty-two limestone samples were collected for conodont biostratigraphic study, using serial sampling method. Detailed sampling localities are shown in Fig. 1, and are described in the preceding section. Each sample varied from 4.0 kg in a sample up to approximately 8.0 kg. All samples were weighed, crushed to a size as large as 2–3 cm in diameter, and then processed in dilute acetic acid of about 15%. This was followed by microscopic examination of the residues.

Fourty of sixty-two samples yielded 999 discrete conodont specimens, and these were classified into 34

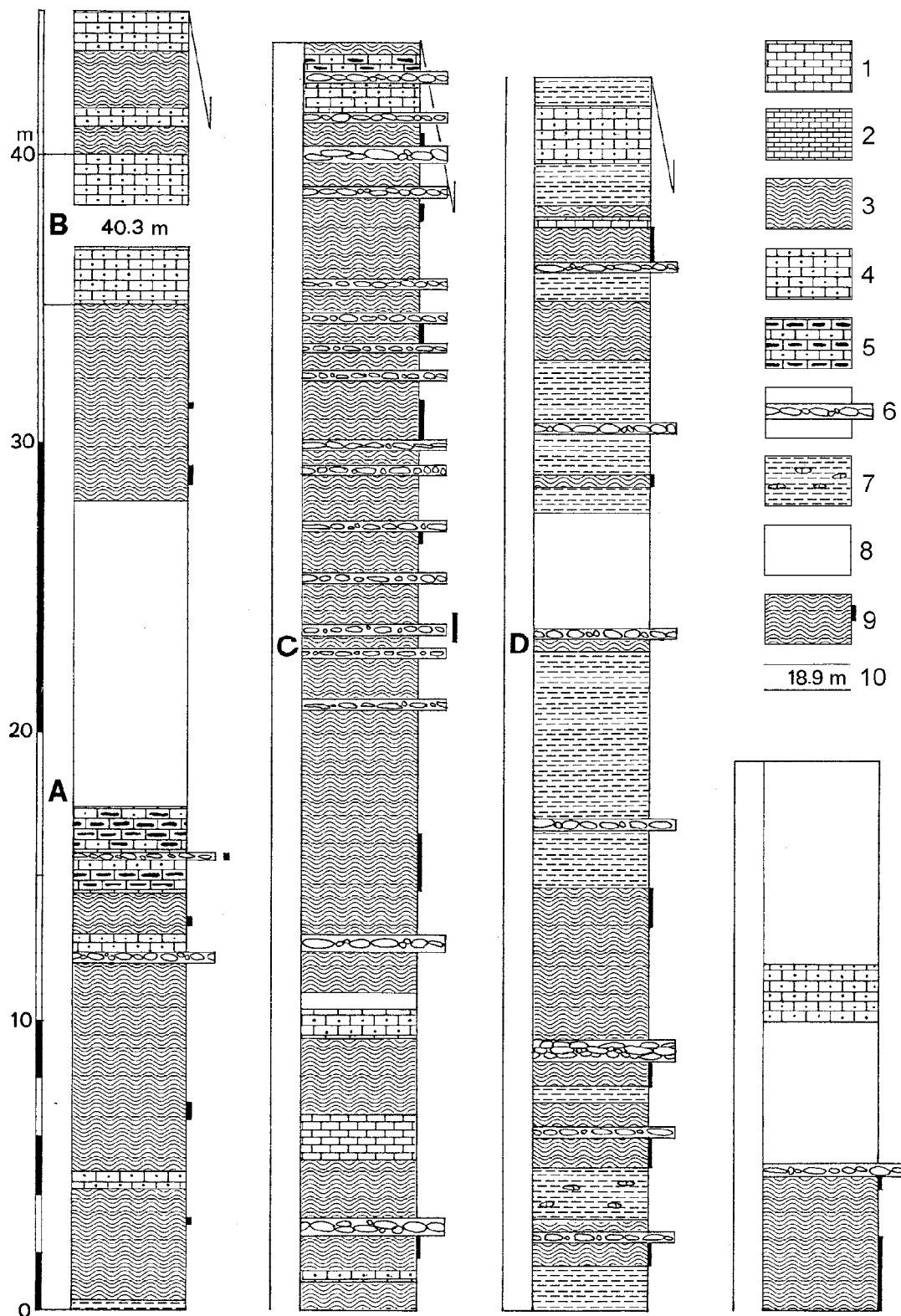


Fig. 2. Columnar stratigraphy of the Golmach section, with sample horizons.

Abbreviation : A-D – members. 1 – massive limestone; 2 – laminated limestone; 3 – ribbon rock; 4 – dolomitic limestone; 5 – dolomitic limestone with chert nodules; 6 – flat-pebble conglomerate; 7 – shale or marlstone; 8 – soil cover; 9 – sampling interval; 10 – unfigured interval.

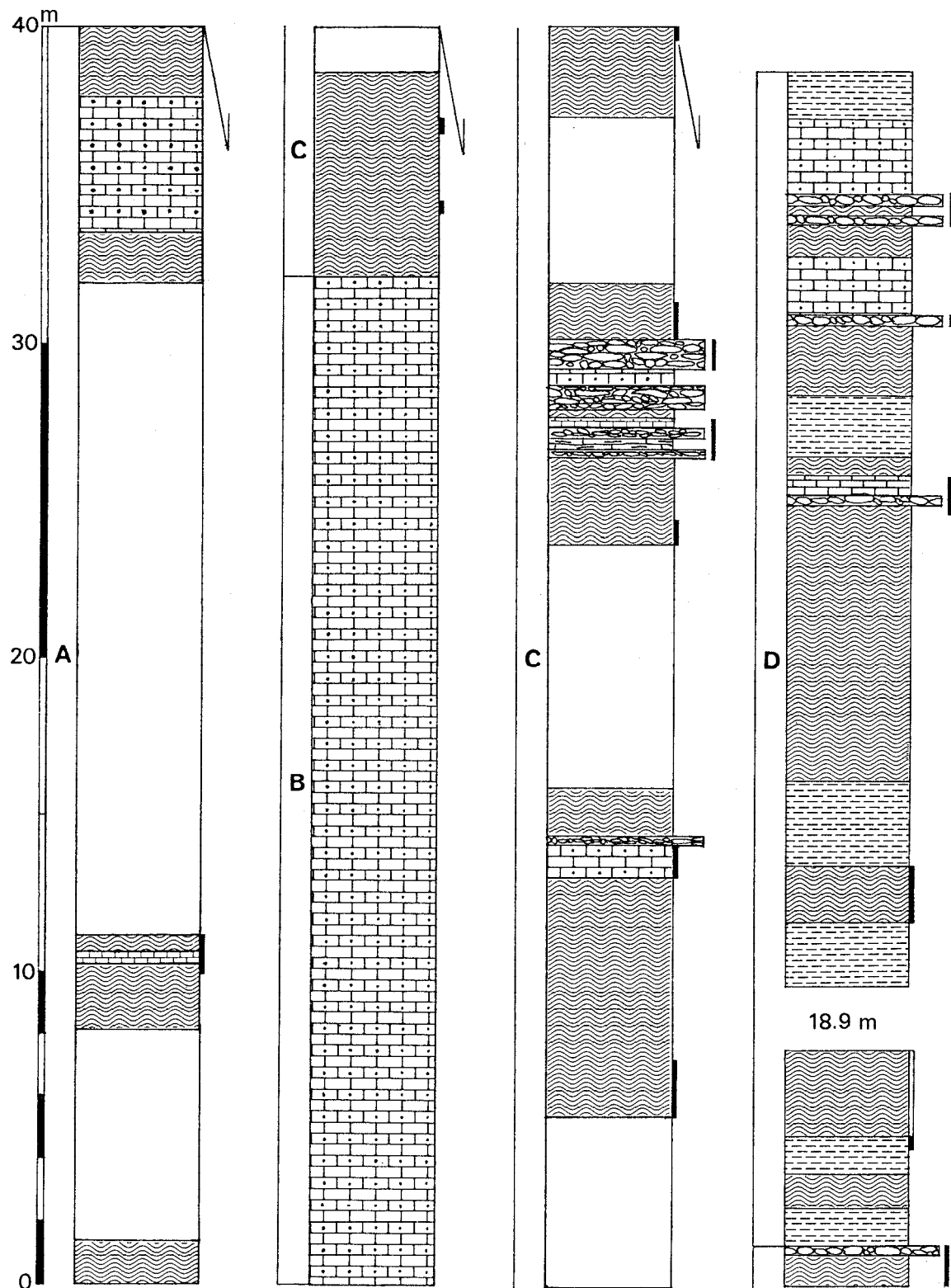


Fig. 3. Columnar stratigraphy of the Seonghwangchon section, with sample horizons.
 Explanation of legend refers to Fig. 2. Abbreviation : A–D – members.

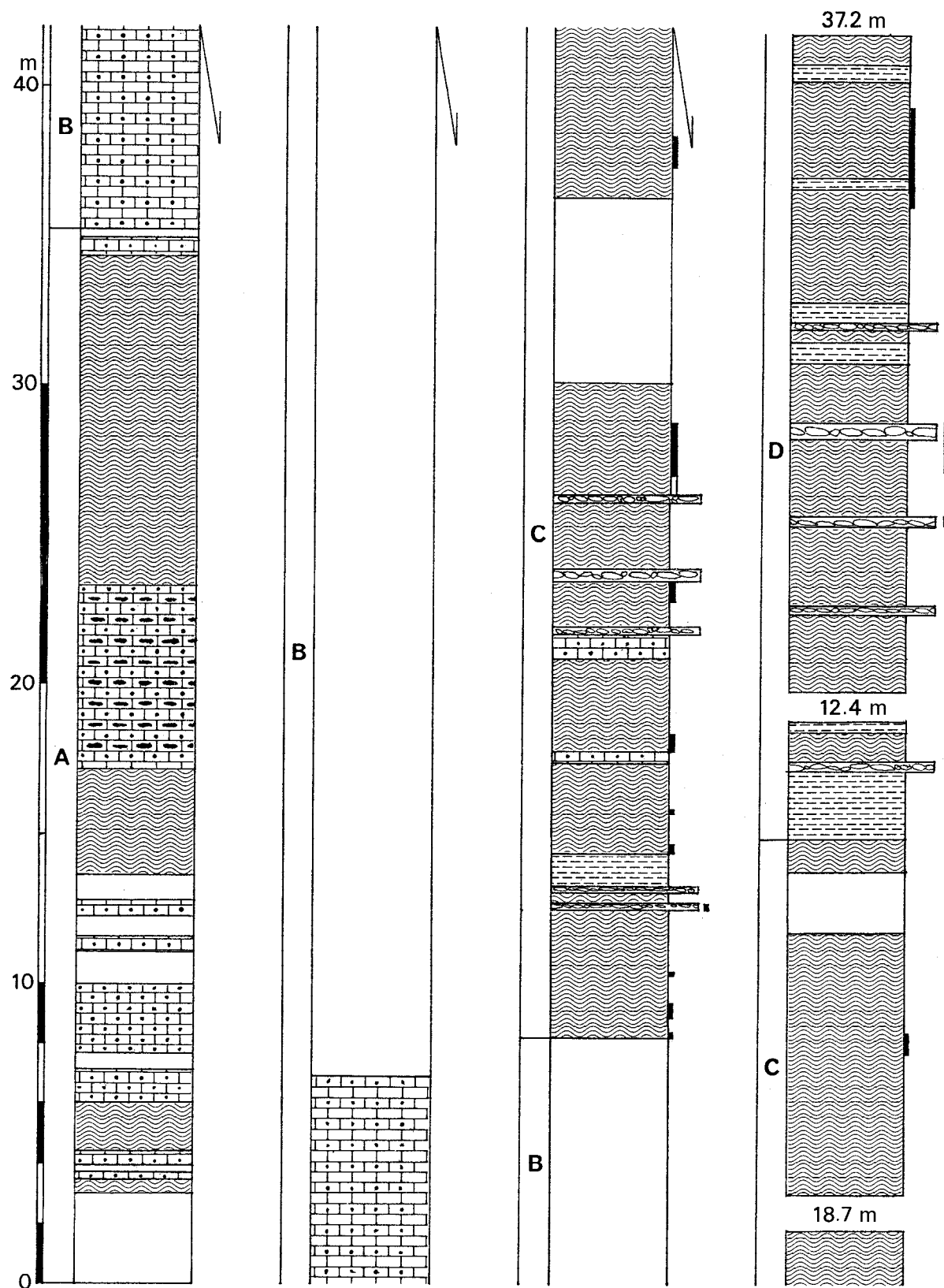


Fig. 4. Columnar stratigraphy of the Mohari section, with sample horizons.

Explanation of legend refers to Fig. 2. Abbreviation : A-D – members.

species assignable to 15 genera based on multielement and form taxonomies. Sample horizons and intervals are illustrated in Figs 2, 3, and 4. Conodont distribution in fossiliferous samples is shown in Plate 1.

Of sixty-two limestone samples collected in this study, conodonts are recovered from forty samples at a ratio of 65%; 77% of 17 to 22 samples in Golmacha, 62% of 13 to 21 samples in Seonghwangchon, and 53% of 10 to 19 samples in two Mohari sections. Conodont recovery per sample is counted as relatively low, so only 15 samples are contained more than 10 specimens. Stratigraphically, conodonts are more abundant in the lower samples than in the upper ones.

Generally, conodonts were below the average size; variation between each conodont taxa or within a conodont taxa is great. Also, most specimens are relatively well preserved with no sign of any deformation, although some are fragmented. Elements are dark grey to black, indicating a high degree of thermal maturity.

FAUNAL SUCCESSION AND CORRELATION

Diverse conodonts of great value in biostratigraphy are recovered from three sections of the Mungog Formation in the Yeongweol area. Unfortunately, the conodont species of each section was not well differentiated stratigraphically owing to the paucity of conodont specimen, especially in the upper part of the formation, and of limestone samples collected. A more refined restudy for additional collections is required to establish a precise biostratigraphical correlation. The fauna important for biostratigraphy includes *Cordylodus proavus*, *C. drucei*, *C. intermedius*, *C. lenzi*, *C. angulatus*, *C. rotundatus*, *Semiacontiodus nogamii*, *Monocostodus sevierensis*, *Utahconus utahensis*, *U. beimadaoensis*, *Rossodus manitouensis*, *Chosonodina herfurthi*, *Acanthodus lineatus*, *A. uncinatus*, *Scolopodus quadraplicatus*, *Drepanoistodus forceps*, *Oistodus selene*, *Paroistodus proteus*, *Distacodus dumugolensis*, and *Paracordylodus gracilis*.

On the basis of these species, four informal conodont assemblage zones are tentatively established in the Mungog Formation, namely Assemblage Zone 1 (= *Semiacontiodus nogamii* – *Cordylodus lindstroemi* – *Utahconus beimadaoensis* Zone), Assemblage Zone 2 (= *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone), Assemblage Zone 3 (= *Scolopodus quadraplicatus* – *Paroistodus proteus* – *Drepanoistodus forceps* Zone), and Assemblage Zone 4 (= *Paracordylodus gracilis* Zone) in ascending order. The base of each zone is drawn at the lowest occurrences of the respective key taxa.

Assemblage Zones 1 and 2 are assigned to Member 1 or probably to the lower part of Member 2. Assemblage Zones 3 and 4 are assigned respectively to Members 3 and 4. Stratigraphic boundary of each zone

is at hand unclear due to lack of detailed sampling. Ranges of conodont taxa are shown in Fig. 5, and correlation of the zones with those of other areas is illustrated in Fig. 6.

Golmacha section

Three lower assemblage zones listed above are recognized in Members 1 and 3 of the Golmacha section.

The lowest conodont occurrence is recorded in the sample Om 2, 6.69 m above the base of the Mungog Formation, in the Golmacha section. Om 2 contains *Cordylodus proavus*, *C. lindstroemi*, *C. angulatus*, *C. rotundatus*, *C.(?) sp.*, *Semiacontiodus nogamii*, *Oneotodus variabilis*, *Scolopodus sulcatus*, *S. warendensis*, *Utahconus beimadaoensis*, and *Drepanoistodus* spp. This association allows the tentative recognition of Assemblage Zone 1 (*Semiacontiodus nogamii* – *Cordylodus lindstroemi* – *Utahconus beimadaoensis* Zone).

Cordylodus proavus is a cosmopolitan species ranging from the *Corbinia apopsis* Subzone of *Saukia* Zone to *Missisquoia* and *Symphysurina* zones of the North American trilobite zonal scheme of the uppermost Cambrian to the lowermost Ordovician. This interval is approximately equivalent to Fauna A of Ethington and Clark [10], and the *Cordylodus proavus* Zone of Miller [25, 26].

Semiacontiodus nogamii, recovered from Om 2 and Om 3, ranges from the *C. elegance* Subzone of the *C. proavus* Zone to the lower Fauna B in association with *Parutahconus nodosus* and *Jujuyaspis* (trilobite).

Cordylodus angulatus and *C. rotundatus* are recovered in Fauna B except lowermost part and lower part of Fauna C of Ethington and Clark [10] in North America. Lindström [23] recorded this species through the Upper Tremadocian and into the lower part of the Arenigian in Scandinavia. *C. angulatus* persists into the overlying sample Om 3. *Cordylodus angulatus* and *C. rotundatus* have a common association, but have different ancestors; *C. intermedius* is the ancestor of *C. angulatus*, whereas *C. drucei* is the ancestor of *C. rotundatus* [26]. This lineage is not clearly documented in this study, except that *C. angulatus* and *C. drucei* are commonly obtained from the overlying sample Om 3.

Cordylodus lindstroemi first occurs at the base of Fauna B, which is within the lower part of the *Symphysurina brevispicata* Subzone of the *Symphysurina* Zone. *Utahconus beimadaoensis*, a long-ranging species, occurs in the *Utahconus beimadaoensis* – *Monocostodus sevierensis* Zone of the lowest Ordovician in North China [3]. However, a taxonomic revision of *U. beimadaoensis* is required for more detailed stratigraphic range of the species, which is confused at the present level in morphology with spp. of *Utahconus*, elements of *Parutahconus nodosus*, *Acodus tetrahedron*, and *Scando-*

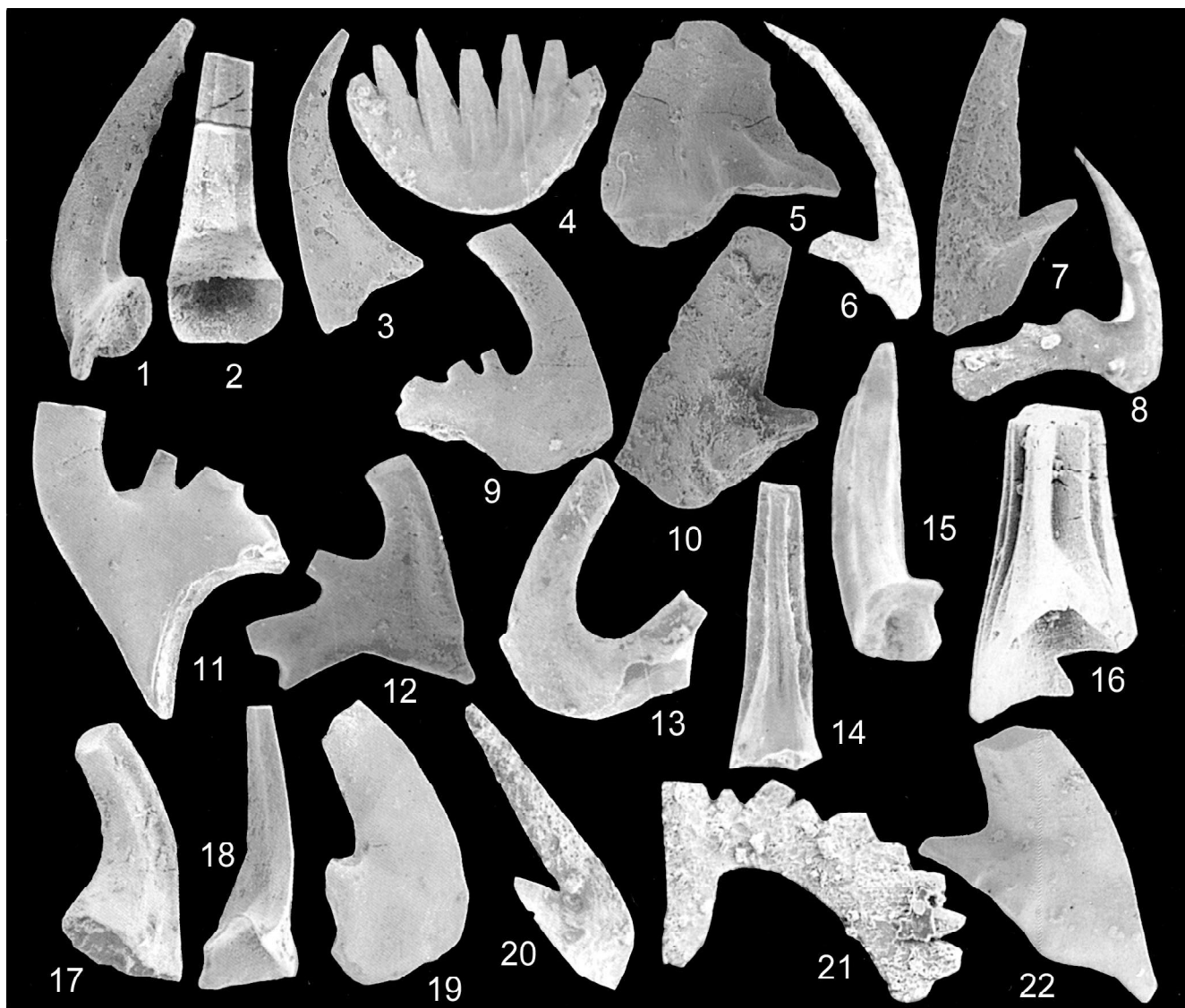


Plate 1.

1. *Acanthodus lineatus* (Furnish), Sh 6, lateral view, $\times 35$. 2. *Acontiodus propinquus* Furnish, Sh 6, posterior view, $\times 132$. 3. *Proconodontus* sp., Om 4, lateral view, $\times 106$. 4. *Chosonodina herfurthi* Muller, Om 4, posterior view, $\times 92$. 5, 18. *Rossodus manitouensis* Repetski and Ethington, posterior views of acontiodiforms; 5, Om 3, $\times 118$; 18, Sh 1, $\times 97$. 6. *Distacodus dumugolensis* Seo, lateral view of oistodiform el., Om 6, $\times 101$. 7. *Drepanoistodus inaequalis* (Pander), lateral view, Om 12, $\times 158$. 8, 21. *Paracordylodus gracilis* (Lindstrum), lateral views; 8, cyrtioniodiform el., Sh 8, $\times 180$; 21, paracordylodiform el., Sh 18, $\times 177$. 9. *Cordylodus angulatus* Pander, lateral view, Om 3, $\times 118$. 10. *Oistodus lanceolatus* Pander, lateral view, Om 4, $\times 78$. 11. *Cordylodus intermedius* Furnish, lateral view, Om 3, $\times 67$. 12. *Cordylodus drucei* Miller, lateral view, Om 3, $\times 127$. 13. *Cordylodus rotundatus* Pander, lateral view, Om 2, $\times 158$. 14. *Scolopodus sulcatus* Furnish, posterior view, Om 2, $\times 185$. 15, 17. *Glyptoconus quadraplicatus* (Furnish), posterolateral views; 15, Om 3, $\times 83$; 17, Sh 9, $\times 86$. 16. *Paltodus* sp., lateral view, Sh 9, $\times 115$. 19. *Paroistodus proteus* (Lindstrum), lateral view, Om 9, $\times 51$. 20. *Drepanoistodus forceps* (Lindstrum), lateral view, Om 11, $\times 106$. 22. *Oistodus selenopsis* Serpagli, lateral view, Sh 1, $\times 80$.

us furnishi, and even a species of *Paltodus*. Other species from Om 2 including *Scolopodus warendensis* are relatively long-ranging species.

None of the key species as presently understood has its lowest occurrence at the same horizon, making the definition of the base of Zone 1 somewhat difficult. Detailed sampling of the basal part of the Mungog Formation is required to establish precise zonation. The

top of Assemblage Zone 1 appears to be marked by the first appearance of *Rossodus manitouensis* and *Chosonodina herfurthi*, the key species of the overlying zone. Miller [25, 26] defined the base of Fauna B by the lowest occurrence of *Cordylodus lindstroemi* Druce and Jones [8], a form considered to represent ontogenetic variants of *Cordylodus* elements with secondary basal tips. Based on this idea and consideration of stratigraphic ranges of



Plate 2.

1. *Drepanodus suberectus* (Branson and Mehl), lateral view, Om 8, $\times 77$. 2. *Cordylodus rotundatus* Pander, lateral view, Om 2, $\times 116$. 3. *Oneotodus erectus* Druce and Jones, lateral view, Om 3, $\times 136$. 4. *Cordylodus angulatus* Pander, lateral view, Om 3, $\times 126$. 5. *Drepanodus simplex* Branson and Mehl, lateral view, Om 7, $\times 73$. 6. *Oistodus contractus* Linström, lateral view, Om 8, $\times 42$. 7. *Scolopodus bolites* Repetski, posterior view, W 11, $\times 136$. 8. *Drepanodus homocurvatus* Linström, lateral view, Om 8, $\times 55$. 9. *Drepanodus concavus* (Branson and Mehl), lateral view, Sh 1, $\times 58$. 10. *Rossodus manitouensis* Repetski and Ethington, posterior view of acantiodiform el., Sh 1, $\times 131$. 11. *Oistodus lanceolatus* Pander, lateral view, Sh 1, $\times 86$.

other species of Om 2, Assemblage Zone 1 defined herein appears to be correlated with the upper part of the *Cordylodus proavus* Zone and lower *Symphysurina brevispicata* Subzone of the *Symphysurina* Zone of the uppermost part of the Lower Tremadocian or probably with the middle part of Fauna B. Accordingly, the Cambrian-Ordovician boundary in the Yeongweol area is probably present within beds immediately below Assemblage Zone 1, near the base of the Mungog Formation.

Assemblage zone 1 or the *Semiacontiodus nogami* – *Cordylodus lindstroemi* – *Utahconus beimadaoensis* Zone is the lowest conodont assemblage of the Ordovician strata in Korea. In the Taebaegsan region, the *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis* Zone is the lowest Ordovician one established in the Dumugol Shale of the Duwibong-type Choseon Supergroup.

The sample Om 3, 4.25 m above Om 2, yielded some important conodonts of *Acodus tetrahedron*, *Cordylodus drucei*, *C. intermedius*, *Drepanodus concavus*, *D. tenuis*, *Drepanodus suberectus*, *Oneotodus erectus*, *Rossodus manitouensis*, *Scandodus furnishi*, *Teridontus nakamurai*, *Scolopodus primitivus*, *S. shuiyuensis*, and *Glyptoconus bassleri*, etc., and the sample Om 4, 13.69 m above the base of the Mungog Formation, yielded *C. intermedius*, *Rossodus manitouensis*, *Chosonodina herfur-*

thi, *Drepanoistodus pervetus*, *D. lanceolatus*, *Oneotodus gracilis*, *Scolopodus primitivus*, and *Glyptoconus bassleri*, etc. Om 5 (26.42 m above the base) contains *R. manitouensis*, *D. lanceolatus*, *A. tetrahedron*, and *Scolopodus warendensis*. Om 6 (28.62 m above the base) also contains *R. manitouensis* in association with *Oistodus inaequalis*, and *Distacodus* sp.

The stratigraphic interval from sample Om 3 to Om 6 of 17.68 m thick, is tentatively labelled as Assemblage Zone 2 (= *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone). This zone is more or less thin, relative to zones of the Dumugol Shale (27–30 m thick of Seo [34]; 30–36 m thick of Lee et al. [19] in the Duwibong and Ogdong areas. More detailed sampling may solve this problem. *Rossodus manitouensis* first occurs at 0.75 m horizon below the base of the first bed of dolomitic limestone containing chert nodules through Om 5 and Om 6, respectively, of ribbon rocks. *Chosonodina herfurthi* first occurs in flat-pebble conglomerate bed, immediately below the second chert nodule-containing bed, 13.69 m above the base of the Mungog Formation.

Cordylodus drucei occurs in the uppermost part of the *C. proavus* Zone or Fauna B. *C. intermedius* is reported hitherto in the lower to middle part of the *Symphysurina* Zone or upper part of Fauna A, and

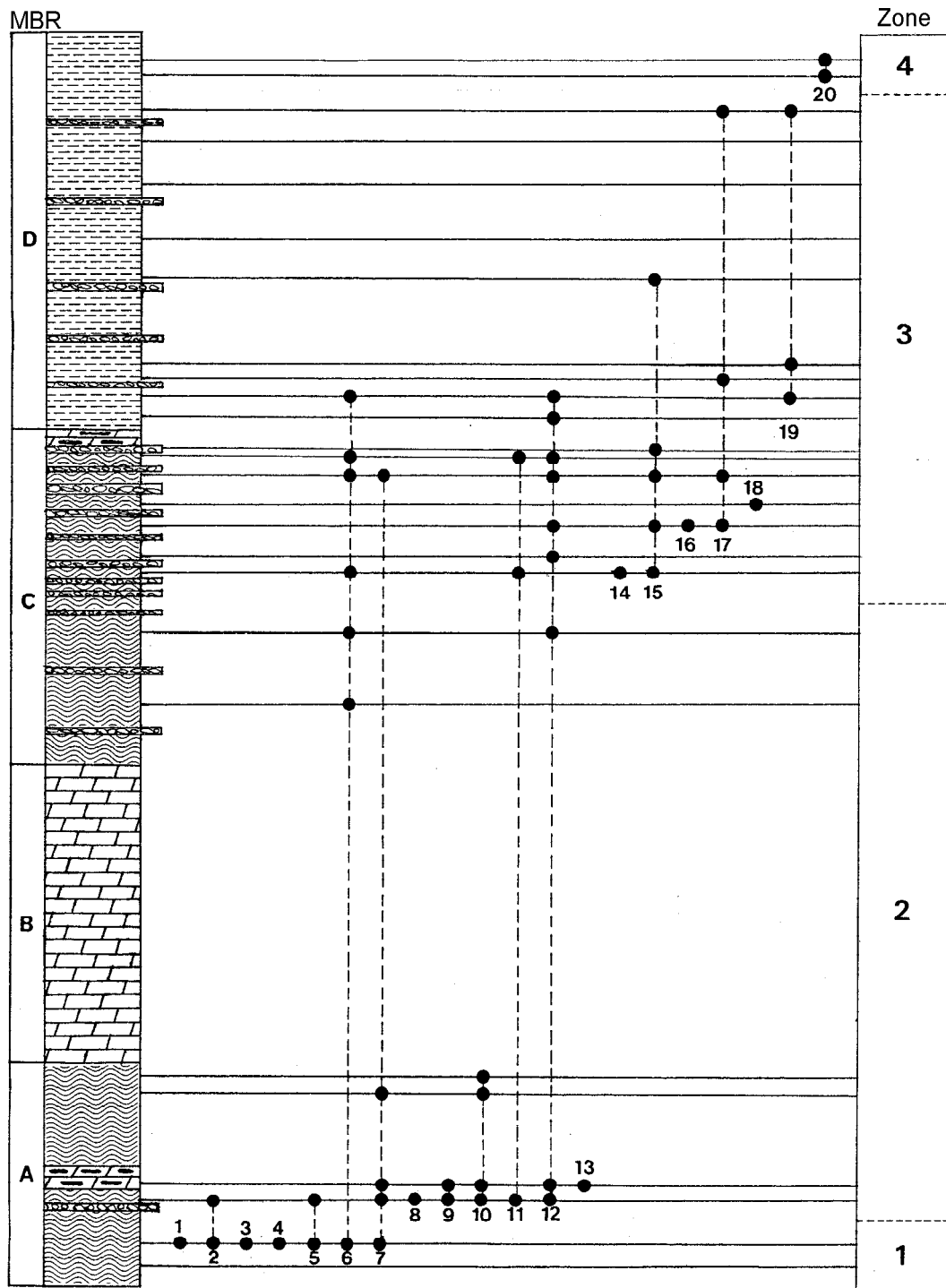


Fig. 5. Generalized stratigraphic ranges of selected conodont species from the Mungog Formation, Yeongweol area.

1 – *Cordylodus proavus*; 2 – *Semiacontiodus nogamii*; 3 – *Cordylodus lindstroemi*; 4 – *Cordylodus rotundatus*; 5 – *Cordylodus angulatus*; 6 – *Utahconus beimadaoensis*; 7 – *Scolopodus warendensis*; 8 – *Cordylodus drucei*; 9 – *Cordylodus intermedius*; 10 – *Rossodusmanitouensis*; 11 – *Scandodus furnishi*; 12 – *Glyptoconus bassleri*; 13 – *Chosonodina herfurthi*; 14 – *Paroistodus proteus*; 15 – *Scolopodus quadraplicatus*; 16 – *Drepanoistodus forceps*; 17 – *Drepanodus concavus*; 18 – *Drepanoistodus basiovalis*; 19 – *Distacodus dumugolensis*; 20 – *Paracordylodus gracilis*.

Area		KOREA			NORTH CHINA (An et al., 1983)	NORTH AMERICA (Miller, 1978, 1980)	
		Yeongweol (This study)	Duwibong (Lee, 1992; Seo, 1990)				
Age							
Lower Ordovician	Arenigian	Yeongheung Formation		Dumugol Shale	Liangjashan Fm.	<i>Triangulodus leei</i>	Fauna E
		(Assemblage Zone)	4				
	3		<i>Scolopodus quadraplicatus</i>		<i>Scolopodus quadraplicatus</i> – <i>Scolopodus opimus</i>	Fauna D	
	1				Fauna B		

Fig. 6. Correlation of conodont biozones of the Lower Ordovician in Korea, North China, and North America.

lower part of Fauna B of Ethington and Clark [10]. This species also is known from the Upper Tremadocian strata of Sweden [28], east Baltic region [41], Oaxaca, Mexico [27], Iran [29], Australia [8, 9, 11], northwestern Greenland [36], USSR [1, 2], and North China [3, 4]. In Korea, *C. intermedius* is recovered from a bed about 5 m above the base of the Dumugol Shale near the Yeongchun area [19], in association with *Acanthodus lineatus*, *Chosonodina herfurthi*, *C. angulatus*, *C. rotundatus*, *Monocostodus sevierensis*, and *Rossodus manitouensis*, etc.

Rossodus manitouensis and *Chosonodina herfurthi* co-occurs in the Lower Ordovician of various parts of the world. *R. manitouensis*, first reported from the Upper Tremadocian strata in North America [33], appears to be restricted to the upper conodont Fauna B and Fauna C of the North American midcontinental zonal scheme [18]. *C. herfurthi* with associates of *Loxodus bransonii* and *Clavohamulus densus*, etc. is known from strata equivalent to the upper part of Fauna B to Fauna C of North America [37], the upper part of the Warendian of Australia [35], the Yeli

Formation of North China [3], and the Dumugol Shale of Korea [19, 20, 21, 28, 34]. Meanwhile, Seo [34] and Lee et al. [19, 20, 21] correlated the *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone with the middle to upper part of Fauna C of North America, and the *Cordylodus rotundatus* – *Acodus oneotensis* Zone of North China [3].

No limestone samples were collected in the interval from the uppermost part of Member 1 (ca. 3.15 m thick) through Member 2 (ca. 43.86 m thick) to the lowermost part of Member 3 (ca. 6.84 m thick) below Om 7, because limestones of this range are dolomitic. Several long-ranging species are dominant in the samples Om 7, Om 8, Om 9, Om 10, Om 11, and Om 12. The conodont fauna includes *Acanthodus lineatus*, *Acodus triangulatus*, *Drepanodus arcuatus*, *D. concavus*, *D. conulatus*, *D. simplex*, *D. tenuis*, *Drepanoistodus forceps*, *Oistodus contractus*, *O. inaequalis*, *Scandodus furnishi*, *Scolopodus floweri*, and *Paroistodus proteus*, etc. These are assigned to Assemblage Zone 3 (= *Scolopodus quadraplicatus* – *Paroistodus proteus* – *Drepanoistodus forceps* Zone), and are approximately known from beds younger than the

Chosonodina herfurthi – *Rossodus manitouensis* Zone of the the Dumugol Shale in Duwibong area [34], and the *Rossodus manitouensis* Zone in the Ogdong area [19, 20], except *A. lineatus*, *D. conulatus*, *D. forceps*, and *Paroistodus proteus*. The first species is hitherto reported only from the *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone, and three remainders are all from zone(s) younger than the *Scolopodus quadraplicatus* Zone of the Dumugol Shale [34]. This fauna can be correlatable with Fauna C of North America [19, 20, 27, 34].

Accordingly, a younger conodont biozone overlying Assemblage Zone 2 can be considered to range from a bed slightly above the sample Om 9 probably through Om 11 definitely to Om 13, containing *Drepanodus conulatus*, *Drepanoistodus forceps*, *Paroistodus proteus*, and *Scolopodus quadraplicatus*. The top of the zone is unclear. Unfortunately, no time-sensitive conodonts have been recovered from the remainder of the Mungog Formation, except an occasional occurrence of *Distacodus dumugolensis* reported from the upper part of the *Scolopodus quadraplicatus* Zone of the Dumugol Shale [34]. Restudy of additional collections from the upper half of the formation may result in recovering diagnostic elements.

Seonghwangchon section

Three conodont assemblage zones are recognized in the Seonghwangchon section, namely Assemblage Zone 2 (= *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone), Assemblage Zone 3 (= *Scolopodus quadraplicatus* Zone), and Assemblage Zone 4 (= *Paracordylodus gracilis* Zone) in ascending order. Three zones are assigned, respectively, to Members 1, 3, and 4.

Strata about 30.15 m below the base of Member 2 contain diagnostic species of informal Assemblage Zone 2 or the *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone. Especially important species are *C. herfurthi*, *Cordylodus lenzi*, *C. angulatus*, *C. rotundatus*, *Juanognathus jaanusoni*, *Oistodus selene*, *R. manitouensis*, and *Utahconus beimadaoensis*. Stratigraphic extension of the zone is uncertain due to lack of detailed sampling.

The lower part of Member 3 in the Seonghwangchon section (SH 2, SH 3, and SH 4 or SH 5) contains a long-ranging assemblage of *Drepanodus arcuatus*, *D. homocurvatus*, *Glyptoconus bassleri*, *Scalpellodus tersus*, *Scolopodus acantiodiformis angularis*, *Utahconus utahensis*, and *U. beimadaoensis*.

Scolopodus quadraplicatus along with *Acanthodus uncinatus*, *Drepanodus conulatus*, *Drepanoistodus proteus*, and *Utahconus beimadaoensis* is recovered from the sample SH 6 21.1 m above the base of Member 3. The species also occurred in the overlying samples SH 8 and SH 9. This interval (16.7 m thick) marks Assemblage Zone 3 correlative of the *S. quadraplicatus* Zone of the Dumugol Shale in the Duwibong area [34]. Especially *S. quadraplicatus* and *S. quadrangulatus* co-

occur in the sample SH 8. An et al. [3] considered that *S. quadraplicatus* is the ancestor of *S. quadrangulatus*, so the former species occurs in the strata younger than the lower part of the Yeli Formation, whereas the latter species first occurred in the base of the Liangchiashan Formation, respectively.

We were unable to recognize any conodont biozone in the uppermost part of Member 3 and through the entire length of Member 4, except the uppermost 7.62 m interval above the sample SH 18 of flat-pebble conglomerates, where some elements of *Paracordylodus gracilis* have been collected. *P. gracilis* appears to be present throughout the remainder of the Mungog Formation. These strata are all assigned to Assemblage Zone 4 or the *Paracordylodus gracilis* Zone, recognized only in the Seonghwangchon section. This is the uppermost zone of the formation erected herein, and comprises an assemblage of *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus inaequalis*, *P. gracilis*, *Scandodus furnishi*, *Scolopodus quadraplicatus*, *S. warensensis*, and *Utahconus beimadaoensis*. Seo [34] correlated this zone with the upper part of Fauna C and the lower part of Fauna D of North America, and the Lower Arenigian fauna of North China.

Mohari section

The sample collection for conodonts is restricted to Members 3 and 4 in a road-side (route 38) section with the entire length of the Mungog Formation, and to Member 1 in a short section along a stream line of the Dumog village. Assemblage Zone 3 or the *Scolopodus quadraplicatus* – *Paroistodus proteus* – *Drepanoistodus forceps* Zone is recognized in a road-side section, and Assemblage Zone 2 or the *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone is only recognized in a short section, respectively.

Scolopodus quadraplicatus first occurs in the sample W 4 at 4.38 m above the base of Member 3, and is associated with *Acontiodus propinquus*, *Drepanodus arcuatus*, *D. concavus*, *Drepanoistodus inaequalis*, *Glyptoconus bassleri*, *Monocostodus sevierensis*, *Semiacontiodus nogamii*, *Scolopodus primitivus*, *S. warensensis*, *Teridontus nakamurai*, *Utahconus utahensis*, and *U. beimadaoensis* etc. This fauna is tentatively assigned to Assemblage Zone 3. *S. quadraplicatus* was also recovered from the sample W 14, 20.4 m above the base of Member 4.

Of other samples above W 4 with small collections of *Scalpellodus tersus*, *Paroistodus cf. proteus*, and *Scolopodus longibasis*, W 13 comprises *Scolopodus bolites*, a characteristic species of the *Paracordylodus gracilis* Zone in the Duwibong area. Seo [34] correlated strata including the species with the Lower Arenigian. If this interpretation is valid, beds bearing *S. bolites* can be compared with a part of Assemblage Zone 4 or the *P. gracilis* Zone in the Seonghwangchon section.

The sample Du 1 of two productive samples in a short section along a stream line of the Dumog village, yielded conodont fauna indicative of Assemblage Zone 2. The fauna comprises *Cordylodus rotundatus*, *Glyptoconus bassleri*, *Scalpellodus tersus*, *Paltodus quinquecostatus*, *Rossodus manitouensis*, and *Scandodus* sp., etc. In 1991, Lee collected some specimens of *Chosonodina herfurthi* from immediately above Dm 1. From Dm 2, 9.6 m below Du 1, *C. angulatus*, *Glyptoconus bassleri*, *Semiacontiodus nogamii*, and *Scolopodus gracilis* have been also recovered. This fauna is interpreted to be an older assemblage as compared the *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* Zone, although key species have not been recovered.

REFERENCES

1. Abaimova, G. P. Ordovician conodont assemblages of the southeastern Siberian platform // Sov. Geol. 1972. N. 10. P.124–130 (in Russian).
2. Abaimova, G. P. Early Ordovician conodonts from the middle course of the Lena River // Tr. sib. nauchno-issled. Inst. Geol. Geofiz. Miner. Syrja (SNIIGGIMS). 1975. V. 207. P. 1–137 (in Russian).
3. An T., Zhang F., Xiang W., Zhang Y., Xu W., Zhang H., Jiang D., Yang C., Lin L., Cui Z., Yang X. Conodonts from north China and adjacent regions. Science Publishing Company. Beijing, 1983. 233 p. (in Chinese).
4. Chen J. Y., Qian Y., Zhang J., Wang Z., Yin L., Erdtmann B. D. Study of Cambrian – Ordovician boundary strata and its biotas in Dayangcha, Hunjiang, Jilin, China. China Prospect Publishing House, 1985. 138 p.
5. Choi D. K., Lee H. Y., Kim, D. H. The Cambrian-Ordovician boundary in the Taebaegsan region, Korea: a review // Journal of the Paleontological Society of Korea. 1996. 12. P. 57–84.
6. Choi J. Y. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the Lower Paleozoic Mungog Formation in the Yeongweol-gun and Pyeongchang-gun, Kangweondo, Korea // MS thesis, Yonsei University. 1993. 129 p. (in Korean).
7. Choi Y. S., Kim J. C., Lee Y. I. Subtidal, flat-pebble conglomerates from the Early Ordovician Mungog Formation, Korea: origin and depositional process // Journal of the Geological Society of Korea. 1993. V. 29. P. 15–29.
8. Druce E. C., Jones P. J. Cambro-Ordovician conodonts from the Burke River structural belt, Queensland // Australian Bureau of Mineral Resources Bulletin. 1971. Vol. 110. P. 1–167.
9. Druce E. C., Shergold J. H., Radke B. M. A reassessment of the Cambrian – Ordovician boundary section at Black Mountain, western Queensland, Australia // Bassett, M. G. and Dean, W. T. (eds.), The Cambrian – Ordovician boundary: sections, fossil distributions, and correlations. Cardiff: National Museum of Wales, Geology Series. 1982. 3. P.193–209.
10. Ethington R. L., Clark D. L. Lower Ordovician conodonts of North America // Sweet, W. C. and Bergstrum, S. M. (eds.), Symposium on conodont biostratigraphy. Geological Society of America Memoir. 1971. 127. P.63–82.
11. Jones P. J. Lower Ordovician conodonts from the Bonaparte Gulf Basin and the Daly River Basin, northwestern Australia // Australian Bureau of Mineral Resources Bulletin. 1971. V. 177. P. 1–80.
12. Kim B. K., Cheong C. H., Choi D. K. Occurrences of *Sphenothallus* (“vermes”) from the Mungog and Yobong formations, Yeongweol area, Korea // Journal of the Geological Society of Korea. 1990. 26. P. 454–460.
13. Kim D. H., Choi D. K. Kainella (Trilobita, Early Ordovician) from the Mungog Formation of Yeongweol area and its stratigraphic significance // Journal of the Geological Society of Korea. 1995. 31. P. 576–582.
14. Kobayashi T. Geology of South Korea with special reference to the Limestone Plateau of Kogendo. The Cambro-Ordovician formations and the faunas of South Chosen, Part IV// Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo. 1953. Section 2, V. 8. P.145–293.
15. Kobayashi T. On the Kainellidae // Japanese Journal of Geology and Geography. 1953. 23. P. 37–61.
16. Kobayashi T. The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea, Part VI, Paleontology V // Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo. Section II, Additional Lower Ordovician fossils from South Korea. 1960. 12. P. 217–275.
17. Kobayashi T. The Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea. Part X, Stratigraphy of the Choseon in Korea and South Manchuria and its relation to the Cambro-Ordovician formations and faunas of other areas, Section A., The Chosen Group of South Korea // Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. 1966. Section 2. 16. P. 209–311.
18. Landing E., Barnes C. R., Stevens R. K. Tempo of earliest Ordovician graptolite faunal succession: Conodont-based correlations from the Tremadocian of Quebec // New York State Science Service. Journal Series. 1986. N. 482. P.1928–1949.
19. Lee B. S., Lee J. D., Chun H. Y. Conodont biostratigraphy of the Cambrian – Ordovician transition in the Ogdong – Yeongchun area // Journal of the Paleontological Society of Korea. 1994. 10. P. 83–98 (in Korean).
20. Lee B. S., Lee J. D., Chun H. Y. Conodont biostratigraphy of the Dumugol Shale (Lower Ordovician) in Ogdong, Yeongweol-gun and Yeongchun, Danyang-gun, Korea // Journal of Paleontological Society of Korea. 1998. 14 (in Korean).
21. Lee B. S., Seo K. S., Lee H. Y. Conodonts from the lower Dumugol Shale (Lower Ordovician) of the Cheungsan-Sabuk area, Kangweon-do, Korea // Journal of Paleontological Society of Korea. 1991. 7. P. 63–75 (in Korean).
22. Lee H. Y. Paleozoic Erathem, Choseon Supergroup // Lee, D. S.(ed.), Geology of Korea, Geological Society of Korea, Seoul. 1987. P. 49–82.
23. Lindström M. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden // Geologiska Foreningens Stockholm Forhandlingar. 1955. 76. P.517–604.
24. Lindström M. Lower Ordovician conodonts of Europe // Sweet, W. C. and Bergstrom, S. M.(eds.), Symposium on Conodont Biostratigraphy. Geological Survey of America

- Memoir. 1971. 127. P. 21–61.
25. Miller J. F. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont faunas of the House Range, Utah // Miller, J. F.(ed.), Upper Cambrian to Middle Ordovician Conodont Faunas of Western Utah. Southwest Missouri State University, Geoscience Series. 1978. 5. P. 1–33.
 26. Miller J. F. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments on their evolution // University of Kansas Paleontological Contributions. 1980. Paper 99. P.1–43.
 27. Miller J. F., Taylor M. E., Stitt J. H., Ethington R. L., Hintze R. F., Taylor J. F. Potential Cambrian-Ordovician boundary stratotype sections in the western United States // Bassett M. G. and Dean W. T.(eds.), The Cambrian – Ordovician boundary : sections, fossil distributions, and correlations. Cardiff: National Museum of Wales, Geology Series. 1982. 3. P.155–180.
 28. Müller K. J. Conodonten aus dem unteren Ordovizium von Südkorea // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen. 1964. 119. P. 93–102.
 29. Müller K. J. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from northern Iran // Report of the Geological Survey of Iran. 1973. 30. P. 1–77.
 30. Paik I. S., Lee Y. I. Storm deposits of the Lower Ordovician Mungog Formation in the vicinity of Machari, Yeongweol, Gangweondo, Korea // Journal of the Geological Society of Korea. 1989. 25. P. 337–346.
 31. Paik I. S., Woo K. S., Chung G. S. Stratigraphic, sedimentologic and paleontologic investigation of the Paleozoic sedimentary rocks in Yeongweol and Gabsan areas: depositional environments of the Lower Ordovician Mungog Formation in the vicinity of Yeongweol // Journal of the Geological Society of Korea. 1991. 27. P. 357–370.
 32. Park K. H., Choi D. K., Kim J. H. The Mungog Formation (Lower Ordovician) in the northern part of Yeongweol area: lithostratigraphic subdivision and trilobite faunal assemblages // Journal of the Geological Society of Korea. 1994. 30. P. 168–181.
 33. Repetski J. E. *Rossodus manitouensis* (Canadian) – a new Early Ordovician index fossil // Journal of Paleontology. 1983. 57. P. 289–301.
 34. Seo K. S. Conodont biostratigraphy of the Dumugol Formation (Lower Ordovician) in the Baegunsan synclinal zone, Yeongweol and Samcheog areas, Kangweon-do, Korea // Ph. D. thesis, Yonsei University. 1990. 156 p. (in Korean).
 35. Shergold J. H., Cooper R. A., Druce E. C., Webby B. D. Synopsis of selected sections at the Cambrian – Ordovician boundary in Australia, New Zealand, and Antarctica // Bassett, M. G. and Dean, W. T.(eds.), The Cambrian – Ordovician boundary: sections, fossil distributions, and correlations. Cardiff: National Museum of Wales, Geology Series. 1982. 3. P. 211–227.
 36. Stouge S. A Lower Ordovician conodont fauna from the Cape Clay Formation, northwestern Greenland // Geological Society of America, Abstract Programs. 1977. 9, P. 656.
 37. Taylor R. S., Landing E. Biostratigraphy of the Cambrian – Ordovician transition in the Bear River range, Utah and Idaho, western United States // Bassett, M. G. and Dean, W. T.(eds.), The Cambrian – Ordovician boundary: sections, fossil distributions, and correlations. Cardiff: National Museum of Wales, Geology Series. 1982. 3. P. 181–191.
 38. Van Wamel W. A. Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of northwestern Oland, south-eastern Sweden // Utrecht Micropaleontol. Bulletins. 1974. 10. P. 1–126.
 39. Won M. Z., Lee H. Y. Age and biostratigraphy of the Mungog (Santaeon) Formation by means of the conodont fauna // Journal of the Geological Society of Korea. 1977. 13. P. 97–107. (in Korean).
 40. Woo K. S., Chung G. S., Paik I. S. Diagenetic histories of the Lower Ordovician Mungog Formation near Machari area, Yeongweol, Kangweondo, Korea: textural results // Journal of the Geological Society of Korea. 1990. 26. P. 350–357.
 41. Viira, V. Konodonty Ordovika Pribaltiki // Vesti NSV Teaduste. Institut Geologii Akademii Nauk Estonskoi SSR, Published by “Valgus”, Tallin, 1974. 132p. (in Russian).
 42. Yosimura I. Geology of the Neietsu district, Kogendo, Tyosen (Korea) // Journal of the Geological Society of Japan. 1940. 47. P. 112–122 (in Japanese).

Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Беон-Су Ли, Кван-Су Со

Биостратиграфия конодонтов формации Мунгог (нижний ордовик), область Енгволь (Южная Корея)

Биостратиграфия конодонтов была исследована в трех разрезах (Голмача, Сонгхвангчон и Мохари) формации Мунгог в области Енгволь. В пределах формации установлены следующие четыре зоны конодонтов: комплексная зона 1 (= *Semiacontiodus nogamii* – *Cordylodus lindstroemi* – *Utahconus beimadaoensis* зоне), комплексная зона 2 (= *Rossodus manitouensis* – *Chosonodina herfurthi* зоне), комплексная зона 3 (= *Scolopodus quadruplicatus* – *Paroistodus proteus* – *Drepanoistodus forceps* зоне) и комплексная зона 4 (= *Paracordylodus gracilis*). В статье кратко изложены предварительные данные по корреляции этих зон. Граница кембрия и ордовика в области Енгволь проходит, вероятно, непосредственно ниже зоны 1, вблизи основания формации Мунгог.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ СИСТЕМАТИЗАЦИИ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ

Б.И. Павлюткин*, Н.И. Беянина**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Приморгеолком, Министерство природных ресурсов РФ, г. Владивосток

Рассмотрены проблемные вопросы стратиграфии четвертичных отложений Приморья, дан критический анализ принятой ранее унифицированной схемы расчленения четвертичного комплекса данной территории (Решения..., 1987) и выделенных региональных горизонтов. Высказано сомнение в принадлежности находкинского и лазовского горизонтов к первой и второй ступеням верхнего неоплейстоцена соответственно. На базе комплексного изучения разрезов прибрежной суши юга Приморья (по материалам бурения) предложено выделить в данном районе голубовскую свиту с двумя подсвитами: нижней, галечниковой, аллювиальной (aIII₁gl₁) и верхней, глинисто-алевритовой, эстуарной (amIII₁gl₂). Приведена характеристика стратотипа свиты, дано обоснование ее возраста, выполнена корреляция с другими разрезами указанного района. На базе стратотипа голубовской свиты предлагается выделить одноименный региональный горизонт (III₁gl).

Ключевые слова: стратиграфия, четвертичные отложения, Приморье.

Со времени проведения последнего Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.), итогом которого для территории Приморья явилось принятие унифицированной схемы расчленения четвертичного чехла [14], прошло уже почти 20 лет. Срок достаточный для того, чтобы оценить принятые схемы и наметить дальнейшие перспективы изучения четвертичного комплекса Приморского края. В этом заключается замысел данной статьи. Она состоит из двух взаимосвязанных частей: 1) некоторые общие проблемы изучения четвертичных отложений региона и анализ различных аспектов региональной стратиграфической схемы; 2) характеристика предлагаемого авторами нового стратона – голубовской свиты.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ И АНАЛИЗ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

Хорошо известно, что любая стратиграфическая схема является, в сущности, теоретической моделью, хотя и опирающейся на результаты практических наблюдений, а потому, как и всякая теория, либо подтверждается, либо опровергается практикой. Рассматриваемая схема в части, касающейся территории Приморья, в этом смысле, не является исключением. Необходимость апробации региональных стратиграфических построений практикой геологических работ предусмотрена в Стратиграфическом кодексе

(СК) [16] в форме трех квалификационных уровней схем: рабочей, корреляционной и унифицированной. Данные иерархические уровни призваны отражать возрастающую степень обоснованности и достоверности стратиграфического расчленения, принятого в схеме. К сожалению, практика последовательного повышения статуса обсуждаемых документов была нарушена в случае с Региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений [14]. Применительно к территории Приморья схеме сразу был присвоен высший ранг – она была принята как унифицированная. Столь высокий статус предусматривает погоризонтное расчленение сводного разреза четвертичного чехла. Но ведь каждый горизонт должен обязательно обладать четко выраженной литологической и (или) палеонтологической индивидуальностью, позволяющей опознать и проследить его на всем ареале. Это – общее правило, позволяющее решать задачи практической геологии. В противном случае схема будет отражать всего лишь субъективное мнение ее автора (авторов). Основанием для выделения горизонта не может служить один, даже весьма детально изученный разрез, обычно предлагаемый в качестве типового. Горизонт, как известно, пространственный (ареальный), а не точечный объект. Такое ограничение не противоречит требованиям СК [16], согласно которым горизонт обязательно имеет стратотип.

Стратиграфическая схема должна быть непременно адаптирована к реалиям геологической съемки, поскольку она является основой при разработке типовых легенд для данной территории. Утвержденные же легенды имеют прямое директивное действие и становятся обязательными для всех исполнителей геологоразведочных работ. Однако практика показала, что реализовать требования, определяемые типовыми легендами, разработанными на базе обсуждаемой схемы, удастся далеко не всегда. Это связано с объективно существующими региональными особенностями строения четвертичного комплекса, не учтенными авторами схемы. Вот лишь некоторые из них.

В горной части Приморья, откуда берут начало все крупные реки, распространен комплекс высоких надпойменных террас. Развиты они фрагментарно, и высотные отметки каждого уровня (по отношению к урезу воды) закономерно уменьшаются вниз по течению. При переходе к равнинной части имеет место явление так называемых "террасовых ножниц", когда гипсометрическое соотношение террасовых уровней меняется на противоположное: чем древнее терраса, тем более низкое положение она занимает в общем разрезе аллювия, формирующегося уже по констративному типу. Такие на редкость монотонные в литологическом отношении аллювиальные толщи при отсутствии естественных обнажений и палеонтологических остатков совершенно недоступны для более дробного расчленения. Мало помогают в этом и данные каротажа. Подобными, исключительно грубообломочными валунно-галечными отложениями сформированы аллювиальные комплексы четвертичных отложений высокопорядковых рек, занимающие в Северо-Западном Приморье огромные площади. По отношению к таким погребенным террасам теряет смысл и сам термин "надпойменные".

В области, прилегающей к "шарниру" террасовых ножниц, ситуация осложняется тем, что уровень аллювиальной аккумуляции, геоморфологически выраженный как единая поверхность, включает разновозрастные отложения, весьма широкого возрастного диапазона, выходящего далеко за пределы допустимого по классическим представлениям [20]. Это обстоятельство выявлено при детальных работах на ключевых участках с использованием взаимоконтролирующих спорово-пыльцевого и радиоуглеродного методов датирования.

В Приханкайской впадине – типовой местности для нескольких региональных горизонтов – разрезы (но уже песчаные или глинистые) также удручающе однообразны. Абсолютно отсутствуют какие-либо слои, которые можно было бы использовать в качестве литологических реперов. Более того, разрезы

скважин, пробуренных в одном районе на одной и той же аккумулятивной поверхности, могут быть принципиально различны. Это видно на примере двух наиболее детально изученных скважин 7 и 45б (восточный сектор Приханкайской низменности). Разрез первой из них характеризуется присутствием всей последовательности региональных горизонтов неоплейстоцена, хотя и представленных не в полном объеме; в разрезе второй полностью отсутствуют отложения, отвечающие теплым климатохронам. Вся толща характеризуется весьма однообразным, "холодным" набором миоспор, с обилием пыльцы берез и ольх кустарниковых секций при полном отсутствии умеренно термофильных широколиственных пород. И все это, заметим, в условиях отсутствия каких-либо видимых признаков стратиграфических перерывов, несомненно присутствующих в разрезе по скв.45б. Во всяком случае, такие перерывы совершенно не фиксируются по данным бурения и каротажа.

С не менее сложными проблемами приходится сталкиваться и при обосновании возрастного положения выделяемых стратонов. Радиоуглеродные датировки, как известно, охватывают хроноинтервал всего лишь до 40 тыс. л. н. Находки костных остатков млекопитающих в Приморье единичны, малакофауна и микрофауна присутствуют лишь в эстуарных отложениях позднего плейстоцена и голоцена, приуроченных к устьям рек, впадающих в Японское море, и в морских осадках шельфа. Биостратиграфические возможности диатомового анализа весьма ограничены: пока он используется преимущественно как палеоэкологический индикатор обстановок осадконакопления. В силу перечисленных региональных и общих особенностей строения четвертичного чехла Приморья и связанной с ним биоты выводы о возрасте региональных горизонтов, фигурирующих в стратиграфической схеме [14], базируются главным образом на данных спорово-пыльцевого анализа.

Что касается использования последнего, то здесь мы сталкиваемся с трудностями принципиального характера, выражающимися в том, что близкие по структуре спорово-пыльцевые комплексы неоднократно повторяются в разрезах. Это приводит к тому, что одни и те же данные получают разное истолкование в работах различных исследователей. Причем подобные разночтения – не есть результат недостаточной квалификации палинологов, но – объективная реальность, обусловленная тем, что структуры растительных сообществ воссоздаются практически в своем прежнем облике при возвращении аналогичных климатических условий. Исключение представляют, пожалуй, только отложения нижнего

звена неоплейстоцена, в спорово-пыльцевых спектрах которых содержится в незначительном количестве пыльца экзотических для Приморья растений: кариин, птерокарии, каркаса, сумаха, бука, некоторых дубов, а также сосен, ныне произрастающих на сопредельной территории Китая, Кореи и в Северной Японии. Стратиграфический уровень, до которого могут подниматься перечисленные таксоны, точно не установлен: отдельные из них присутствуют в составе спектров из отложений нижней ступени позднего неоплейстоцена. Это неудивительно, поскольку современные ареалы некоторых представителей перечисленных родов почти достигают южной границы Приморья, а сами они довольно успешно культивируются в Ботаническом саду ДВО РАН (в пригородной зоне г. Владивостока).

По поводу возможностей спорово-пыльцевого анализа для целей детальной стратиграфии четвертичных отложений вполне справедливо, хотя и несколько категорично, высказался Г.С. Ганешин [3, с. 80]: "Многочисленные попытки использовать спорово-пыльцевые комплексы для обоснования возраста как основных подразделений четвертичной системы, так в особенности и при выделении горизонтов малоубедительны, что опять-таки объясняется незначительными эволюционными изменениями в составе четвертичной флоры". Тем не менее, мы не считаем ситуацию с погоризонтным расчленением четвертичного чехла Приморья столь уж безнадежной, как это может показаться из приведенной выше оценки возможностей палинологического метода Г.С. Ганешиным и перечисленных объективных трудностей.

Каковы же, на наш взгляд, пути решения обозначенных проблем? Прежде всего, не нужно пытаться отвергнуть ныне действующую схему в целом, как это было сделано с ее предшественницей, принятой на Втором межведомственном стратиграфическом совещании [13]. Полезно обсудить все спорные моменты на региональном уровне и по итогам обсуждения сформулировать для Региональной межведомственной стратиграфической комиссии предложения по приведению квалификационного статуса рассматриваемой схемы в соответствие с ее фактической обоснованностью. Это повысит свободу маневра геологов при разработке типовых легенд. Затем можно начать постепенно, шаг за шагом вносить коррективы в те фрагменты схемы, где такие изменения назрели. Саму идею дробного, погоризонтного расчленения четвертичного комплекса не следует отвергать, но вместе с тем мы не должны "забегать вперед" и механически переносить опыт наших коллег из Западной Сибири и Европейской части России, где условия несколько иные, чем в Приморье. Не сле-

дует также при палеогеографических реконструкциях пытаться копировать ход климатической кривой (особенно для голоценового этапа), выстроенной для регионов, находящихся под влиянием атлантических циклонов. На это обращал внимание еще Н.А. Хотинский [19], подчеркивая определенную метакронность палеоклиматических событий голоцена в Европе и Сибири, с одной стороны, и на Дальнем Востоке, с другой. Приморье, как и Северо-Восточный Китай и Корея, находятся под очень сильным влиянием Центрально-Азиатского антициклона, лимитирующего возможности произрастания некоторых групп растений, особо чувствительных к длительной фазе сухости воздуха в зимний период. В то же время, на Южных Курилах и севере о-ва Хоккайдо, расположенных на той же широте, такие растения чувствуют себя достаточно комфортно. Эти особенности необходимо учитывать при интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа и корреляции их с прилегающими островными территориями.

В схеме целесообразно оставить те горизонты, которые на сегодня реально могут быть закартированы; внести уточнения в типификацию разрезов, сохранив, по возможности, стратотипы (в случаях приуроченности последних к обнажениям) и дополнив их в соответствии с требованиями СК необходимыми данными. Речь идет прежде всего о более точной привязке к местности, позволяющей специалистам без особых проблем посещать типовые разрезы с целью проведения контрольных исследований. Если стратотипы в силу каких-либо причин прекратили свое существование, необходимо выбрать неостратотипы, желательно в той же местности, чтобы сохранить название горизонта и приоритет его авторов. Необходимы также исчерпывающие сведения об авторах палеонтологических заключений и источниках, где эти данные опубликованы. Все это, разумеется, – тривиальные вещи, но, к сожалению, при оформлении схем и пояснительных записок о них забывают, вынуждая пользователей схем, желающих узнать подробности, "вычислять" авторов.

Такие горизонты из перечня фигурирующих в принятой схеме могут быть выбраны только после тщательного и непредвзятого обсуждения. Со своей стороны, в качестве таковых мы можем предложить уссурийский и рудневский горизонты, имеющие достаточно четкое палеоботаническое "лицо", хотя в отношении них существует проблема уточнения возраста. Дело в том, что указанные горизонты отвечают раннему плейстоцену, согласно [14] и официально принятому в то время положению неоген – четвертичной границы (0.73 млн л.н.). В настоящее время в геологических учреждениях России принят международный вариант границы, соответствующий уровню

1.66 млн л.н. (Постановление МСК, 1990 г.). Таким образом, неясным остается соотношение указанных горизонтов с эоплейстоценом, наиболее вероятными эквивалентами которого в Приморье, по нашим данным, являются суйфунская свита и толща красноцветных глин [10, 11].

Три горизонта, отвечающие среднему неоплейстоцену (ханкайский, шмаковский, сунгачский), выделены в пределах Приханкайской впадины. Типовые разрезы их привязаны к одноименным свитам, первые упоминания о которых содержатся лишь в пояснительной записке к схеме [14]. В литологическом отношении, как уже отмечалось выше, указанные горизонты (включая также и вяземский) не обладают сколько-нибудь выраженной индивидуальностью, позволяющей отличать их в разрезах от других горизонтов, в частности верхнеплейстоценовых, распространенных на данной территории. Столь же эфемерны различия в спорово-пыльцевых характеристиках за исключением, пожалуй, ханкайского горизонта.

Здесь необходимо остановиться еще на одном аспекте проблемы стратиграфии среднего плейстоцена. Принятие предыдущей стратиграфической схемы четвертичных отложений [13], о которой мы упоминали выше, не сопровождалось типификацией разрезов выделенных горизонтов: ханкайского (начало среднего плейстоцена) и вяземского (конец среднего плейстоцена). Давалась лишь общая их привязка к геоморфологическим уровням. Характер границы между горизонтами, в частности – наличие (или отсутствие) стратиграфического перерыва на этом рубеже, достоверно не установлен. Предполагалось, что перерыв, если даже он существует, охватывает незначительный промежуток времени.

Более поздний вариант стратиграфического расчленения среднего плейстоцена на четыре подразделения [14] автоматически предполагал выделение на месте каждого из вышеуказанных горизонтов двух новых. Однако эта операция осуществлялась уже в условиях жесткой регламентации подобных процедур Стратиграфическим кодексом СССР [15, Ст. IX.12]. Следовательно, названия "ханкайский" и "вяземский" в новой их трактовке являются невалидными и должны быть заменены.

Следует заметить, что среднечетвертичные отложения наиболее трудны для изучения, поскольку не существует надежных методов для их опознавания в разрезах, если они не сопровождаются представительными фаунистическими комплексами. Как и их "соседи" по геохронологической шкале, они находятся в пределах ортозоны Брюнес, что не позволяет в полной мере использовать палеомагнитный метод для их более дробного расчленения. Недоступны они

и для датирования по радиоуглероду. Что касается термолюминесцентных датировок, то последние из-за неразработанности физических основ метода могут рассматриваться, скорее, как факультативные. На сегодняшней стадии изученности более целесообразным было бы выделение нерасчлененного среднечетвертичного комплекса с резервированием ячеек для четырех горизонтов. Это особенно актуально для констративных аллювиальных комплексов высокопорядковых рек Северо-Западного Приморья, о которых говорилось выше.

Еще более запутанной представляется ситуация с верхним неоплейстоценом. В Приморье впервые четырехчленное деление верхнего звена, по данным спорово-пыльцевого анализа керна (скв.3-Ю), было предложено Л.П. Карауловой и Е.М. Назаренко [5], правда без придания статуса свит (горизонтов) выделенным стратонам. Позднее [7] для каждого климатохрона верхнего неоплейстоцена в Приморье был предложен в качестве эквивалента региональный стратиграфический горизонт с собственным названием.

Все четыре региональных горизонта верхнего неоплейстоцена (находкинский, лазовский, черноручьинский и партизанский) типифицированы разрезами прибрежной зоны Южного Приморья. Их общим, изначально слабым местом была приуроченность стратотипов к локальным надпойменным террасам низкопорядковых водотоков, что сразу же сделало весьма проблематичным их картирование по геоморфологическим признакам. К тому же, типовые разрезы имели слишком общую географическую привязку, не позволяющую без особых проблем повторно посетить их. Но самые главные трудности возникли при попытках интерпретации полученных палинологических данных и корреляции их с данными по другим районам Приморья, где были выделены аналоги этих горизонтов. Остановимся на проблеме самого нижнего из них – находкинского, сопоставляемого его авторами с казанцевским горизонтом региональной схемы Западной Сибири и с рисс-вюрмскими межледниковыми отложениями Европы.

В качестве стратотипа выбран разрез 6–8-метровой надпойменной террасы ручья Болотный, впадающего в залив Восток (южный сектор Япономорского побережья Приморья). В нем выделены три литологические пачки (снизу): песчано-алевритовая с признаками влияния моря, торфяниковая (многослойная торфяная залежь) и песчано-суглинистая [8]. К рассматриваемому горизонту отнесены две нижние пачки, третья представляет следующий, лазовский горизонт. В прилагаемой спорово-пыльцевой диаграмме (горизонтальный масштаб ее, к сожалению,

нию, не указан, что не позволяет сверить цифровые данные с их графическим изображением) выделено три типа спектров. Первый (снизу) отвечает верхним слоям нижней пачки. В нем (по утверждениям авторов) "...наблюдается обилие пыльцы широколиственных (*Ulmus* – 2–10%, *Juglans* – до 21%, *Quercus* – до 16%), постоянно присутствует пыльца *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Oleaceae*, *Acer*), из хвойных – *Pinus koraiensis* Sieb. et Zucc., *P. aff. densiflora* Sieb. et Zucc., *P. aff. tabulaeformis* Carr.". Далее следует заключение: "Преобладание в спектре пыльцы широколиственных пород и их видовое разнообразие, наличие пыльцы корейских и японских видов сосен указывает на то, что (выделено нами – авт.) **климатические условия начала позднего плейстоцена были теплее оптимума голоцена** (с. 95)".

В спектрах второй (торфяной) пачки резко сокращается количество пыльцы широколиственных (*Juglans* – до 2%, *Quercus* – 3%, *Ulmus*, *Tilia* – единично) и возрастает содержание пыльцы *Pinus* (50–60%). Климатические условия изменились в сторону похолодания. Спектры третьей группы (верхние слои второй пачки и третья пачка) зафиксировали усиливающееся похолодание. Широколиственные в них присутствуют единично; основу спектров составляют: в группе голосеменных *P. koraiensis* – 15–34% *Picea* sect. *Eupicea* – 40%, *P. sect. Omorica* – 15%, а среди покрытосеменных – *Betula* sect. *Albae* и *Costatae*.

Таким образом, лишь самые нижние (из имеющих палинологические данные) слои стратотипического разреза охарактеризованы "теплыми" спектрами, хотя они и не теплее оптимума голоцена, вопреки утверждению авторов вышеприведенной цитаты. По крайней мере, эти результаты хотя бы не противоречат общепринятым данным о том, что ресс-вюрмское (казанцевское) межледниковье отвечает теплему климатохрону. Что касается остальной части разреза с "прохладными" и "умеренно-холодными" спектрами второй и третьей групп, то полученные материалы совершенно не соответствуют этим представлениям.

Положение еще более осложняется при попытках привлечения материалов по прилегающим участкам мелководного шельфа [7]. Здесь, в изголовье одной из бухт южного побережья к находкинскому горизонту отнесена пачка темно-серых глин с водорослевым торфом в кровле, охарактеризованная спорово-пыльцевыми спектрами, весьма похожими, по мнению вышеназванных авторов [7], на спектры первой группы из основания стратотипического разреза. В них отчетливо преобладает пыльца широколиственных пород (*Quercus* – до 40%, *Juglans* – до 3%, *Carpinus* – до 1.5%, *Tilia* – до 3%, *Fagus*, *Phellodendron*, *Syringa* – единично) в сочетании с мелколистными

ми (*Betula* sect. *Albae* – 4%, *B. sect. Costatae* – до 1.5%, *Alnus* – до 4%) и хвойными (*Pinus* s/g *Diploxylon* – до 20%, *Pinus koraiensis* – до 6%). Пыльца темнохвойных пород встречается единично и обильно появляется только в слое торфа.

Нетрудно увидеть существенные отличия данного палинокомплекса (спектра ?) от выше рассмотренных из стратотипического разреза. Комплекс из лагунных темно-серых глин гораздо "теплее" даже самых нижних спектров первой группы типового разреза, не говоря уже о спектрах второй и третьей групп. Уровень различий в известной степени даже выше, чем между спектрами разных горизонтов, отвечающих теплым климатохронам. Следовательно никаких оснований для помещения рассмотренных географически и гипсометрически близких разрезов на уровень одного горизонта нет. Речь идет несомненно о разновозрастных образованиях, в противном случае все палинологическое обоснование выделенных в схеме горизонтов как основного палеонтологического метода выглядит совершенно субъективным и искусственным.

Аналогичное несоответствие выявляется в отношении палинологических материалов по разрезам Приханкайской впадины, отнесенным к находкинскому горизонту. При анализе разреза по опорной скв. 7 [7, с.93] указано, что состав спектров, отвечающих находкинскому стратоемкостному, практически повторяет наблюдаемый в типовом разрезе горизонта (ручей Болотный). Далее авторы отмечают, что осадки, отражающие климатический оптимум ресс-вюрма, отсутствуют по периметру озера Ханка. Но в таком случае нет никаких оснований для выделения их и в типовом разрезе с аналогичной спорово-пыльцевой характеристикой. Следовательно, находкинский горизонт не может рассматриваться в качестве эквивалента ресс-вюрмского (казанцевского) термохрона. Он отражает иной, заметно более прохладный палеоклиматический этап позднего неоплейстоцена, более вероятно синхронный каргинскому интэрстадиалу.

Однако неприятности на этом не заканчиваются. Следующий, лавовский, горизонт имеет стратотип в той же точке, что и находкинский. Он приурочен к третьей пачке в 6–8-метровом террасовом уступе ручья Болотный (см. выше). Коль скоро первые две пачки не соответствуют ресс-вюрмскому (казанцевскому уровню), то нарастающая их в разрезе третья пачка не соответствует зырянскому, по Западно-Сибирской схеме, оледенению. Более вероятно, что эти осадки отвечают сартану или его Приморскому эквиваленту – партизанскому горизонту. Таким образом, ситуация со стратиграфическим расчленением верхнего неоплейстоцена Приморья чрез-

вычайно осложнилась. Какой же выход видится из сложившегося положения?

Здесь необходимо напомнить о вскользь упомянутой авторами находки горизонте точки зрения ряда исследователей, относивших к позднему плейстоцену нижнюю часть разрезов эстуарных отложений в приустьевых частях рек, а также лагунных и морских осадков на внутреннем шельфе [4]. Мы располагаем достаточно представительными материалами по отложениям данной группы, полученными при проведении буровых работ в 80-е годы Гидрогеологической экспедицией ПГО Приморгеология. Описание разрезов (по керну) и их комплексное опробование проведено Б.И. Павлюткиным, принимавшим непосредственное участие в указанных работах; спорово-пыльцевой анализ выполнен Н.И. Беляниной. Определение возраста радиоуглеродным и уран-иониевыми методами проводилось в Институте геологии АН УССР (г. Киев). Ответственный исполнитель – Н.Н. Ковалюх. Расположение опорных разрезов, сгруппированных в три ключевых участка, показано на рис. 1.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Данные бурения и результаты изучения керна показывают, что разрезы на всех трех указанных участках имеют сходное строение. В них выделяются два крупных седиментационных ритма; в основании каждого из них залегают относительно грубообло-

мочные компоненты (галечники, крупнозернистые пески), сменяющиеся выше (причем довольно резко) тонкообломочными осадками глинисто-алевритового ряда с прослоями мелкозернистых глинистых песков. Тонкообломочные, илоподобные породы имеют темно-серый, почти черный цвет в только что поднятом керна и специфический запах. Их засоленность очевидна; она непосредственно фиксируется органолептическим методом. Степень консолидации пород различна. Нижний ритм отличается большей степенью литификации, тогда как осадки верхнего ритма, находящиеся в текучепластичном и текучем, тиксотропном состоянии, больше похожи на современные илы. Керна из интервалов верхнего ритма поднять не удастся без специальных приспособлений, поэтому соответствующие осадки изучались в прилегающих естественных береговых обнажениях рек. В породах повсеместно отмечается ракушечный детрит и целые раковины моллюсков, образующие в отдельных интервалах скопления, типа устричных банок. По определениям Г.А. Евсеева, в их составе обычны *Crassostrea gigas* Thunberg, *Corbicula japonica* Prime, *Trapezium liratum* (Reeve), *Rapana thomasi*ana. Все они формируют солонатоводный комплекс, населяющий заливы, бухты, эстуарии.

На первом этапе изучения данных отложений мы отнесли всю толщу к голоцену [12]. Но поскольку из эстуарных илов верхнего ритма (т. 4005, гл. 2.5–3 м, рис.16) позднее были получены радиоугле-

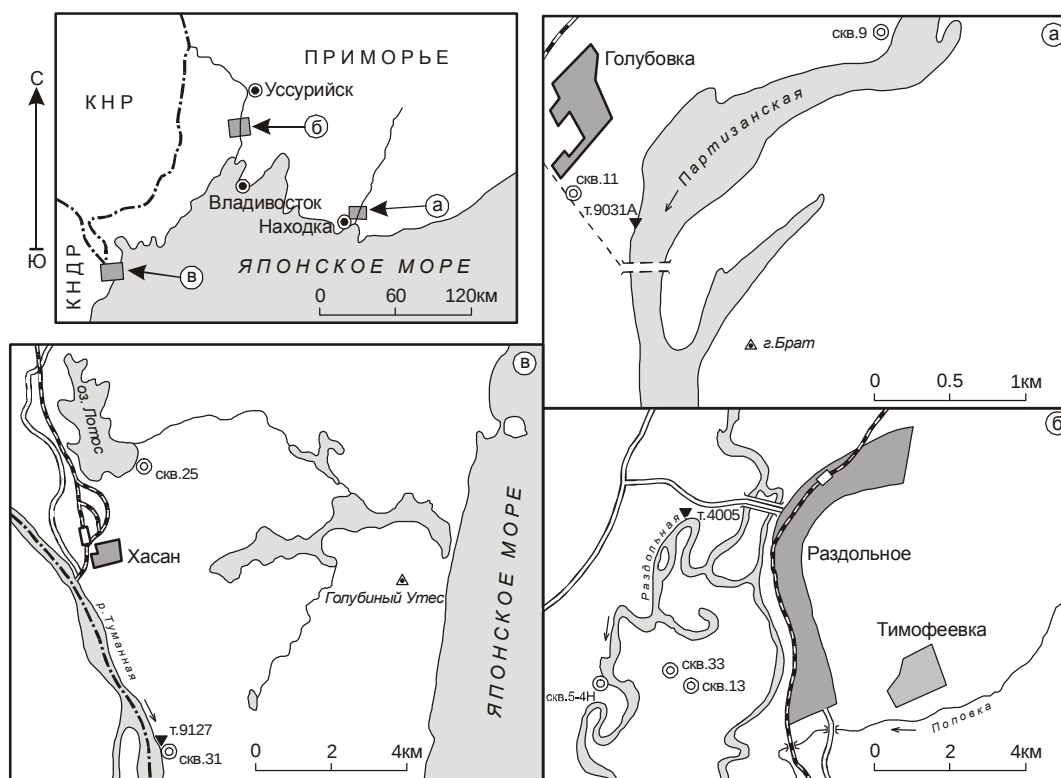


Рис. 1. Схема расположения изученных ключевых участков.

а – Партизанский, б – Раздольненский, в – Хасанский; скв. – скважины, т. – точки наблюдения (обнажения).

родные даты, отвечающие атлантическому интервалу голоцена, возникли подозрения, что нижний ритм общего разреза мощностью в десятки метров характеризует другой, более древний этап седиментации, протекавший в сходных обстановках. Эти предположения были подтверждены "запредельными" радиоуглеродными датировками, а также абсолютными датами, полученными уран-иониевым методом по раковинам моллюсков. Результаты датирования прямо подтверждают принадлежность, во всяком случае, тонкообломочных пород нижнего ритма к рисс-вюрмскому (казанцевскому) теплоту климатоксону.

Полученные данные дают нам основание выделить осадки нижнего ритма в качестве отдельной свиты с двумя подсвитами: нижней – галечниковой и верхней – глинисто-алевритовой. Типовым разрезом (стратотипом) новой свиты предлагается считать разрез, вскрытый при бурении скв.11 в окрестностях села Голубовка в 5 км к северу от г. Находка (рис.1). По ближайшему населенному пункту, предлагается название **голубовская свита** (*gl*). Ниже приводится характеристика стратотипа свиты.

Скважина 11 пробурена на юго-восточной окраине с. Голубовка на ровной субгоризонтальной поверхности аллювиальной террасы (пойма р.Партизанской) у обочины заброшенной дороги с остатками улучшенного покрытия, ведущей к полуразрушенному мосту (рис. 1а). Бурением вскрыты следующие слои (снизу):

1. Галька песчаников темно-серых и кислых эффузивов от мелкой до крупной, средней степени окатанности, в сером разнородном песке; редкий растительный детрит, обломки раковин моллюсков.....15.5 м
2. Песок серый, зеленовато-серый, крупнозернистый до гравелистого, полимиктовый.....4.9 м
3. Песок серый до темно-серого, глинистый, в основании гравелистый с ракушечным детритом.....3.0 м
4. Суглинок иловатый, темно-серый до черного, слюдястый.....1.3 м
5. Супесь темно-серая до черной с раковинами моллюсков и ракушечным детритом.....4.4 м
6. Чередование суглинков и супесей, темно-серых с раковинами моллюсков; в основании слоя – скопление раковин устриц.....2.9м
7. Ил песчаный сизовато-серый с прослойками супесчаного ила; в кровле слоя – скопление растительного детрита.....2.3 м
8. Ил песчаный желто-коричневый слюдястый текуче-пластичный.....4.8 м
9. Ил песчаный сизовато-серый с линзовидными прослойками ила супесчаного.....0.2 м
10. Суглинок желто-коричневый с прослоями суглинка темно-серого.....2.7 м

К голубовской свите нами отнесена группа слоев 1–7, причем слои 1–3 выделены в нижнюю (галеч-

никовую) подсвиту (*gl*₁), залегающую с резким контактом и эрозионным несогласием на докайнозойских породах, а слои 4–7 объединены в верхнюю (глинисто-алевритовую) подсвиту (*gl*₂). Галечники нижней подсвиты мы связываем с аккумулятивной деятельностью р.Партизанской, которая во время их накопления имела на этом участке более крутой продольный профиль, чем в настоящий период, а осадки верхней (глинисто-алевритовой) подсвиты – с подтоплением устья реки морем и возникновением эстуарных условий. На это указывает состав диатомовой флоры верхней подсвиты, в котором значительная роль принадлежит солоновато-водным формам, в меньшей степени – морским. Верхние слои (8–10), представленные практически неконсолидированными осадками, типа илов, и пойменными суглинками, относятся к голоцену. Об этом свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа из супесчаного ила, подстилающего пойменные суглинки в береговом уступе реки (т. 9031А, рис.1а). В спектре с гл. 2.4 м (рис. 2) преобладает пыльца *Pinus s/g Haploxydon* – 33%, *Betula sect. Albae* – 17.5%, *Quercus* – 16.9%. В меньшем количестве содержится пыльца *Picea sect. Eupicea* и *Omorica* – 12.3%, *Betula sect. Costatae* – 6.5%, *Corylus* – 3.2%, *Juglans* – 5.8%. Спектр данного состава свидетельствует о заметном похолодании и увеличении влажности по отношению к термическому оптимуму голоцена и отвечает постоптимальному суббореальному времени. С этим выводом согласуется С¹⁴-дата 4210±60 л. (Ки-3686), полученная по древесине из того же слоя. Возраст древесных остатков с гл. 7 м (скв.9, рис. 1а, 2) по радиоуглероду составил 8900±60 л. (Ки-3688). Из этого слоя полноценные спектры не получены, поэтому соответствующая дата рассматривается нами как ориентировочная, хотя она не противоречит нашей схеме расчленения разреза по скв.11 и по другим разрезам юга Приморья, на чем мы остановимся ниже.

Палинологические спектры из нижней, грубообломочной подсвиты (скв.11) не имеют достаточно-го наполнения; в них в незначительном количестве отмечается пыльца широколиственных умеренно термофильных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*) в сочетании с пылью мелколиственных пород: *Betula sect. Albae*, *B. sect. Costatae*, *Betula* sp. Это дает основание лишь предполагать, что характер растительности, отраженный в спектрах, более вероятно соответствует теплым или умеренно теплым климатическим условиям.

Для верхней подсвиты (инт.7.5–18.5 м) получены довольно сходные по составу спектры, что позволяет рассматривать их в объеме одного палинокомплекса, хотя верхняя часть интервала отличается от-сутствием пыльцы экзотических растений. Картина

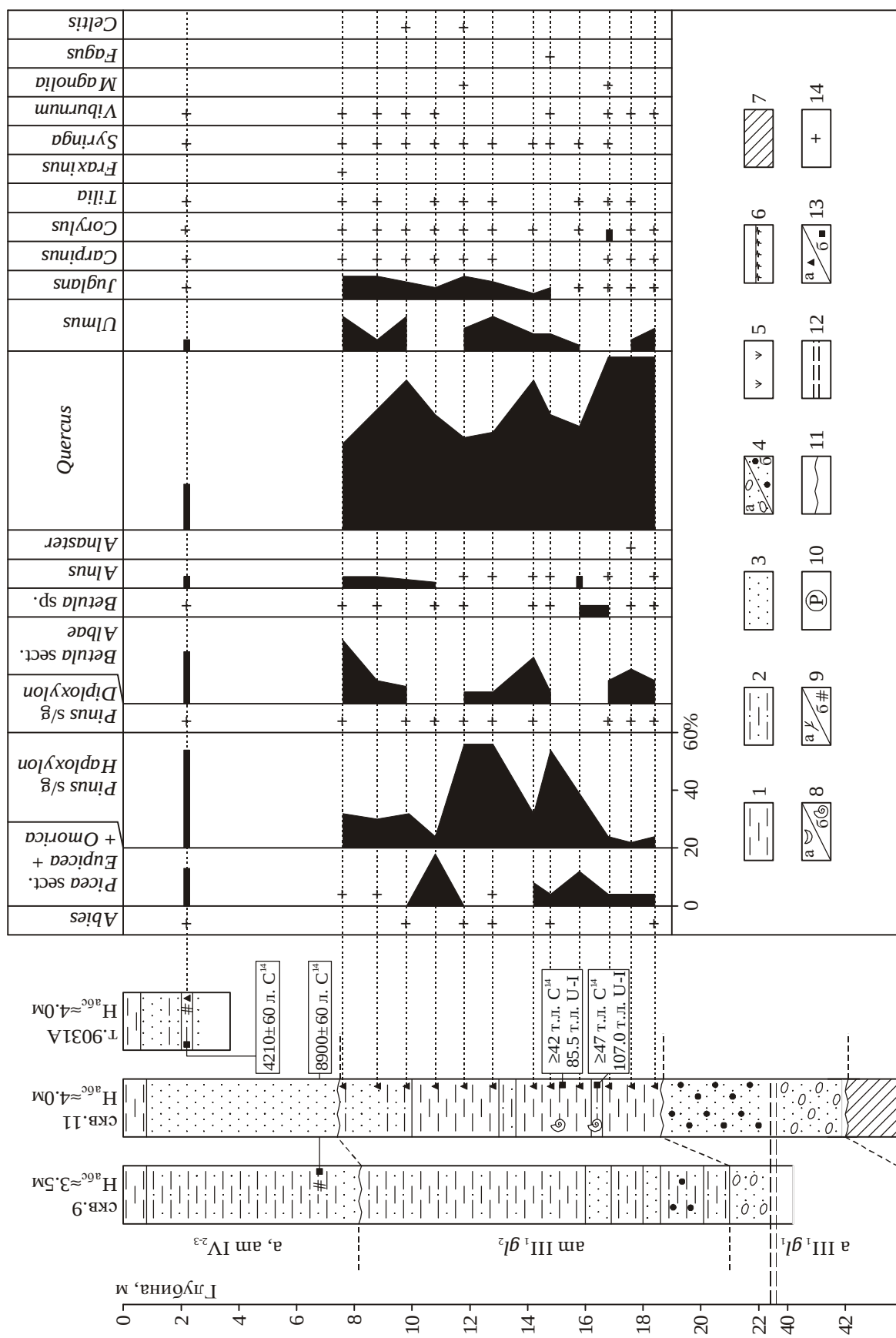


Рис. 2. Пыльцевые диаграммы аллювиально-морских отложений типовых разрезов голубовской свиты Партизанского участка (скв. 11 – стратотипический разрез).

1 – суглинки, 2 – супеси, 3 – пески мелко-среднезернистые, 4 – галечники (а), гравийники (б), 5 – торф, 6 – почвы современные и погребенные, 7 – дочетвертичные породы, 8 – раковинный детрит (а), раковины моллюсков (б), 9 – растительный детрит (а), древесные остатки (б), 10 – микроконкреции вивинита, 11 – стратиграфический перерыв, 12 – разрыв литологической колонки, 13 – точки отбора проб на анализы: спорово-пыльцевой (а), радиоизотопный (б), 14 – миоспоры в спектрах содержатся в количестве менее 2%.

распределения по разрезу миоспор древесно-кустарниковой группы растений отражена на диаграмме (рис. 2). Доминирующее положение в спектрах занимает пыльца *Quercus* (до 61%). Кроме того, в группе широколиственных пород присутствуют *Ulmus* – до 8%, *Juglans* – до 2.6%, *Carpinus* – до 1.5%, *Tilia*, *Viburnum*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Phellodendron* – ед. Эпизодически отмечается пыльца экзотических растений – птерокарии, каркаса, бука, магнолии, указывающих на более благоприятные (по отношению к оптимуму голоцена) климатические условия. Видовой состав некоторых широколиственных пород разнообразнее современного. Так, род *Quercus* представлен тремя видами: *Q. mongolica* Fisch., *Q. dentata* Thunb., *Quercus* sp. Двумя видами каждый представлены роды *Carpinus*, *Juglans*. Пыльца хвойных в нижней части интервала присутствует в незначительном количестве. Выше по разрезу содержание ее увеличивается; преобладает *Pinus* s/g *Haploxylon*, среди диплосильных сосен отмечается *P. tabulaeformis*, ареал которой располагается к югу от Приморья. В заметном количестве (6–12%) присутствует пыльца елей обеих секций. Группа мелколиственных пород представлена довольно скромно. Здесь преобладают березы секции *Albae* Regel (до 20%), но совсем нет пыльцы берез кустарниковых секций и ольховника. Группа травянистых растений весьма немногочисленна (менее 10% от общего числа миоспор). В ней заметны прежде всего осоки, лютиковые, полыни, а также водные растения. Их набор напоминает современный, характеризующий низменные аккумулятивные поверхности в изголовьях бухт. Эта группа малоинформативна. Среди споровых растений безусловно доминируют представители сем. Polypodiaceae, единично отмечены *Hymenophyllum*, *Salvinia*.

Спектры подобного состава – одни из самых "теплых" в позднем антропогене, и потому имеют все основания связывать время их формирования с рисс-вюрмским (казанцевским) термохронном. Этот вывод хорошо согласуется с результатами радиометрического датирования по радиоуглероду. Даты с глубин 14.9 и 16.5 м оказались за пределами: >42000 л.(Ки-3681) и >47500 л.(Ки-3682). Определенный уран-иониевым методом возраст этих интервалов составил 85500±2000 л. (К-172) и 107000±4500 л. (К-173) соответственно. В настоящее время принято считать [9], что рисс-вюрмское (казанцевское) межледниковье охватывает временной отрезок 70–120 (130) тыс. л.н. Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о соответствии верхней подсвиты голубовской свиты первой ступени позднего неоплейстоцена.

Аналогичные данные получены по другим разрезам свиты (рис. 1б, 3), в частности по разрезу,

вскрытому при бурении скв.33, дополняющей скв.13 и 5-4Н [12] с целью получения достаточного объема материала для радиоизотопного датирования. Для слоя с гл. 9.1 м (скв.33) по раковинам моллюсков получена запредельная радиоуглеродная дата >45400 л. (Ки-3684). Определенный уран-иониевым методом возраст этого слоя – 80600±2900 л. (К-171). Спорово-пыльцевые спектры из верхней подсвиты по разрезу скв.5-4Н (рис. 3) вполне аналогичны таковым в стратотипе.

Сложнее обстоит дело с возрастом нижней подсвиты. Отсутствие естественных обнажений не позволяет судить о характере границы между подсвитами на основании прямых наблюдений. По нижней подсвите имеются лишь довольно ограниченные палинологические материалы. Тем не менее, спектры, полученные из единичных линзовидных (?) прослоев суглинков среди галечников, не отличаются сколько-нибудь заметно от спектров верхней подсвиты. В них также преобладает пыльца широколиственных, умеренно термофильных пород, прежде всего *Quercus* (40–60%). Это дает нам основание полагать, несмотря на значительную мощность галечниковой составляющей, что возраст нижней подсвиты, вероятно, также не древнее рисс-вюрмского (казанцевского) интервала (70–130 тыс. л.н.), т.е. галечниковая и глинисто-алевритовая подсвиты, скорее всего, формировались в ходе одного седиментационного цикла. Впрочем, самое начало его еще захватывает, видимо, переходную от среднего к верхнему плейстоцену прохладную климатическую фазу. В частности, по данным Л.Б. Хершберга [18], из нижних слоев галечниковой составляющей разреза вблизи устья р. Киевки получен спектр умеренно холодного облика, но в большинстве случаев спектры из нижней подсвиты – "теплые". Этот вывод подтверждается и материалами по Хасанскому участку (рис. 1, 1в).

В отличие от вышерассмотренных разрезов галечниковая подсвита залегает здесь с размывом на более древних четвертичных отложениях (скв. 25а). Последние представлены толщей тонкослоистых зеленовато-серых суглинков и супесей с многочисленными мелкими конкрециями вивианита, сменяющейся вниз по разрезу щебнистыми глинами, залегающими на алевrolитах и песчаниках решетниковской свиты палеозоя. По комплексу диатомей, в котором значительная роль принадлежит озерным плактонным формам, и тонкой (весьма похожей на сезонную) слоистости мы относим указанную толщу к озерным отложениям. Полученные из верхней ее части спорово-пыльцевые спектры имеют умеренно "прохладный" облик (рис. 4). В них преобладает пыльца темнохвойных пород и берез, включая кустарниковые секции. Широколиственные присутствуют в

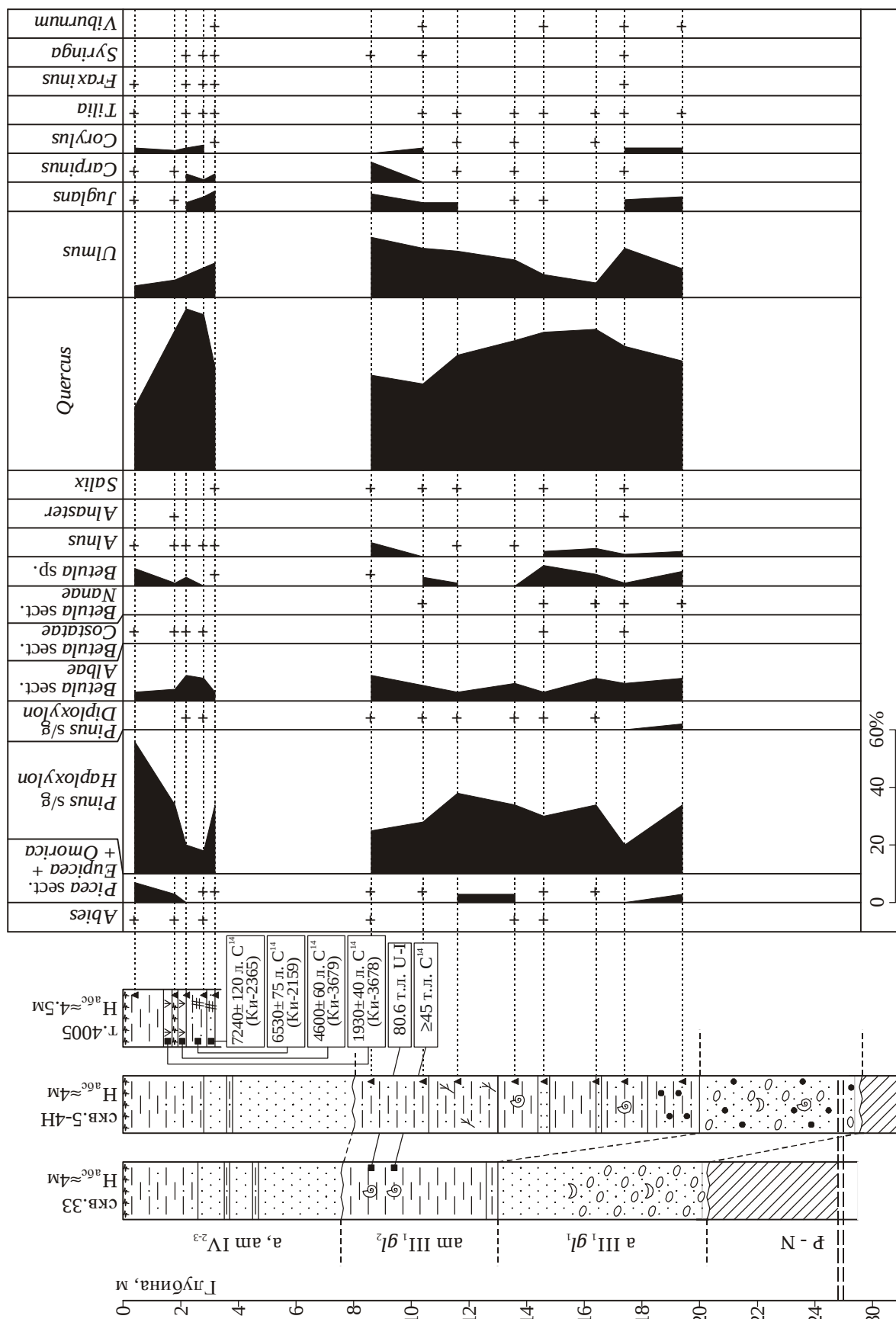


Рис. 3. Пыльцевые диаграммы отложений разрезов голубовской свиты Раздольненского участка. Условные обозначения на рис. 2.

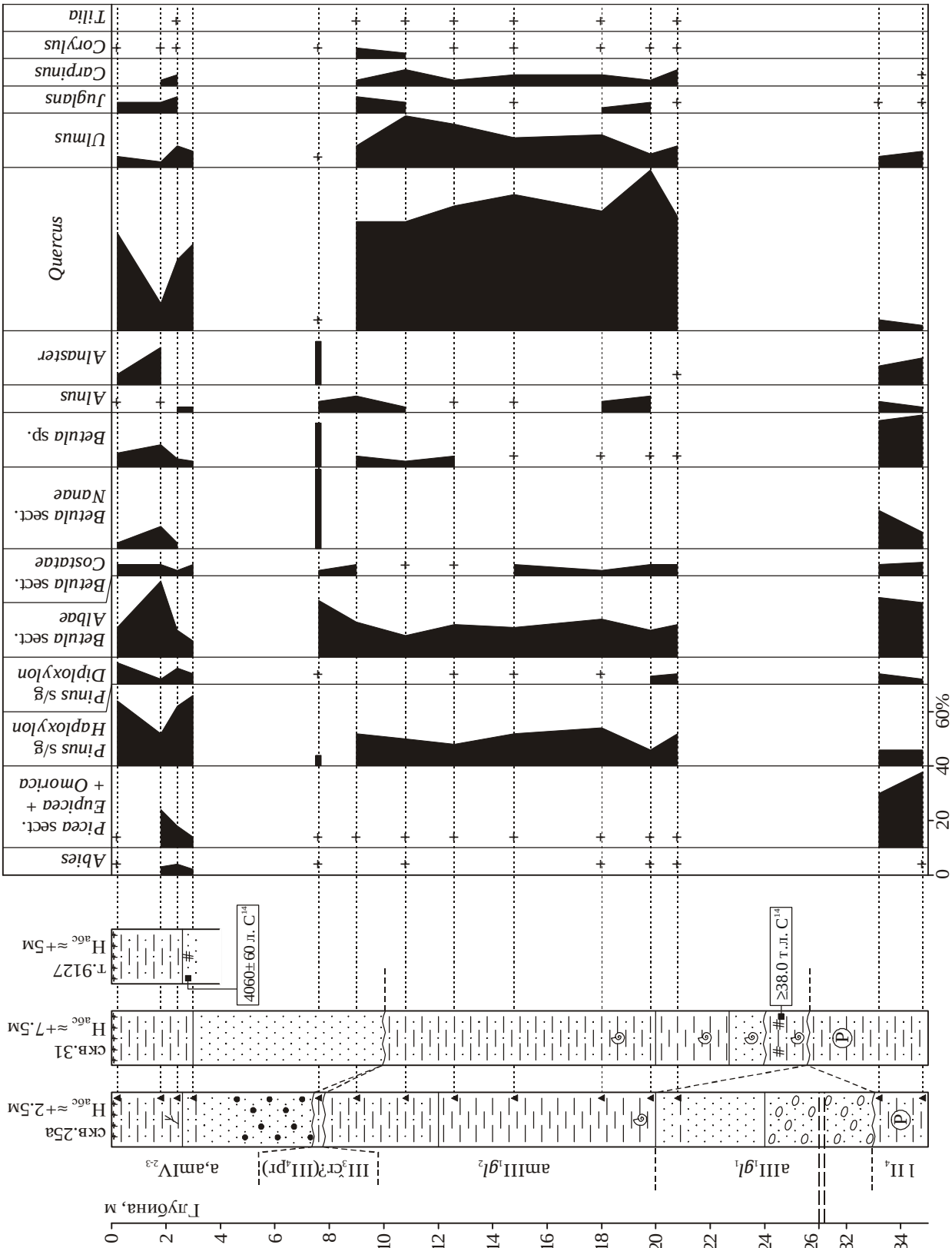


Рис. 4. Пыльцевые диаграммы разрезов голубовской свиты Хасанского участка. Условные обозначения на рис. 2.

незначительном количестве. Это дает основание рассматривать верхние слои озерной толщи в качестве эквивалента второго среднеледниковой криохрона, но не его пессимальной фазы, на которую, вероятно, приходится регрессия моря и связанный с нею эрозионный размыв. Спектр из нижней подсвиты голубовской свиты не отличается заметно от спектров верхней подсвиты, подтверждая тем самым высказанные выше соображения относительно возраста первой.

В целом разрез голубовской свиты по скважине 25а не обнаруживает заметных отличий от стратотипа (скв. 11), за исключением того, что здесь в кровле верхней подсвиты залегает маломощный (0,5 м) слой супеси, из которого получен спектр довольно "холодного" облика. В нем преобладает пыльца кустарниковых берез *Betula* sect. *Nanae* и ольховника. Заметную роль играют также березы древесных секций. Хвойные представлены исключительно скромно, пыльца широколиственных присутствует с оценкой "ед.". Среди споровых растений абсолютно доминируют *Sphagnum* и *Bryales*. Подобный спектр отражает суровые климатические условия, отвечающие ледниковым другим районам. Включающий его слой, вероятно, может соответствовать какой-то части зырянского или сарганского горизонтов Западной Сибири. Более точная привязка этого интервала к геохронологической шкале пока не возможна, но его присутствие важно в том отношении, что оно отвечает на неизбежные вопросы о продуктах седиментации, соответствующих интервалу между аналогами рисс-вюрма и голоценом в стратотипе свиты. В разрезах прибрежной зоны синхронные этому времени отложения входят в состав террасового комплекса рек, впадающих в Японское море. К ним, вероятно, относится и разрез 6–8-метровой террасы ручья Болотного, о котором речь шла выше. Необходимо отметить, что это – общая закономерность указанной зоны, где холодные климатические фазы представлены сильно редуцированными комплексами осадков в противоположность разрезам Приханкайской впадины с доминирующими в них отложениями холодных или переходных климатохронов. Она установлена на большом количестве частных разрезов и должна учитываться при разработке принципов районирования территории по типу строения четвертичного чехла и выборе стратотипов горизонтов.

Остановимся, хотя бы кратко, на ситуации с возрастной интерпретацией разрезов позднего антропогена на внутреннем, мелководном шельфе залива Петра Великого. Здесь имеется, по меньшей мере, три пункта с подробной палинологической характеристикой (скв. 2, 3, 25) [8]. Все три разреза близки по набору слагающих пород. Основу их составляют

осадки глинисто-алевритового ряда мощностью 20–35 м, сменяющиеся книзу песками и гравийниками, залегающими с разрывом на дочетвертичных образованиях. Возраст глинисто-алевритовой толщи на акватории Амурского залива трактовался всеми авторами, причастными к ее изучению [1, 7, 8, 17], одинаково. Ее формирование связывалось с голоценовым этапом. На базе соответствующих разрезов были построены детальные спорово-пыльцевые диаграммы с выделением всех периодов голоцена, по классической скандинавской схеме, а сами разрезы считаются до сих пор своеобразными эталонами для голоцена Южного Приморья [6].

Подобные выводы, как нам представляется, явились следствием некоторого сходства облика спорово-пыльцевых диаграмм указанных разрезов с эталонными диаграммами голоцена Европы. Однако это сходство оказалось чисто внешним, формальным. По мере получения более полных данных, включая независимые методы определения возраста, которыми не располагали авторы указанных выше работ, становилась все более очевидной общность разрезов по шельфу с разрезами в приустьевых частях высокопорядковых рек и на прилегающей аккумулятивной равнине прибрежной зоны Южного Приморья. Разрезы по скв. 25, пробуренной на мелководье вблизи устья р. Туманной, и скв. 31, пробуренной там же, но на суше, поражают своей почти полной литологической и палинологической идентичностью. Радиоуглеродная дата для слоя с древесными остатками в основании эстуарных отложений скв. 31 (гл. 25 м) оказалась за пределами (>38000 л.н.), а полная мощность тонкообломочной, глинисто-алевритовой, части разреза достигла максимума среди известных примеров – 52 м, плюс 10 м самой верхней пачки песчаных и суглинистых илов. Последняя рассматривается нами в объеме голоцена, исходя из данных радиоуглеродного и спорово-пыльцевого анализов (т. 9127, рис. 4). Такую поистине фантастическую, суперлавинную скорость накопления тонких осадков трудно объяснить, оставаясь в рамках классических представлений о темпах седиментации. Впервые на это обратил внимание Б.И. Васильев [2], столкнувшись с фактом возрастания на порядок скорости осадконакопления при переходе от позднего к среднему голоцену в разрезах на акватории Амурского залива.

Еще более впечатляющим примером могут служить разрезы на Раздольненском участке (рис. 16 и 3). Если исходить из того, что вся толща в интервале от 3 м, которому отвечает дата 7250 л.н. (т. 4005), до отметки 20 м (скв. 5-4Н), фиксирующей подошву илов с оптимальными "теплыми" спектрами, отражает атлантический этап, то ее накопление про-

изошло примерно за 750 лет. Напомним, что начало атлантического периода датируется рубежом примерно 8000 л.н. Следовательно средняя скорость осадконакопления превысит в таком случае 20 мм/год, что не поддается никакому разумному объяснению, если учесть, что речь идет о тонких осадках.

Справедливости ради, следует заметить, что главные основоположники "голоценовой" концепции возраста тонкообломочной толщи на шельфе не исключали возможность принадлежности нижней ее части к верхнему плейстоцену [8, с.127], отталкиваясь в своих предположениях от некоторых аномалий в структуре спорово-пыльцевых спектров. С учетом новых данных, мы имеем все основания полагать, что глинисто-алевритовая толща морских отложений в прибрежной части шельфа, исключая самую верхнюю пачку песчаных илов голоценового возраста, является аналогом верхней подсвиты выделенной нами голубовской свиты. Что касается нижней, галечниковой подсвиты, то коррелятивные ей отложения на шельфе распространены не повсеместно, а только в контурах палеоврезов.

ВЫВОДЫ

В приустьевых участках рек Япономорского побережья Южного Приморья, сопряженных в отдельных случаях (Хасанский район) с низменной аккумулятивной равниной, и на прилегающем шельфе достаточно уверенно выделяется комплекс осадков аллювиального, аллювиально-морского и морского (на шельфе) генезиса, объединяемый нами в голубовскую свиту. В составе последней мы выделяем две подсвиты: нижнюю – галечниковую (аллювиальную) мощностью 10–23.4 м, и верхнюю – глинисто-алевритовую (эстуарную, морскую) – 10–25 м. Свита залегает с разрывом и несогласием эрозионного типа на озерных, озерно-аллювиальных отложениях второй половины среднего неоплейстоцена (на хасанском участке) и на дочетвертичных породах на других участках. Она отвечает первой ступени верхнего неоплейстоцена (III₁). Что касается возможного перерыва между подсвитами, то, не отвергая его в принципе, мы пока рассматриваем такую вероятность как весьма незначительную.

Мы предлагаем на базе голубовской свиты выделить одноименный (**голубовский** – III₁gl) региональный горизонт с тем же стратотипом (скв. 11). Что касается находкинского горизонта, то его в таком случае следует рассматривать как синоним черноручинского горизонта, а лавовский считать синонимом партизанского горизонта. Аналоги голубовского горизонта в Приханьковье пока не установлены, скорее всего, их там нет, но они могут быть обнару-

жены в составе аллювия высокопорядковых рек этого района.

В заключение укажем, что полевое описание всех рассмотренных скважин (включая скв. 11) с образцами пород хранится в лаборатории региональной геологии ДВГИ ДВО РАН, а дубликаты продуктов мацерации – в лаборатории палеофитологии Приморгеолкома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борзова Л.М., Плетнев С.П. К вопросу о палеогеографии Амурского залива в голоценовое время (Японское море) // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток, 1978. С. 90–94.
2. Васильев Б.И., Репечка М.А., Караулова Л.П. Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 124–128.
3. Ганешин Г.С. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1979. 111 с.
4. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 690 с.
5. Караулова Л.П., Назаренко Е.М. К характеристике климата в Приморье в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 388–392.
6. Короткий А.М. Четвертичные отложения полуострова Муравьев-Амурский и его обрамления // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 3. С. 33–46.
7. Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975. С. 79–110.
8. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
9. Никифорова К.В., Иванова И.К., Кинд Н.В. Актуальные проблемы хроностратиграфии четвертичной системы // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Геохронология четвертичного периода" (Москва, 1985 г.). Таллин, 1985. С. 4.
10. Павлюткин Б.И. Неогеновые красноцветы Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 119–125.
11. Павлюткин Б.И. К вопросу о возрасте суифунской свиты (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 37–45.
12. Павлюткин Б.И., Пушкар В.С., Беянина Н.И. и др. Голоценовые отложения бассейна р. Раздольной // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток, 1984. С. 43–53.
13. Решения Межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л.: Недра, 1971. 107 с.
14. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). Магадан, 1987. 218 с.
15. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977. 80 с.
16. Стратиграфический кодекс. СПб., 1992. 120 с.

17. Троицкая Т.С., Караулова Л.П., Царько Е.И. Первый опыт детального расчленения морского голоцена Южного Приморья по комплексу палеонтологических данных // Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. 1978. № 48. С. 66–78.
18. Хершберг Л.Б. О последней морской трансгрессии в Юго-Восточном Приморье // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1971. № 5. С. 17–21.
19. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
20. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

Поступила в редакцию 2 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

B.I. Pavlyutkin, N.I. Belyanina

Quaternary deposits of Primorye: results of systematization and perspectives of study

Debatable problems of the Quaternary deposit stratigraphy of Primorye are discussed. Critical analysis of the earlier adopted unified scheme of division of the Quaternary deposits (Decisions..., 1987) and distinguished regional horizons is given. We have cast doubt on the belonging of the Nakhodkinsky and Lazovsky horizons to the first and second steps of the Upper Neopleistocene, respectively. Comprehensive study of the sections of the South Primorye coastal area (from drilling data) allowed us to distinguish the Golubovskaya suite composed of two subsuites: lower, pebbled ($aIII_1gl_1$) and upper, clay-silt ($amIII_1gl_2$). We propose the stratotype of the suite, describe it, and give the evidence of its age. Correlation with other sections of this region has also been done. Based on the stratotype of the upper subsuite, we propose to distinguish the Golubovsky regional horizon (III_1gl).

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЕИ

П.И. Федоров*, Н.И. Филатова, С.И. Дриль***, К.Х. Чанг****, С.О. Парк******

**Геологический институт РАН, г. Москва*

***Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

****Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

*****Национальный Университет Кингпок, Тэгу, Корея*

Приводятся новые данные по химическому и изотопному составу стронция миоценовых (грабен Пхохан-Яннам) и плиоцен-четвертичных (о-в Чечжудо) вулканических комплексов южной части Кореи, связанных с обстановками растяжения. Раннемиоценовые вулканиты зоны Яннам дифференцированы от базальтов до дацитов и характеризуются повышенными концентрациями (HFSE), часто превышающими таковые в E-MORB, высокими La/Yb -отношениями и отчетливым Ta-Nb минимумом, а также заметно варьирующими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7041-0,7048$ и, по данным [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512643-0,512843$. Среднемиоценовые базальты зоны Пхохан отличаются высокой щелочностью, высокими концентрациями LILE, превышающими таковые в базальтах океанических островов и близкими к последним по содержаниям HFSE. Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этой группе пород близки к таковым в раннемиоценовых вулканитах Пхохан и варьируют в интервале 0,7044–0,7045, а значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ – в пределах от 0,512831 до 0,512845 [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997]. Плиоцен-четвертичные вулканиты о-ва Чечжудо представлены щелочными базальтоидами при незначительном развитии толеитов, а также трахитами. Базальтоидам свойственно сильное обогащение некогерентными элементами, устойчивый Ta-Nb максимум, сильное фракционирование REE, характеризующее их как породы внутриплитной щелочной серии. Толеиты о-ва Чечжудо, характеризуясь высокими концентрациями LILE и HFSE, отличаются изменчивым поведением Ta-Nb аномалии. Для толеитов, щелочных базальтов и трахитов характерен интервал вариаций величины $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7040-0,7044$.

Вариации состава кайнозойских вулканитов южной части Корейского региона позволяют сделать вывод о различной природе магмогенерирующих источников. Так, образование раннемиоценовых толеитов зоны Яннам связывается со смешением деплетированного и субдукционного компонентов; генезис среднемиоценовых щелочных базальтов зоны Пхохан определяется внутриплитным источником, близким по изотопному составу толеитам зоны Яннам; формирование плиоцен-четвертичных и четвертичных базальтов о-ва Чечжудо связано со смешением компонентов деплетированного и внутриплитного источников.

Ключевые слова: вулканизм, геохимия, миоцен, плиоцен – квартал, Корея.

Миоценовые и плиоцен-четвертичные вулканические породы на юге Корейского п-ова и прилегающих островах Цусимского (Корейского пролива) слагают ряд ареалов, наиболее крупные из которых известны в грабене Пхохан-Яннам и на о-ве Чечжудо (рис. 1). Являясь постсубдукционными по времени образования, вулканиды генетически связаны с режимом растяжения и деструкции края Азиатского континента. Полученные новые прецизионные данные по химизму этих вулканических образований позволили выявить гетерогенность состава вулканических пород, проследить тенденцию изменения их составов во времени и перейти к проблеме определения характера магматических источников.

Химический состав пород был исследован в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Содержания петрогенных компонентов определялись рентгено-флуоресцентным методом, редкоземельных и редких элементов (за исключением бора) – методом ICP-MS, содержания бора – оптико-эмиссионным методом. Изотопный анализ стронция проводился в двухленточном режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (Центр коллективного пользования ИЗК СО РАН, ИГХ СО РАН и БГИ СО РАН, г.Иркутск). Подготовка проб к масс-спектрометрическому анализу осуществлялась по методике, описанной в [1]. В период проведения измерений для стандарта NBS-987 получено следующее значение изотопного отно-

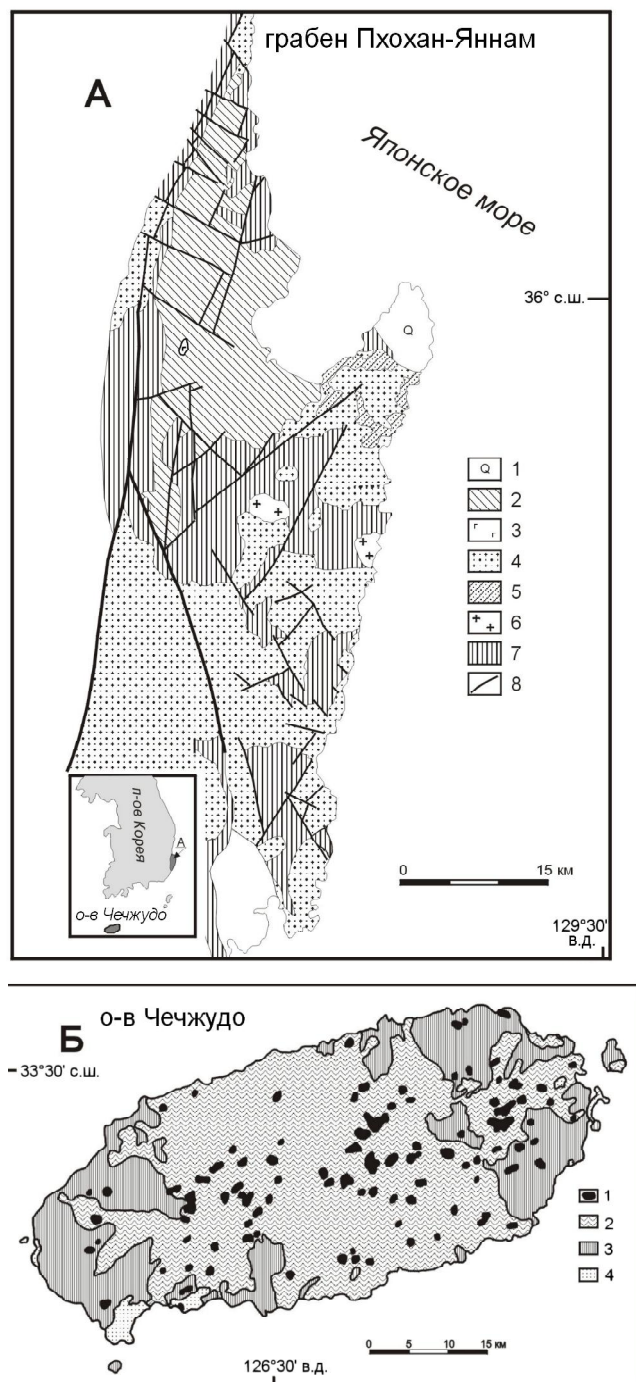


Рис. 1. Схема геологического строения грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо юго-восточной части Кореи.

А. Грабен Пхохан-Яннам [22]. 1 – современные аллювиальные отложения; 2–3 – зона Пхохан: 2 – среднемиоценовые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 3 – базальты; 4–5 – зона Яннам, раннемиоценовые образования: 4 – преимущественно осадочные, 5 – вулканические; 6 – границы основания; 7 – меловые – палеоценовые вулканогенные и осадочные образования основания; 8 – разрывные нарушения.

Б. О-в Чечжудо [12, 22]. 1 – шлаковые конусы, 2 – щитовой вулкан, 3 – лавовое плато, 4 – осадочные породы.

шения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,710301\pm10$ (погрешности отвечают 2σ среднего, $n=8$) при рекомендованном значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,71025$ [5]. Нормирование измеренных величин изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пробах к рекомендованному значению изотопного стандарта NBS-987 не проводилось.

ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В ограниченном разломами миоценовом грабене Пхохан-Яннам северо-восточной ориентировки (рис. 1А) выделяются две разновозрастные зоны – раннемиоценовая Яннам на юго-востоке и среднемиоценовая Пхохан на северо-западе грабена.

Зона Яннам образована чередованием терригенно-туфогенных пород и эффузивов, несогласно, с конгломератами в основании, залегающих на меловых – палеоценовых вулканитах Корейско-Японского окраинно-континентального вулканического пояса. Изотопные К-Аг возрасты эффузивов зоны Яннам охватывают интервал 22,6–14,6 млн лет. Наиболее молодая дата соответствует гидротермально измененному туфу, а преобладающие значения изотопных возрастов соответствуют раннему миоцену и лежат в пределах 22,4–17,0 млн лет [11, 18, 19].

Зона Пхохан образована трансгрессивной серией среднемиоценовых терригенных пород (конгломератов, песчаников, сланцев), большая часть которых представлена палеонтологически охарактеризованными морскими фациями [22 и др.]. Эти терригенные породы интродуцированы субвулканическими телами щелочных базальтов мощностью до 30 м [18], изотопный К-Аг возраст которых лежит в пределах 15,2–13,6 млн лет [19].

Раннемиоценовые вулканические образования зоны Яннам дифференцированы от базальтов до дацитов. Среди основных пород преобладают андезибазальты. В базальтах и андезибазальтах вкрапленники образованы оливином, часто замещенным сапонитовым и гематитовым агрегатами, а также клинопироксеном и плагиоклазом. Микрозернистая или микролитовая основная масса пород образована плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, амфиболами, ульвошпинелью и гематитом. В андезитах и андезидацитах вкрапленники представлены плагиоклазом и амфиболами, а в микролитовой основной массе этих пород различаются клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, ульвошпинель и ильменит.

Базальты и андезибазальты зоны Яннам по соотношению кремнезема, щелочей и железа принадлежат к умеренно калиевой толеитовой серии, в то время как андезидациты и дациты смещены в область известково-щелочных составов (рис. 2). Базальтам и андезибазальтам свойственны высокие содержания TiO_2 (1,2–1,6%; рис. 2б) и P_2O_5 (0,25–0,42), значитель-

Таблица. Представительные анализы кайнозойских вулканитов южной части Кореи.

Зона	Яннам						Пхохан	
номер	214-3	2	214-7	58	60	60а	119-1	3
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,67	52,01	53,66	55,90	56,33	60,20	52,67	49,81
TiO ₂	1,28	1,25	0,98	0,88	0,77	0,81	2,25	1,99
Al ₂ O ₃	18,47	18,64	21,53	18,03	17,49	17,02	16,51	18,27
Fe ₂ O ₃	-	-	-	8,56	7,14	6,31	-	-
FeO	9,79	9,18	7,53	-	-	-	6,85	7,84
MnO	4,55	0,20	0,28	0,15	0,15	0,14	0,11	0,12
MgO	0,19	4,32	2,14	3,89	3,68	2,73	6,44	5,66
CaO	9,53	10,69	9,00	7,44	7,12	5,39	3,94	6,70
Na ₂ O	3,61	2,81	4,02	3,14	3,29	3,71	6,39	4,43
K ₂ O	0,62	0,64	0,61	1,35	0,81	2,05	3,13	3,62
P ₂ O ₅	0,29	0,25	0,26	0,24	0,19	0,16	1,71	1,57
П.П.П.	-	-	-	0,30	2,86	1,30	-	-
Сумма	100,00	99,99	100,00	99,88	99,83	99,82	100,00	100,01
Sc	-	-	29	23,9	19,3	16,9	22	-
Cs	-	-	-	1,7	10,2	1,5	-	-
Rb	17,2	11	13,4	32,4	49,2	53,5	46	61
Ba	190	-	425	397,3	317,2	339,8	1053	-
Sr	432,1	481	513,1	463,0	705,8	399,0	1252	1499
U	-	-	-	0,63	1,32	0,81	-	-
Th	3	-	2	2,91	4,80	5,35	14,0	-
Pb	-	-	-	12	11	12	-	-
B	-	-	-	15	13	10	-	-
Ta	-	-	-	1,59	0,47	0,36	8,0	-
Nb	-	6	-	5,16	4,85	5,25	-	125
Hf	4	-	3	3,35	3,09	1,04	9,0	-
Zr	112	130	129	153,6	137,8	168	525	542
Y	26	25	31	25,1	20,5	20,1	23	33
La	11,73	9,6	12,1	16,60	18,63	19,99	80,13	84,3
Ce	26,55	-	22,64	27,20	39,58	43,49	152,21	-
Pr	4,79	-	4,13	4,33	4,28	4,27	15,87	-
Nd	20,99	-	17,53	20,71	18,85	20,09	58,15	-
Sm	5,77	4,1	4,67	4,52	3,83	4,15	9,13	9,2
Eu	1,70	0,9	1,45	1,28	1,11	1,14	2,75	2,8
Gd	6,27	-	5,46	4,41	3,65	3,83	7,07	-
Tb	0,94	-	0,81	0,63	0,53	0,59	0,91	-
Dy	-	-	-	4,00	3,25	3,19	-	-
Ho	1.18	-	1,1	0,80	0,70	0,64	0,90	-
Er	3.49	-	3,27	2,26	1,94	1,74	2,48	-
Tm	-	-	-	0,42	0,37	0,32	-	-
Yb	3,06	3,5	2,89	2,27	2,03	1,62	2,03	2,5
Lu	0.38	0,34	0,41	0,36	0,33	0,23	0,28	0,22
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0,70439	0,70413	0,70481	0,70468±5	0,70451±5	0,70472±8	0,70444	0,70439

но превосходящие таковые в базальтах мелового – раннекайнозойского Корейско-Японского окраинно-континентального пояса и сходные с концентрациями этих компонентов в толеитах океанических островов. Раннемиоценовые вулканиты показывают

“пилообразный” спектр распределения некогерентных элементов, нормированных по примитивной мантии [20] (рис. 3). Это свойственно надсубдукционным породам, что подчеркивается отчетливым Ta-Nb минимумом и заметным стронциевым максимумом

Таблица (продолжение).

	о. Чечжудо								
номер	73	74	76	77а	77	79	79-1	75	26-9
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50,62	50,89	51,65	53,61	49,72	48,73	47,80	51,78	48,11
TiO ₂	2,38	2,20	1,99	1,82	2,59	2,97	3,07	2,06	2,45
Al ₂ O ₃	15,75	14,94	14,27	17,28	16,86	16,62	16,60	14,98	15,24
Fe ₂ O ₃	11,99	11,90	11,93	10,54	12,46	12,87	13,41	11,37	12,25
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,15	0,15	0,18	0,16	0,16	0,16	0,15	0,14
MgO	6,16	7,41	7,89	2,83	5,06	5,44	5,35	7,06	7,45
CaO	8,09	8,90	8,69	5,54	7,78	8,60	8,12	7,82	8,69
Na ₂ O	3,24	2,90	2,74	4,62	3,32	3,33	3,21	3,25	3,16
K ₂ O	1,48	0,80	0,64	2,90	1,48	1,27	1,28	1,39	1,08
P ₂ O ₅	0,45	0,31	0,23	1,06	0,54	0,49	0,50	0,39	0,53
П.П.П.	-	-	-	-	-	-	0,46	-	0,50
Сумма	100,31	100,40	100,18	100,38	99,97	100,48	99,96	100,25	99,60
Sc	19,2	23,2	23,4	8,9	18,2	19,4	19,7	19,0	-
Cs	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,5	-
Rb	39,4	19,7	15,5	64,8	33,3	28,6	27,0	34,2	13,5
Ba	322,0	253,1	159,6	708,3	348,6	304,4	326,5	323,3	388,6
Sr	466,1	351,9	330,4	813,5	581,9	585,2	504,7	405,0	539
U	1,22	0,70	0,34	1,90	1,10	0,91	1,03	0,96	-
Th	6,40	4,01	2,05	10,92	5,94	4,99	5,13	5,65	3,02
Pb	2,0	2,0	2,4	3,3	2,3	2,8	3,8	1,9	-
B	4,3	3,5	5,1	5,4	2,9	2,5	2,1	4,2	-
Ta	2,58	1,36	0,89	4,26	2,41	2,34	2,21	2,11	-
Nb	47,92	25,29	16,02	117,73	44,27	41,63	39,05	37,55	34,1
Hf	5,17	4,22	3,14	7,79	5,32	5,05	4,97	5,37	4,88
Zr	211,2	166,7	134,8	354,3	220,4	194,0	187,0	223,9	183,3
Y	24,9	23,2	23,1	35,6	28,5	24,9	27,5	24,0	24,3
La	33,59	18,53	14,58	92,29	36,15	29,32	31,77	28,83	29,15
Ce	94,83	40,72	22,26	192,28	97,96	86,02	87,03	58,84	56,33
Pr	6,91	4,42	3,69	13,63	7,77	6,55	7,46	6,19	8,17
Nd	32,30	22,33	19,08	61,15	38,08	33,21	37,76	29,95	32,17
Sm	6,96	5,39	4,99	11,32	7,92	7,27	7,94	6,49	7,30
Eu	2,17	1,84	1,62	3,45	2,52	2,35	2,65	2,06	2,57
Gd	6,17	5,12	5,14	9,90	7,12	6,38	7,03	5,84	8,18
Tb	0,97	0,83	0,75	1,36	1,09	0,98	1,04	0,91	1,08
Dy	4,51	4,13	4,41	6,55	5,15	4,70	5,12	4,45	-
Ho	0,81	0,75	0,81	1,11	0,93	0,85	0,93	0,80	1,10
Er	2,15	2,04	1,97	2,93	2,40	2,19	2,38	2,08	2,65
Tm	0,36	0,35	0,32	0,53	0,42	0,36	0,40	0,36	-
Yb	1,82	1,69	1,59	2,62	1,90	1,81	1,96	1,71	2,07
Lu	0,23	0,23	0,24	0,35	0,27	0,26	0,28	0,23	0,24
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0,70427±13	0,70492±5	-	0,70447±6	0,70438±6	0,70447±5	-	0,70437±5	-

мом. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4) вулканы Яннам демонстрируют сильный разброс значений, располагаясь как в поле вулканитов активных континентальных окраин, так и внутриплитных базальтов. Распределение REE (рис. 5) слабо фракциони-

рованное в основных вулканиках ($La_n/Sm_n=0,8-2,4$; $La_n/Yb_n=1,5-5,5$) с отчетливым выположенным спектром распределения и более фракционированное в андезитах и дацитах ($La_n/Sm_n=2,3-2,9$; $La_n/Yb_n=4,2-6,9$; рис. 5) при незначительной отрицательной Eu

Таблица (окончание).

	о. Чечжудо					
номер	J-4	J-5	26-15	27-8	26-18	80
№ п/п	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	49,28	50,00	53,46	57,6	62,18	63,95
TiO ₂	2,44	2,28	2,14	1,24	0,60	0,38
Al ₂ O ₃	15,70	14,41	16,25	17,62	17,83	18,88
Fe ₂ O ₃	11,95	13,06	11,58	8,50	5,43	3,36
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,15	0,15	0,13	0,18	0,26
MgO	6,24	6,60	2,79	1,73	0,81	0,22
CaO	7,68	8,74	5,83	3,88	2,68	2,10
Na ₂ O	3,59	4,40	4,54	5,20	5,54	5,48
K ₂ O	1,80	0,87	2,31	3,39	3,98	4,77
P ₂ O ₅	0,49	0,41	0,77	0,42	0,19	0,05
П.П.П.	0,68	-	0,37	0,02	0,38	-
Сумма	100,00	100,00	99,46	99,73	99,80	99,45
Sc	18	22,9	-	-	-	0,8
Cs	-	-	-	-	-	1,1
Rb	37	18,8	62,5	77,5	60,5	154,2
Ba	495	340	692,6	1010,2	996,6	1312,8
Sr	619	380	539,4	487,1	390,3	567,3
U	-	-	-	-	-	2,70
Th	-	2,9	7,02	10,29	10,78	13,09
Pb	-	-	-	-	-	5,9
B	-	-	-	-	-	6,4
Ta	-	1,5	-	-	-	5,34
Nb	44	-	59,5	79,5	93,1	164,62
Hf	-	4,2	8,16	11,07	8,84	2,87
Zr	233	200	369,7	518,8	287,6	100,8
Y	29	24,7	39,2	36,1	20,2	33,1
La	40,0	24,1	54,6	63,98	62,19	139,56
Ce	65,0	41,3	99,74	114,46	110,55	177,96
Pr	-	-	13,46	15,02	12,98	16,88
Nd	31,0	31,6	54,11	56,47	44,96	60,40
Sm	6,60	7,06	11,08	11,37	6,82	8,49
Eu	1,70	2,01	3,95	3,71	2,05	2,41
Gd	-	-	12,18	11,26	6,53	7,53
Tb	-	0,98	1,77	1,63	0,80	0,96
Dy	-	-	-	-	-	5,37
Ho	-	-	1,60	1,5	0,92	1,03
Er	-	-	3,94	3,93	6,29	2,68
Tm	-	-	-	-	-	0,49
Yb	1,60	2,04	3,11	3,33	3,12	2,60
Lu	-	-	0,43	0,41	0,37	0,42

Примечание. Образцы 1, 3 по [19]; 2, 7, 8 по [18]; 17, 20–22 по [13]; 18 по [16, 17]. “-” – не определялось или ниже чувствительности метода.

аномалии. Значения отношения Zr/Nb в породах высоки (22–33) и близки к таковым в базальтах N-MORB (Zr/Nb~30) (рис. 6А). Вулканиды зоны Яннам характеризуются довольно широкими вариациями величин как ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7041–0,7048 (рис. 6Б), так и,

по данным [18, 19], ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,512643–0,512843 (рис. 6Б). При этом изотопный состав как стронция, так и неодима пород оказывается несколько деплетированным относительно хондритового резервуара (CHUR) или тождественным ему [4].

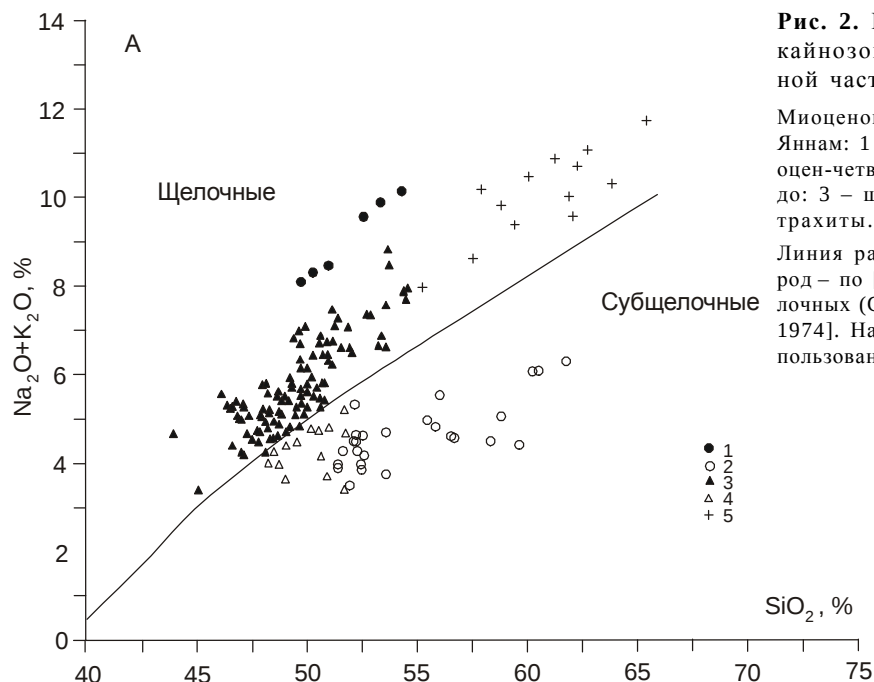
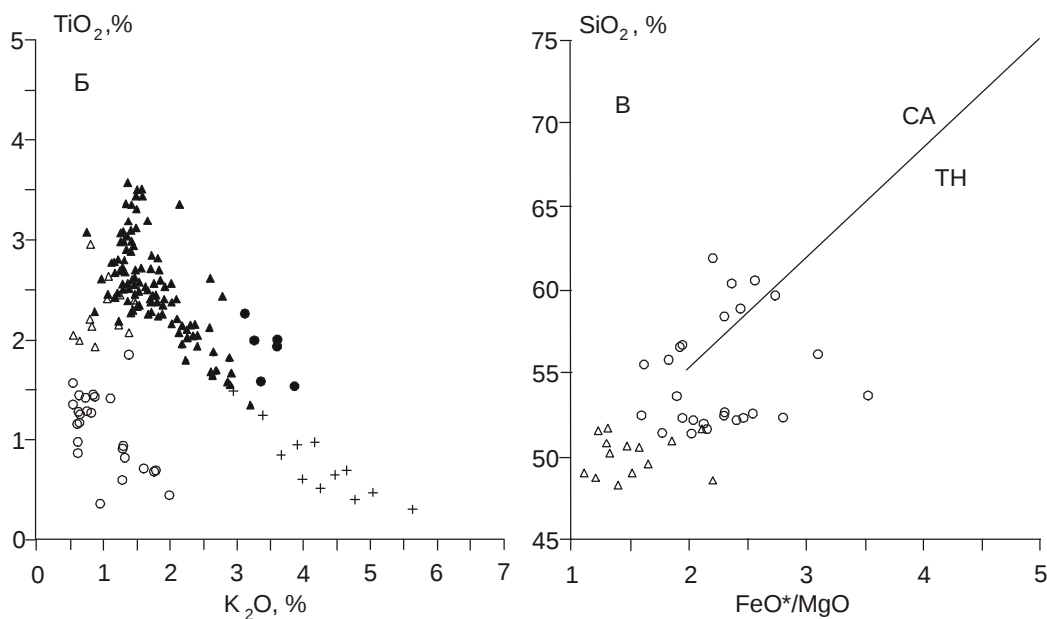


Рис. 2. Петрохимические характеристики кайнозойских вулканических пород южной части Кореи.

Миоценовый комплекс. 1–2 – грабен Пхохан-Яннам: 1 – зона Пхохан, 2 – зона Яннам. Плиоцен-четвертичный комплекс. 3–5 – о-в Чечжудо: 3 – щелочные базальты, 4 – толеиты, 5 – трахиты.

Линия раздела щелочных и субщелочных пород – по [Irvine, Baragar, 1971], известково-щелочных (CA) и толеитовых (TH) – по [Miyashiro, 1974]. Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [13, 16–19].



Среднемиоценовые щелочные базальты субвулканических тел зоны Пхохан во вкрапленниках содержат оливин (Fo_{72-77}), титанавгит ($\text{En}_{40-45}\text{Wo}_{39-48}\text{Fs}_{10-16}$; $\text{TiO}_2=1,9-4,3\%$), плагиоклаз (An_{65-60}). Структуры основной массы интерсертальная, долеритовая и серийно-порфировая. Вулканыты зоны Пхохан принадлежат щелочной серии (рис. 2). Породы обогащены LILE и LREE, Ta и Zr и на мультикомпонентной диаграмме отражают спектр распределения, свойственный базальтам OIB (рис. 3). Принадлежность базальтов зоны Пхохан к вулканитам внутриплитной геохимической специализации также подтверж-

дается расположением их фигуративных точек на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4) и низкими Zr/Nb отношениями (3–7), типичными для внутриплитных базальтоидов. Спектр распределения REE сильно фракционированный. Величины отношений La_n/Sm_n и La_n/Yb_n (5,4–6,3 и 22–29, соответственно; рис. 5) аналогичны таковым во внутриплитных щелочных базальтах континентальных рифтов [8]. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0,7044 до 0,7045, а изотопов неодима, по данным [18, 19], – от 0,512831 до 0,512845.

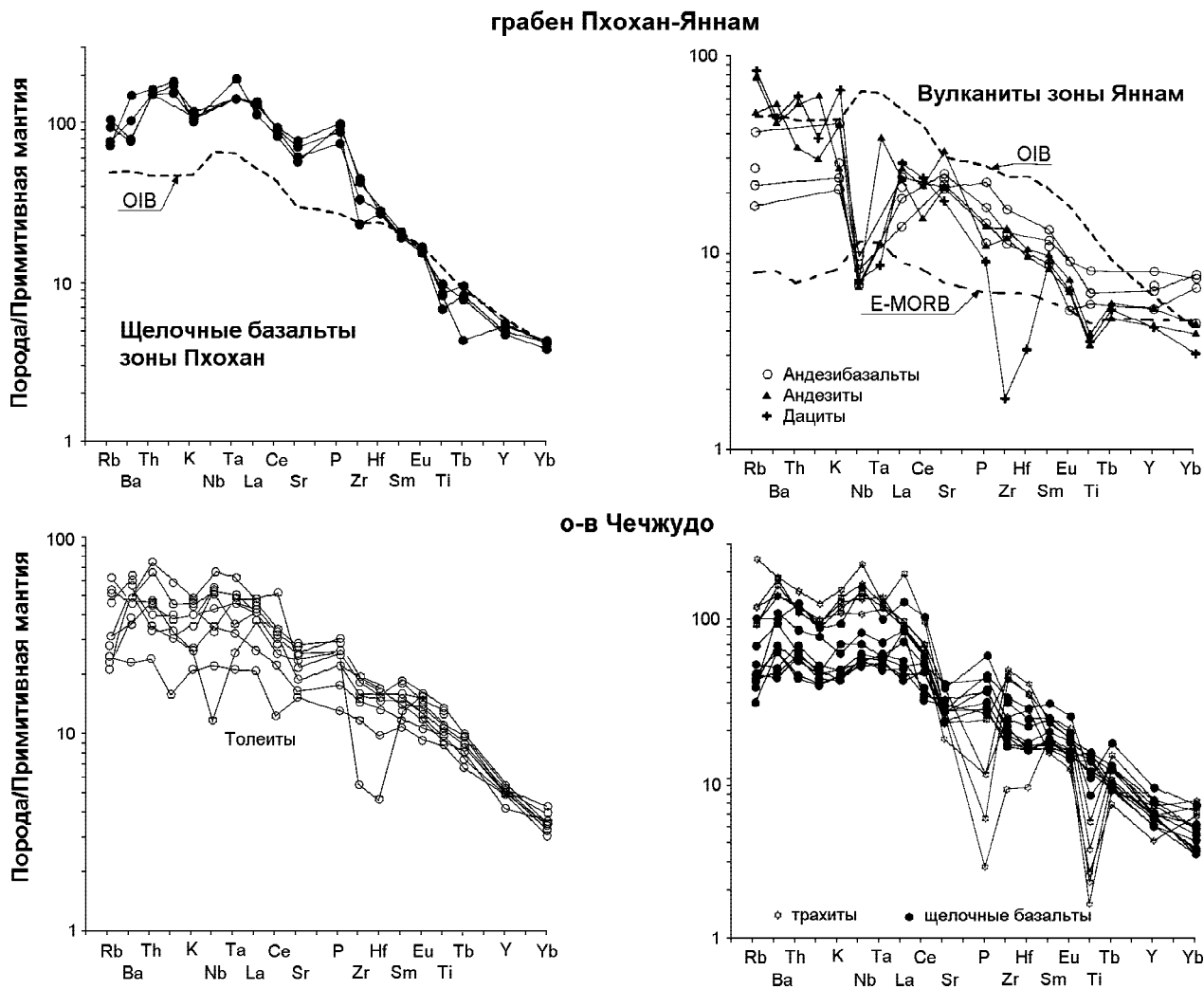


Рис. 3. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканических породах грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо. Содержания некогерентных элементов в породах нормированы по примитивной мантии [20]. Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [13, 16–19]. Данные о E-MORB, OIB по [20].

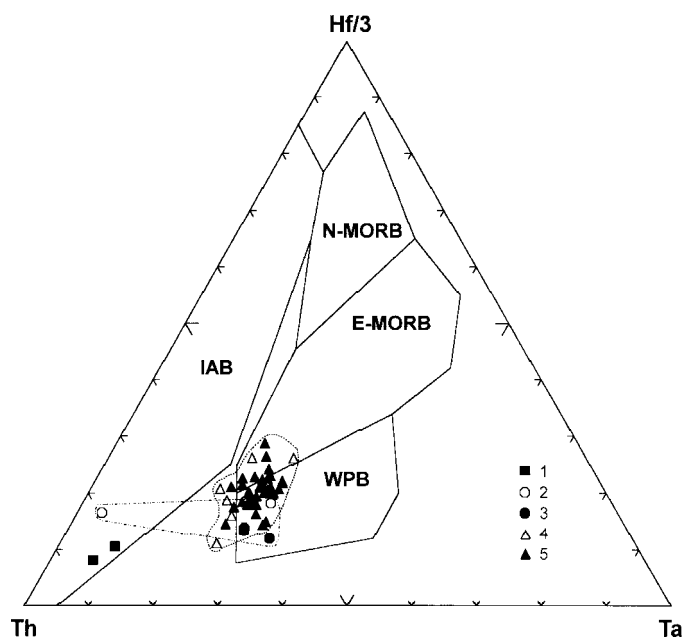


Рис. 4. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для кайнозойских базальтов грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо.

1 – Южно-Корейский мел-палеоценовый вулканический пояс; 2–3 – грабен Пхохан-Яннам: 2 – зона Яннам, 3 – зона Пхохан; плиоцен-четвертичный комплекс; 4–5 – о-в Чечжудо: 4 – толейты, 5 – щелочные базальты.

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [21]: N-MORB – деплетированных толейтов срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенных толейтов срединно-океанических хребтов и толейтов внутриплитных структур, WPB – щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин.

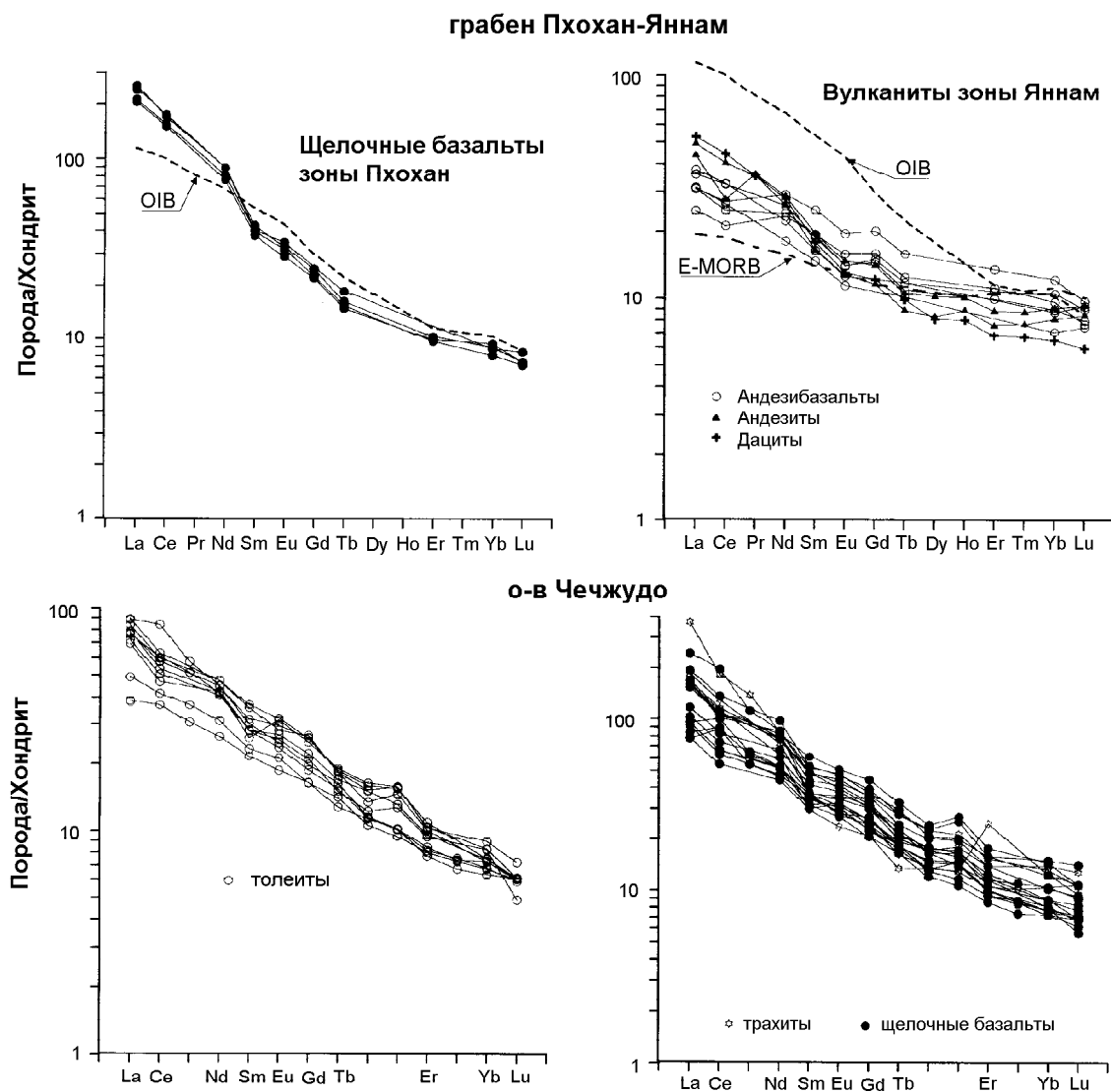


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканических породах грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо.

На рисунках и в тексте содержания REE в породе нормированы по хондриту [15]. Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [13, 16–19]. Данные о E-MORB, OIB по [20].

Плиоцен-четвертичный комплекс слагает также о-в Чечжудо, располагающийся к югу от п-ова Корея в Цусимском (Корейском) проливе (рис. 1Б). В составе комплекса по геологическим и стратиграфическим данным выделяют лавовое плато (верхний плиоцен – нижний плейстоцен), щитовой вулкан (плейстоцен) и шлаковые конусы (голоцен) [12].

Лавовое плато, слагающее нижнюю видимую часть острова, сформировано мощными (до 40–50 м) пакетами потоков щелочных оливиновых базальтов, трахитов и единичными потоками оливиновых толеитов. Над лавовым плато возвышается обширный щитовой вулкан, сложенный дифференцированным рядом пород от щелочных оливиновых ба-

зальтов к гавайитам и муджиеритам вплоть до трахитов при ограниченном распространении бенморитов [17]. Повсеместно развиты паразитические шлаковые конусы, образованные трахитами, реже щелочными оливиновыми базальтами.

Преобладающие на о-ве Чечжудо щелочные базальтоиды щитового вулкана представлены порфировыми и редкопорфировыми разностями. Вкрапленники в щелочных оливиновых базальтах образованы [16,17] оливином (Fo_{81-66}), авгитом и титанавгитом ($\text{En}_{40-45}\text{Wo}_{39-48}\text{Fs}_{10-16}$; $\text{TiO}_2=1,9-2,6\%$), а также плагиоклазом (An_{50-60}); в гавайитах – оливином (Fo_{81-55}), авгитом ($\text{En}_{41-46}\text{Wo}_{41-44}\text{Fs}_{11-14}$), плагиоклазом (An_{54-58}) и ильменитом; в муджиеритах – оливином (Fo_{73-47}), авгитом

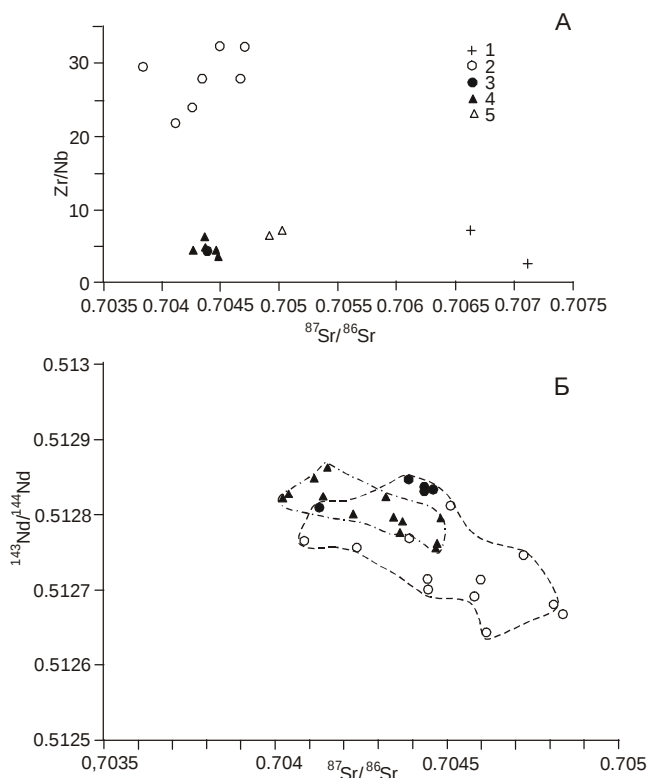


Рис. 6. Положение вулканитов грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо на диаграммах $\text{Zr/Nb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (А) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Б) по [18, 19].

1 – Южно-Корейский мел-палеоценовый вулканический пояс; 2–3 – грабен Пхохан-Яннам: 2 – зона Яннам, 3 – зона Пхохан; 4–5 – о-в Чечжудо: 4 – щелочные базальты, 5 – толеиты.

($\text{En}_{38-42}\text{Wo}_{41-43}\text{Fs}_{16-19}$), плагиоклазом (An_{40-58}), апатитом, магнетитом и керсутитом. Основная масса базальтоидов сложена оливином (Fo_{74-39}), авгитом ($\text{En}_{44-29}\text{Wo}_{40-47}\text{Fs}_{13-28}$), плагиоклазом (An_{62-38}), магнетитом с мелкими выделениями апатита, ильменита, санидина и анортклаза. Структура основной массы интерсерральная, микрокристаллическая, реже пилотакситовая. Отмечается уменьшение содержания магния в клинопироксенах при сохранении содержания кальция и возрастании количества железа, что характерно для щелочных базальтоидов внутриплитных обстановок и отличает их от толеитов тех же обстановок.

Базальтоиды щелочной серии о-ва Чечжудо характеризуются умеренно высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,5-8,0\%$), высокими TiO_2 (1,8–3,6%), фосфора и пониженными концентрациями алюминия. Содержания переходных элементов широко варьируют (содержания Cr изменяются от 35 до 230 г/т, Ni – от 20 до 170 г/т, Co – от 20 до 47 г/т). Концентрации всех несовместимых элементов в по-

родах высокие (рис. 3), что характеризует последние как внутриплитные образования. Это подтверждается также низкими Th/Ta отношениями, расположением фигуративных точек базальтоидов на диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}-\text{Ta}$ (рис. 4), а также фракционированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 1,8-4,9$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 5-20$; рис. 5). Щелочные базальты характеризуются незначительными вариациями изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040-0,7044$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51276-0,51286$) [9] при некоторой деплетированности изотопного состава обоих элементов относительно состава CHUR.

Немногочисленные базальты толеитовой серии о-ва Чечжудо отмечаются среди лавового плато. Это редкопорфировые породы с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой ассоциацией вкрапленников. Базальты характеризуются широкими вариациями содержаний SiO_2 (47,5–52%) и низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,5-5\%$; рис. 2а). Составы пород на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 2в) располагаются в поле толеитовой серии, отвечая *ol*-нормативным толеитам. Содержание TiO_2 высокое (1,8–3,0%), слабо зависящее от щелочности и кремнеземистости (рис. 2б). Содержания крупноионных литофилов (LILE) относительно высокие, близкие таковым в толеитах E-MORB типа. Концентрации некоторых высокозарядных элементов (HFSE), таких как Zr , Hf , Ti , в рассматриваемых толеитах выше, чем в E-MORB, и приближаются к таковым во внутриплитных вулканитах. Толеитам свойственно обогащение HFSE относительно LILE, что отличает их от пород надсубдукционной обстановки. Однако для некоторой части составов толеитов о-ва Чечжудо свойственна отрицательная $\text{Ta}-\text{Nb}$ и положительная Sr аномалии, что характерно для продуктов надсубдукционного вулканизма (рис. 3). Вместе с тем, на диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}-\text{Ta}$ (рис. 4) фигуративные точки толеитов смещены в область внутриплитных составов. Распределение REE менее фракционированное по сравнению с таковым в щелочных базальтоидах ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2-4$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 4-7$; рис. 5). Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в толеитах несколько выше, чем в щелочных базальтах (0,7042–0,7050) [2].

Трахиты характеризуются афировой и редкопорфировой структурой. Субфенокристы образованы плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, магнетитом; реже отмечаются зерна клинопироксена, циркона и оливина. Структура основной массы – трахитовая и витрокристаллическая. По соотношению щелочей и кремнезема (рис. 2а) трахиты принадлежат к щелочной серии. Они характеризуются крайне высокими содержаниями большинства несовместимых элементов (рис. 3) и фракционированным спектром распределения REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 4-5,5$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 11-15$; рис. 5). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70447$ в

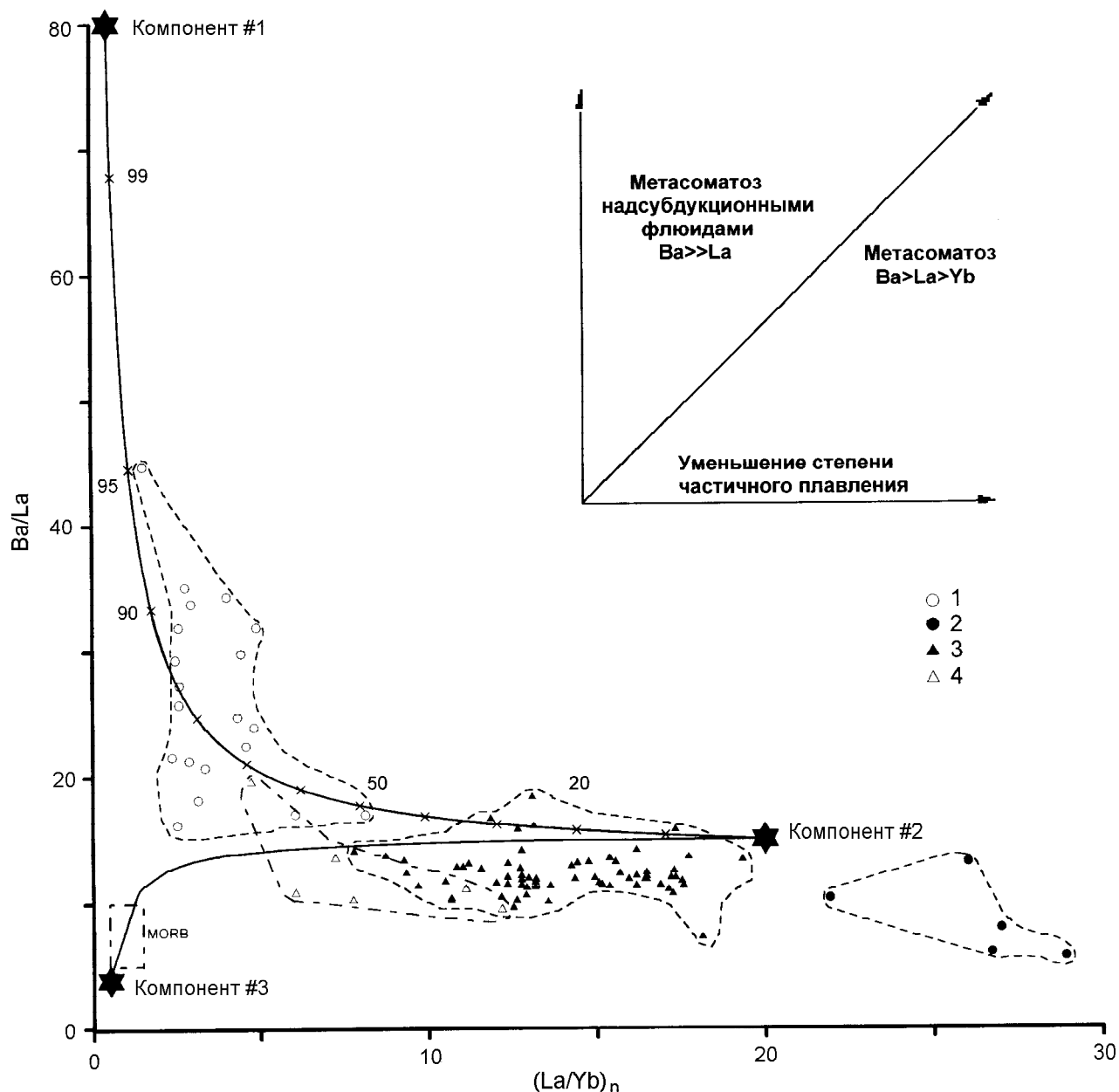


Рис. 7. Положение базальтоидов грабена Пхохан-Яннам и о-ва Чечжудо на диаграмме $Ba/La - (La/Yb)_n$. 1–2 – грабен Пхохан- Яннам: 1 – зона Яннам, 2 – зона Пхохан; 3–4 – о-в Чечжудо: 3 – щелочные базальты, 4 – толеиты. Объяснение компонентов см. в тексте.

трахитах близко к таковым в базальтоидах о-ва Чечжудо [2].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

П-ов Корея в южной части пересекается Южно-Корейско-Японским мел-палеоценовым окраинно-континентальным вулканическим поясом, формирование которого было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты [3]. Нижние части разреза вулканического пояса представлены лавами и агломератова-

ми туфами базальтового и андезитового состава, тогда как верхние – дацитами, риолитами, туфами кислого состава в ассоциации с многочисленными экструзивными куполами. Вулканы пояса отличаются умеренной щелочностью, низкой железистостью, дифференцированным распределением несовместимых элементов при высоком содержании крупноионных литофилов (LILE) и дефиците HFSE, а также сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, что характеризует их как надсубдукционные магматичес-

кие образования известково-щелочной серии. Высокие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0,7055 до 0,7071) предполагают связь вулканитов как с мантийными, так и коровыми источниками.

Произошедшая в эоцене на востоке Азии смена окраинно-континентального вулканизма на рифтогенный сопровождалась изменением геохимических характеристик вулканитов. Прекращение субдукции океанической плиты под восточную окраину Азиатского континента в начале палеоцена и формирование на этой окраине зон растяжения в кайнозой выразилось в уменьшении величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что было обусловлено как прекращением влияния на генезис вулканитов субдукционного компонента, так и вовлечением по мере усиления процесса астеносферного материала (DM+EM I).

В южной части Корейского региона режим растяжения сопровождался тремя этапами вулканической деятельности: раннемиоценовым, среднемиоценовым (грабен Яннам-Пхохан), а также плиоцен-четвертичным (о-в Чечжудо).

В грабене Пхохан-Яннам разновозрастные миоценовые вулканиты принадлежат двум различным вулканическим сериям. В зоне Яннам раннемиоценовые вулканиты образуют дифференцированную базальт-дацитовую толеитовую серию. Базальтам зоны свойственны как умеренно повышенные содержания некогерентных элементов, слабо фракционированное распределение REE, сближающие их с толеитами E-MORB, так и "пилообразное" распределение некогерентных элементов на мультикомпонентной диаграмме с устойчивым Ta-Nb минимумом. Среднемиоценовые щелочные базальты зоны Пхохан отличаются высокими содержаниями LILE, HFSE и LREE с высокими La_n/Yb_n отношениями, что сближает их с составами внутриплитных щелочных базальтов. Все миоценовые породы грабена Пхохан-Яннам отличаются более высокими изотопными отношениями неодима по сравнению с базальтами других комплексов Кореи [9].

На о-ве Чечжудо щелочные базальтоиды и трахиты образуют большую часть нижнего лавового плато и возвышающийся над ним нищевой вулкан. Их формирование происходило в несколько циклов, образуя ряд дифференциации от щелочного оливинового базальта к гавайитам, муджиритам и трахитам [12], что подтверждается близостью изотопного состава стронция и неодима в ряду дифференциатов, а также отсутствием связи между величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и химическим составом пород в ряду дифференциации. Характерно также отсутствие значимых вещественных различий между вулканитами разных циклов. Щелочные базальтоиды о-ва Чечжудо характеризуются высокими концентрациями некогерентных элементов, выраженным Ta-Nb миниму-

мом на мультикомпонентной диаграмме, сильно фракционированным спектром распределения REE, что характеризует их как щелочную внутриплитную серию, сходную, например, со щелочными базальтами Гавайских о-вов [6, 10] и Эфиопского рифта [8].

Сложен вопрос о происхождении кислых щелочных вулканитов о-ва Чечжудо. Трахиты, вероятно, могут рассматриваться как крайние дифференциаты щелочной серии, что, в целом, подтверждается сходным с базальтоидами изотопным составом стронция и неодима [9].

Таким образом, кайнозойские комплексы южной части Корейского региона включают вулканические породы разных магматических серий, что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников, соотношение в которых океанического деплетированного, обогащенного внутриплитного и субдукционного компонентов изменчиво. Качественную оценку процесса смешения компонентов различного состава и генезиса отражает диаграмма зависимости отношения Ba/La от $(\text{La}/\text{Yb})_n$, предложенная [14] (рис. 7). Первый, субдукционный, компонент, имеющий высокое значение Ba/La=80 и низкое – $\text{La}/\text{Yb}_n=0.5$, характеризует мантийный источник, метасоматически измененный в связи с субдукцией [14]. Второй компонент, с низкими значениями Ba/La=15 и высоким $\text{La}/\text{Yb}_n=20$, соответствует продуктам внутриплитного магматизма [7]. Третий компонент отвечает деплетированной океанической мантии [20].

Видно, что вулканиты отличаются сильной гетерогенностью, а их состав определяется как участием "чистых" компонентов источников, так и их смешением. В области смешения деплетированного (MORB-подобного) и субдукционного (LILE обогащенного) компонентов источника располагаются раннемиоценовые толеиты зоны Яннам. Среднемиоценовые щелочные базальты грабена Пхохан, отличаясь низкими Ba/La и высокими $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношениями, занимают область щелочных базальтоидов внутриплитной обстановки. Однако близость отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах толеитовой и щелочной серий грабена Пхохан-Яннам [18, 19] позволяет предположить, что их образование происходило из изотопно-гомогенного источника. Последующая эволюция расплавов (смешение, варьирующие степени плавления и близповерхностное фракционирование) привели в раннем миоцене к формированию толеитовых магм, а в среднем – щелочных.

Плиоцен-четвертичные базальты о-ва Чечжудо, располагаясь вдоль линии смешения внутриплитного и деплетированного компонентов, также характеризуются сильной гетерогенностью состава. Так, толеиты Чечжудо связаны с источником, содержащим большую долю деплетированного компонента, а ще-

лочные базальтоиды смещены в сторону внутриплитных составов (рис. 6).

В целом, миоценовый и плиоцен-четвертичный вулканизм на юге Корейского региона мог происходить при взаимодействии материала мантийного диапира с деплетированной MORB-подобной мантией, частично измененной субдукционными процессами на краю Азиатского континента в мезозойское – раннекайнозойское время.

ВЫВОДЫ

В южной части Корейского полуострова выделяются три этапа вулканической деятельности, связанных с обстановками растяжения: раннемиоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Раннемиоценовые вулканические зоны Яннам дифференцированы от базальтов до дацитов и характеризуются повышенными концентрациями HFSE, часто превышающими уровень, характерный для E-MORB, высокими La_n/Yb_n -отношениями и отчетливым Ta-Nb минимумом. Среднемиоценовые базальты зоны Пхохан отличаются высокой щелочностью, высокими концентрациями LILE, превышающими таковые в OIB [20], и близкими к последним содержаниями HFSE. Плиоцен-четвертичные вулканические о-ва Чечжудо дифференцированы от щелочных оливиновых базальтов и гавайитов до муджиеритов и бенморейтов, а также трахитов. Базанитоидам свойственно сильное обогащение некогерентными элементами, устойчивый Ta-Nb максимум, сильное фракционирование REE, характеризующее их как породы внутриплитной щелочной серии. Толеиты о-ва Чечжудо, характеризуясь высокими концентрациями LILE и HFSE, отличаются изменчивым поведением Ta-Nb аномалии.

Вариации состава кайнозойских вулканитов южной части Корейского региона позволяют сделать вывод о различной природе магмогенерирующих источников. Так, образование раннемиоценовых толеитов зоны Яннам связывается со смешением деплетированной и субдукционной компонент источников; генезис среднемиоценовых щелочных базальтов зоны Пхохан определяется внутриплитным источником, по изотопному составу близким толеитам зоны Яннам; формирование плиоцен-четвертичных и четвертичных базальтов о-ва Чечжудо связано со смешением деплетированного и внутриплитного компонентов источника.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (гранты 99-05-65462 и 01-05-64019), ГНТП “Мировой океан”, а также при частичной финансовой поддержке Проекта 335 6-го молодежного конкурса

РАН. Мы признательны руководству Геологического института АН КНДР за сотрудничество при проведении многолетних полевых работ в Северной Корее. Мы благодарны проф. К.Х. Чангу, докторам С.О. Парк и Чж.Х. Хвану за совместные полевые экскурсии в южной части п-ова Корея и по о-ву Чечжудо, которые были субсидированы Фондом правительства Республики Корея.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пампура В.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Наука: Новосибирск, 1991. 111 с.
2. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дриль С.И., Чанг К.Х. Меловой-кайнозойский вулканизм южной части Кореи // Щелочной магматизм Земли: Тр. науч. шк. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 65–67.
3. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 131–144.
4. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
5. Чернышев И.В., Шатагин К. Н., Гольцман Ю.В. Высочайшая калибровка стандартных образцов изотопного состава стронция с помощью многоколлекторного масс-спектрометра // Геохимия. 2000. № 12. С. 1280–1285.
6. Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, east Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8743–8768.
7. Dixon T.H., Batiza R., Futa K., Martin D. Petrochemistry, age, and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western Pacific // Chemical Geology. 1984. V.43. P.1–28.
8. Hart W.K., Wolde G.G., Walter R.C. et al. Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, NB6. P. 7731–7748.
9. Kim K.H., Tanaka T., Nagao K., Jang S.K. Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea // Geochem. J. 1999. V.33, N5. P.317–341.
10. Lanphere M.A., Frey F.A. Geochemical evolution of Kohala volcano, Hawaii // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V.95, N 1. P. 100–113.
11. Lee J.S., Poulet A. Le volcanisme Neogene de Pohang (SE Coree), nouvelles contraintes geochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // C. R. Acad. Sci. Paris. 1988. V.307. Ser.II. P.1405–1411.
12. Lee M.-W. Petrology and geochemistry of Cheju volcanic island, Korea // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1982. Ser. 3. N 2. P. 177–256.
13. Lee M.W., Won C.K., Lee D.Y., Park G.H., Kim M.S. Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju island, Korea // J. Geol. Soc. of Korea. 1994. V. 30, N 6. P. 521–541.
14. Lin P.-N., Stern R.J., Bloower S.H. Shoshonitic volcanism

- in the Northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source in compatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, N 4. P. 4497–4514.
15. Pallister J.S. Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 2673–2697.
 16. Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island: Petrography and major element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the northern part of Cheju island // *J. Geol. Soc. of Korea.* 1993. V. 29, N 1. P. 39–60.
 17. Park J.B., Kwon S.T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island (II): Trace element chemistry of volcanic rocks from the northern part of Cheju island // *J. Geol. Soc. of Korea.* 1993. V. 29, N 5. P. 477–492.
 18. Shimazu M., Kawano Y., Kagami H. Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang-Yangnam area, Korea // *J. Min. Petr. Econ. Geol.* 1990. V. 85, N 9. P. 405–415.
 19. Song S., Lee H.K., Yun H. Petrogenesis of Tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea // *Tectonic evolution of eastern Asian continent* / Ed. Y.I. Lee, J.H. Kim // *Geol. Soc. Korea 50th Anniv. Intern. Sympos.* 1997. P. 219–224.
 20. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Saunders A.D. and Norry M.J. eds. *Magmatism in ocean basin.* Geological Society, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
 21. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V.50, N 1. P.11–30.
 22. Yoon S.H. Miocene-Pleistocene volcanism and tectonics in southern Korea and their relationship to the opening of the Japan sea // *Tectonophysics.* 1997. V. 281, N 1–2. P. 53–70.

Поступила в редакцию 14 августа 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

P.I. Fedorov, N.I. Filatova, S.I. Dril, K.H. Chang, S.O. Park

Cenozoic volcanism in the southern part of Korea

New data are offered on the strontium chemical and isotopic composition of Miocene (Pohang graben) and Pliocene-Quaternary (Cheju Island) volcanic complexes from the southern part of Korea connected with extension settings. The Early Miocene volcanics of the Yangnam zone are differentiated, from basalts to dacites, and are characterized by increased concentrations of high field-strength elements (HFSE) often exceeding those for E-MORB, by high La_n/Yb_n ratios and a distinct Ta and Nb minimum, and also by the markedly varying values of $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7041-0.7048$, and according to data [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512643-0.512843$. The Middle Miocene basalts of the Pohang zone are distinguished by high alkalinity, high concentrations of LILE exceeding those for the oceanic island basalts (OIB) and close to the latter by HFSE contents. $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in this group of rocks are close to those for the Early Miocene Pohang volcanics and range between 0.7044 and 0.7045; $^{143}Nd/^{144}Nd$ values vary between 0.512831 and 0.512845 [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997]. The Pliocene-Quaternary volcanics from Cheju Island are represented by alkaline basaltoids with insignificantly developed tholeiites, and also by trachytes. Basaltoids are noted for great enrichment in non-coherent elements, a stable Ta-Nb maximum, REE strong fractionation characterizing them as rocks of the intraplate alkaline series. Tholeiites from Cheju Island marked by LILE and HFSE high concentrations are distinguished by the varying behavior of the Ta-Nb anomaly. Tholeiites, alkaline basalts and trachytes are characterized by the variation interval $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7040-0.7044$.

Compositional variations of Cenozoic volcanics from the southern part of the Korea region allow a conclusion on the different nature of magma generating sources. For example, one relates the formation of the Early Miocene tholeiites of the Yangnam zone to mixing of the depleted and subduction components of the sources; the genesis of the Middle Miocene alkaline basalts of the P'ohang zone is determined by an intraplate source close to tholeiites from the Yangnam zone by their isotopic composition; the formation of the Pliocene-Quaternary basalts of Cheju Island is connected with mixing of the depleted and subduction components of the source.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ Pb²⁺- И Zn²⁺- НАСЫЩЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Г.В. Харитонова, В.Н. Землянухин **, А.С. Манучаров***,
Н.И. Черноморченко****

**Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

***Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

***Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Показано, что насыщение монтмориллонита и каолинита 1 N раствором $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ приводит к образованию новой метастабильной фазы, представленной гексагональными таблитчатыми электронно-прозрачными монокристаллами. В препаратах монтмориллонита обнаружены множественные кристаллы размером до 3 мкм, в препаратах каолинита – кристаллы единичные размером до 1 мкм. Изменения в организации частиц глинистых минералов при насыщении их 1 N раствором ZnCl_2 не зафиксированы.

Ключевые слова: глинистые минералы, электронная микроскопия.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшей особенностью минералов является то, что они находятся в равновесии с теми или иными геохимическими условиями. Стадийная перестройка слоистых силикатов начинается с тех элементов структуры, изменение которых в новых условиях наиболее легко осуществимы и максимально соответствуют изменяющимся параметрам среды. В морских отложениях глинистые минералы редко являются чистыми. Так монтмориллониты в морских отложениях обычно содержат от 10 до 90% вростков 10- $\text{\AA}$ слоев, характерных для слюд [20]. Келлером [27] был описан случай перехода каолинита континентальной фации в иллит морской фации. Процесс иллитизации понимают как переход старого неустойчивого минерала в новый глинистый минерал, более устойчивый в новых условиях. Устойчивость глинистых минералов при изменении внешней среды является функцией происхождения минералов, их структуры, заряда элементарной ячейки и дисперсности. Наиболее изменчивым считается монтмориллонит, а наиболее устойчивым – каолинит.

Предложено несколько гипотез относительно механизмов иллитизации глинистых минералов. Наиболее важным условием иллитизации монтмориллонитов является повышенное содержание калия в поровых растворах и его фиксация в межслоевых промежутках. Однако вопрос, происходят ли при насыщении калием и его фиксации глинистыми минералами изменения в основной решетке глинистых минералов или изменения происходят только в меж-

плоскостном заполнении, остается открытым [10, 20, 21, 27]. В этом отношении представляется актуальным оценить изменения, происходящие с глинистыми минералами при насыщении их катионами, близкими по химическим свойствам, но резко отличающимися радиусами, гидратационным поведением, силой связи с ионообменными центрами поверхности глинистых минералов.

Известно, что как свинец, так и цинк по характеру взаимодействия с различными лигандами классифицируются как промежуточный акцептор между жесткими и мягкими кислотами [12]. Однако в водной среде катионы Pb^{2+} образуют, главным образом, внутрисферные комплексы с поверхностными функциональными группами, Zn^{2+} – внешнесферные комплексы, т.е. связаны с функциональными группами лигандов через молекулы воды [15, 16, 19]. По сравнению с катионами цинка катионы Pb (II) менее гидратированы и более прочно связаны с ионообменными центрами поверхности [26]. Близость ионных радиусов катиона Pb^{2+} и межслоевого катиона глинистых минералов группы иллита K^+ (1,32 и 1,33 Å соответственно, радиус катиона Zn^{2+} много меньше – 0,83 Å [14]) позволяет предполагать возможность образования слюдоподобных структур при насыщении катионами Pb^{2+} глинистых минералов с соотношением слоев 2:1. Известно, что в природных условиях свинец обычно в повышенных концентрациях присутствует в слюдах [23].

Образование подобных комплексов в случае каолинита, глинистого минерала с жесткой структурой

и нулевым зарядом структурных слоев 1:1, не представляется возможным [4]. Однако, как показали электронографические исследования [25], поверхностные слои кристаллов каолинита могут быть представлены тремя типами структур: I – именно каолиновая структура ($7\text{\AA}$), II – бейделитоподобная структура, III – смектитоподобная структура (II и III типы – $10\text{\AA}$ структуры, степень реализации которых зависит от степени неупорядоченности минерала). С помощью рентгендифрактометрии типы структур II и III не определяются.

В данной работе предпринята попытка выяснения природы изменений глинистых минералов монтмориллонита и каолинита при насыщении их катионами Pb^{2+} и Zn^{2+} методами электронной микроскопии (микрофотография и микродифракция электронов).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования были взяты образцы природных монтмориллонита и каолинита из музея кафедры физики и мелиорации почв факультета почвоведения МГУ [7]. Изучение Zn - и Pb -насыщенных монтмориллонита и каолинита проводили в сравнении с исходными природными минералами и Ca - и Mg -насыщенными минералами, поскольку в природных условиях Ca^{2+} и Mg^{2+} являются основными обменными катионами глинистых минералов. Катионнасыщенные глинистые минералы получали взбалтыванием на ротаторе в течение 6 часов 10.0 г образца в 200 мл 1 N раствора соответствующей соли – MgCl_2 , $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO})_2$, ZnCl_2 , $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ – с последующим отделением осадка на фильтре (серия I – насыщение). Во второй серии опытов катионнасыщенные и исходные минералы дополнительно были подвергнуты диализу. Отрицательная реакция на хлорид-ионы являлась критерием окончания процедуры диализа. Все образцы до и после эксперимента (насыщение, диализ) в воздушно-сухом состоянии растирались до $0,074\text{ мм}$ (200 меш).

Для подтверждения существования структур бейделитового и смектитового типа в поверхностных слоях кристаллов каолинита [25] дополнительно был проведен эксперимент по изучению механохимического поведения каолинита. Образец каолинита ($<0,074\text{ мм}$) подвергался дроблению в вибраторе Арденна (VEB Narva, Германия) в течение 1, 2, 4 и 8 часов.

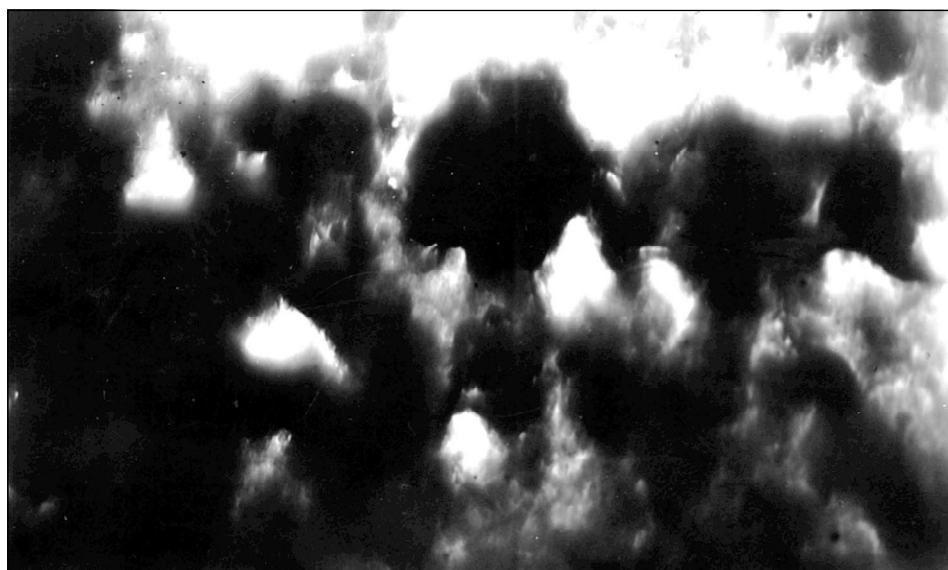
Электронно-микроскопическое исследование исходных природных образцов глинистых минералов и продуктов их изменения проводилось на просвечивающем электронном микроскопе “Tesla BS-613” (ускоряющее напряжение 80 кВ) методом микрофотографии (съемка “на просвет”) и методом микродифракции электронов. Препараты образцов для съемки были приготовлены методом суспензии, дис-

персионная среда – дистиллированная вода, подложка коллодиевая, размер ячейки поддерживающей сетки $40\text{--}80\times 40\text{--}80\text{ мкм}$. Электроннооптическое увеличение съемки “на просвет” 10000-кратное . Микродифракционные картины (прицельные электронограммы – кольцевые от поликристаллических агрегатов, точечные – от монокристаллов) получали от ограниченных селективной диафрагмой участков препаратов площадью около 1 мкм^2 в трех-, пятикратной повторности [18]. Для расчетов межплоскостных расстояний в качестве стандарта использовался препарат алюминия.

Дифрактограммы катионнасыщенных образцов получены на универсальном рентгендифрактометре HZG-4A (Карл Цейс Йена, Германия). Излучение $\text{K}\alpha\text{Cu}$, фильтрованное Ni . Режим работы аппаратуры: напряжение на трубке 40 кВ , анодный ток 30 mA , скорость вращения гониометра 2 градус/мин . Рентгеносъемку проводили с ориентированных препаратов, приготовленных методом седиментации на покровном стекле. Образцы сняты в воздушно-сухом состоянии и после сольватации этиленгликолем. Обменные катионы во всех образцах глин для получения сравнимых данных определяли по модифицированной методике Пфедфера, которая предусматривает учет мешающего влияния солей [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Электронно-микроскопический анализ продуктов насыщения монтмориллонита 1 N раствором соли $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ позволил четко зафиксировать появление новой фазы (метод микрофотографии – рис. 1, метод микродифракции электронов – рис. 2). Препарат исходного монтмориллонита представляет собой облаковидные скопления (рис. 1.1) мелких, беспорядочно ориентированных волокнистых кристаллитов, размер последних, согласно [10], составляет $0.15\text{--}0.40\times 0.015\text{--}0.035\text{ мкм}$. При съемке на просвет Pb -насыщенного монтмориллонита помимо ксеноморфных скоплений “склеенных” кристаллитов монтмориллонита, темных, электронно-непрозрачных при данных условиях съемки, были обнаружены множественные кристаллы новой фазы размером до 3 мкм (рис. 1.2). Кристаллы электронно-прозрачные – таблитчатые гексагональные, короткопризматические, с четко выраженными гранями. При съемке монокристаллов прослеживаются деформационный контраст (центр кристалла, фрагмент “b”) и прямые дислокации (фрагмент “c”). На представленной микрофотографии кристалла новой фазы Pb -монтмориллонита отчетливо видно, что недоструктурированные с неопределенными очертаниями смежные грани одного из вертикальных ребер гексагона (фрагмент “a”) состоят из неокончательно преобра-



1

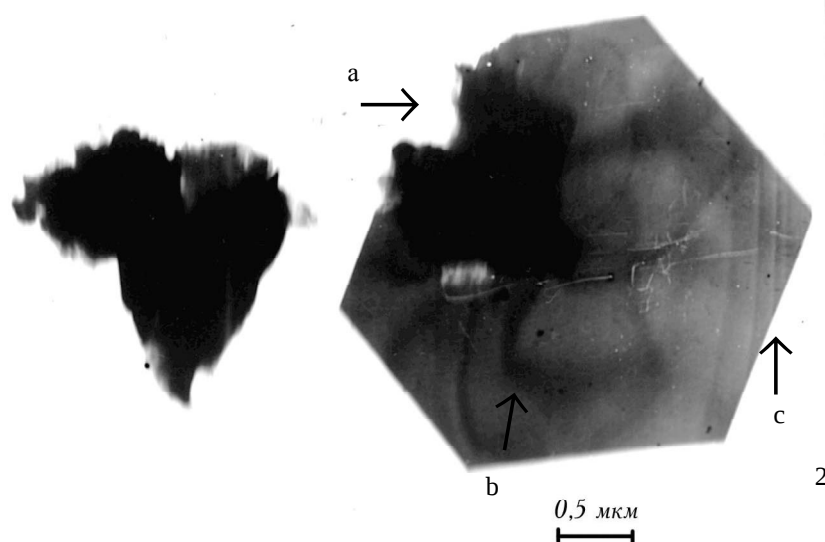


Рис. 1. Микростроение образцов монтмориллонита.

1 – исходный минерал, 2 – Pb-насыщенный монтмориллонит. Левое поле – ксеноморфное скопление “склеенных” кристаллитов монтмориллонита; правое поле – монокристалл новой фазы: “a” – “недоструктурированная” часть, “b” – деформационный контраст центральной части монокристалла, “c” – область линейных дислокаций (съемка на просвет, увеличение $\times 10000$).

зованных частиц монтмориллонита, не прозрачных для электронов.

Микродифракция электронов центральной части кристалла, фрагмент “b”, дает точечную электронограмму (рис. 2.1) и подтверждает монокристаллический характер образования (рис. 1.2). Не прозрачная для электронов “недоструктурированная часть” кристалла, фрагмент “a”, характеризуется менее симметричной микродифрактограммой (рис. 2.2). Кристаллы новой фазы с большими нарушениями гексагональной по форме структуры дают переходные от точечных к кольцевым электронограммы (рис. 2.3). Электронограммы исходного монтмориллонита – кольцевые (рис. 2.4).

Параметры решетки монокристаллов новой фазы $a_0 = 5.21 \pm 0.08 \text{ \AA}$, $b_0 = 8.93 \pm 0.08 \text{ \AA}$, угол $\beta \approx 100^\circ$ (приведены средние значения с учетом повторностей точечных электронограмм) с точностью

до определения совпадают с соответствующими параметрами монтмориллонита $a_0 = 5.17 \text{ \AA}$, $b_0 = 8.97 \text{ \AA}$ и углом $\beta = 99^\circ 54'$ [10]. Недоструктурированный фрагмент монокристалла характеризуется теми же значениями a_0 и b_0 , но угол β много больше и составляет 110° .

На электронограммах монокристаллов и экспериментально выделенной недеструктурированной части монокристалла (рис. 1.2) был обнаружен отсутствующий у исходного монтмориллонита рефлекс $3.34 \text{ \AA}$ (табл. 1). Можно было бы предположить, что рефлекс $3.34 \text{ \AA}$ принадлежит кварцу, поскольку исходный монтмориллонит, как показал рентгенодифрактометрический анализ, содержит кварц в качестве микропримеси. Но из предположения о принадлежности кварцу рефлекса $3.34 \text{ \AA}$ следует, что и монокристалл на рис. 1.2 представляет собой кварц. Однако ни его форма (множественные монокристал-

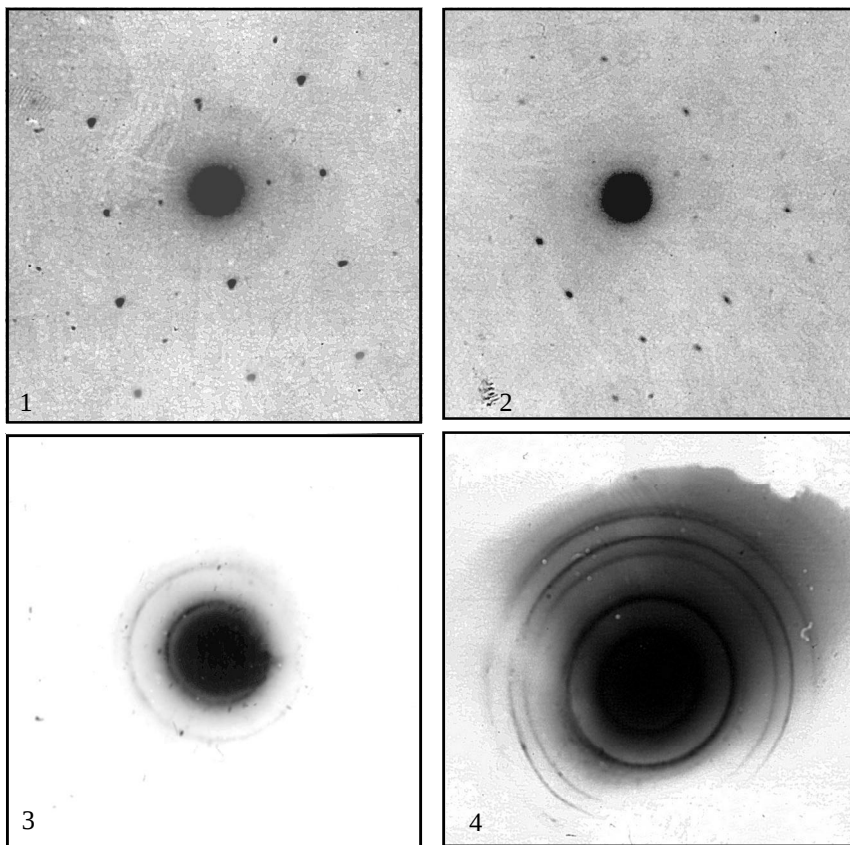


Рис. 2. Электронограммы образцов монтмориллонита.

1 – центральная часть (область “b”) монокристалла, представленного на рис. 1.2; 2 – “недоструктурированная” часть монокристалла (область “a”), 3 – менее совершенный электроно-непрозрачный кристалл, 4 – исходный монтмориллонит.

лы, обнаруженные в образце, имеют подобную форму), ни его прозрачность при условиях съемки 80кV для электронов (кварц в этих условиях непрозрачен для электронов), ни наличие недоструктурированной, не прозрачной для электронов “монтмориллонитовой” части монокристалла не позволяют считать, что предположение о принадлежности кварцу рефлекса 3.34 Å и обнаруженные факты совместимы. Кроме того, у α -кварца сингония тригональная, соответственно, была бы другая симметрия точек на точечной электронограмме. Природный α -кварц характеризуется следующими параметрами решетки: $a_0=4.91$ Å и $b_0=5.40$ Å ($c_0=5.40$ Å), β -кварц (сингония гексагональная) – $a_0=b_0=5.00$ Å ($c_0=5.46$ Å) [9].

Одним из существенных недостатков прицельных электронограмм от слоистых минералов является отсутствие на них базальных отражений 00l от плоскостей, параллельных слоям. Получение рациональной серии рефлексов 00l слоистых минералов обычно проводят методом косых текстур [3]. Встроенный гониометр электронного микроскопа “Tesla BS-613” не позволяет получать качественные электронограммы данным методом – максимальное изменение угла от нормали к поверхности препарата составляет 30°. Оптимальные углы наклона текстурированного препарата при напряжениях менее 100 кV

соответствуют $\sim 55^\circ$ [3]. Однако на точечной электронограмме “недоструктурированной части” кристалла, фрагмент “a” (рис. 1.2), и на кольцевой части переходных электронограмм от кристаллов новой фазы с нарушениями структуры был обнаружен рефлекс 4.81 Å (не включен в табл. 1, в которой для Rb-насыщенного монтмориллонита в отдельных столбцах представлены межплоскостные расстояния “склеенных” конгломератов частиц монтмориллонита и монокристалла новой фазы), который может отвечать отражению 002 монтмориллонита с дегидратированными межслоевыми промежутками ($d_{001}=9.6$ Å). Упорядоченное (через слой с одной молекулой воды и $d_{001}=12.4$ Å) сжатие межслоевых промежутков до 9.6 Å за счет дегидратации было отмечено в работе [28] для Na-сметита. Рентгендифрактометрический анализ показал, что межплоскостное расстояние рефлекса 001 исходного монтмориллонита составил 12.0 Å, его Na-формы – 11.9 Å. Согласно выводам авторов работы [28], реакции гидратации-дегидратации Na-сметита быстрые и обратимые.

На обратимость реакции в случае Rb-монтмориллонита указывает метастабильность монокристаллов новой фазы при диализе. После диализа Rb-насыщенного образца монтмориллонита монокристаллы новой фазы в препаратах для электронной

Таблица 1. Межплоскостные расстояния Pb- и Zn- форм монтмориллонита (d/n, Å).

Без насыщения		Pb			Zn	
исх.	диал.	нас.	нас.*	диал.	нас.	диал.
			8.93			
			5.21			
		4.63				4.63
4.47		4.47	4.47	4.47	4.47	4.47
		4.39	4.39	4.31		4.31
	4.17				4.17	4.17
4.03	4.03					
	3.91					
			3.34			
			2.66		2.66	
			2.61			
		x2.55	x2.55		2.55	2.55
2.50		2.50		2.50	2.50	2.50
	2.45				2.45	2.45
2.41	2.41				2.41	2.43
x2.36	2.36				2.30	
		2,19		2,08		
				2,02		
			1.84		1.74	
1.65		1.69	1.67	x1.67	1.65	1.65
						1.62
1.56	x1.58	1.53	1.53		1.53	
		1.49	1.49			x1.49
1.45			x1.47	1.45	1.45	x1.45
	1.42		1.42			
1.39					1.36	
		1.28	1.30			
1.25	1.23	1.25			1.26	x1.26
1.21	1.21			1.21		

Примечание. Для Pb-формы монтмориллонита столбец “нас.” – расчеты по кольцевым электронограммам от склеенных конгломератов частиц монтмориллонита, столбец “нас.*” – расчеты по точечной электронограмме монокристалла новой фазы (рис. 1.2); x – двойные линии.

микроскопии не обнаружены. Съемка на просвет показала только наличие в препаратах отдельных образований размером до 0.25 мкм. В этих образованиях, гексагональных по форме, видны темные электронно-непрозрачные сгустки частиц монтмориллонита. Микродифрактограммы препаратов кольцевые, рефлекс 3.34 Å на электронограммах отсутствует. Лабильность кристаллов новой фазы по отношению к воде согласуется с известным положением, что большинство минералов устойчиво лишь в системе со сравнительно высокой концентрацией составляющих ее элементов [23]. Сумма обменных оснований Pb-монтмориллонита и после диализа почти в два раза ниже по сравнению с исходным минералом и его Mg- и Ca-формами – 18 м-экв/100 г и 32–48 м-экв/100 г, соответственно (табл. 2), и не превышает способности к катионному обмену иллита в 20 м-экв/100 г, что позволяет предполагать частичное сохранение новой фазы после диализа.

Таблица 2. Состав обменных катионов монтмориллонита и каолинита.

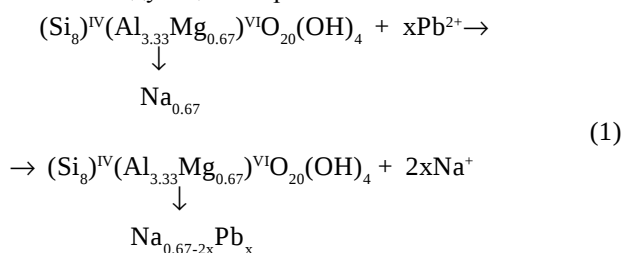
Минерал и насыщающий катион	Ca	Mg	Na	K	Zn	Pb	Сумма
	м-экв/100 г воздушно-сухого вещества						
Монтмориллонит	<u>20.70</u>	<u>10.63</u>	<u>17.25</u>	<u>1.15</u>	<u>0.09</u>	<u>0</u>	<u>49.82</u>
	24.37	12.37	4.53	2.67	0.08	0.01	44.03
Pb ²⁺	<u>4.60</u>	<u>3.37</u>	<u>2.48</u>	<u>0.85</u>	<u>0.06</u>	<u>0.15</u>	<u>11.51</u>
	9.76	5.20	1.95	1.00	0.12	0.11	18.14
Zn ²⁺	<u>3.37</u>	<u>1.38</u>	<u>2.39</u>	<u>0.82</u>	<u>21.39</u>	<u>0.08</u>	<u>29.43</u>
	1.73	3.14	4.86	1.06	19.78	0	30.57
Ca ²⁺	<u>43.42</u>	<u>1.18</u>	<u>6.40</u>	<u>0.77</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>51.77</u>
	41.05	1.55	4.46	0.92	0	0	47.98
Mg ²⁺	<u>3.91</u>	<u>16.97</u>	<u>5.53</u>	<u>1.02</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>27.13</u>
	8.18	17.06	5.53	1.15	0	0	31.92
Na ⁺	<u>3.82</u>	<u>2.14</u>	<u>41.12</u>	<u>0.64</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>47.72</u>
	3.09	0.53	30.27	0.59	0	0	35.11
Каолинит	<u>6.59</u>	<u>1.83</u>	<u>1.19</u>	<u>0.13</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>9.74</u>
	3.80	1.37	0.48	0.38	0	0	6.03
Pb ²⁺	<u>0.54</u>	<u>0.85</u>	<u>0.11</u>	<u>0.06</u>	<u>0.06</u>	<u>0.05</u>	<u>1.67</u>
	1.76	1.17	0.26	0.13	0	0.06	3.38
Zn ²⁺	<u>1.14</u>	<u>0.14</u>	<u>0.11</u>	<u>0.06</u>	<u>0.43</u>	<u>0</u>	<u>1.88</u>
	1.08	0.86	0.26	0.13	0.23	0	2.56
Ca ²⁺	<u>15.08</u>	<u>0.09</u>	<u>0.37</u>	<u>0.06</u>	<u>0</u>	<u>0.01</u>	<u>15.61</u>
	2.29	0.90	0.17	0.13	0	0.01	3.50
Mg ²⁺	<u>0.03</u>	<u>3.72</u>	<u>0.06</u>	<u>0.06</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>3.87</u>
	0.11	3.61	0.06	0.06	0	0	3.84
Na ⁺	<u>0.67</u>	<u>0.25</u>	<u>3.58</u>	<u>0.10</u>	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>4.60</u>
	0.53	0.60	1.52	0.15	0	0	2.80

Примечание. Над чертой – содержание обменных катионов после насыщения образца соответствующей солью, под чертой – после диализа насыщенного образца.

Можно предположить, что главное структурирующее действие на частицы монтмориллонита оказывает склеивание при гидрофобизации поверхности частиц раствором Pb(CH₃COO)₂, однако в случае насыщения минералов Ca(CH₃COO)₂ гидрофобизации поверхности не наблюдалось. Кроме того, при съемке на просвет Pb-насыщенного монтмориллонита были обнаружены как электронно-прозрачные и электронно-непрозрачные при данных условиях съемки кристаллы новой фазы, так и темные электронно-непрозрачные, не дающие микродифракции “склеенные” ксеноморфные скопления. Образование последних можно отнести за счет склеивающего действия недиссоциированных молекул ацетата свинца.

На рентгендифрактограммах Pb-насыщенного монтмориллонита дополнительных линий, отвечающих новой фазе, обнаружено не было. Последнее может быть связано как с ее невысокими концентрациями, так и с недостаточной толщиной частиц новой фазы для получения базальных отражений

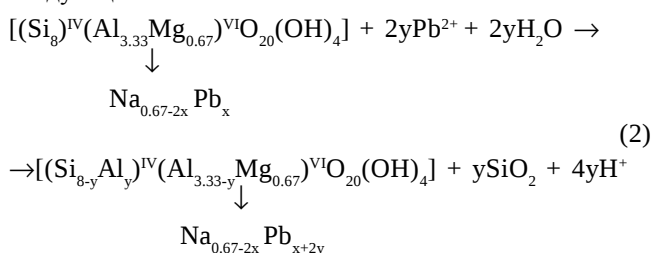
серии 10 Å данным методом [29]. Однако образование монокристаллов новой фазы и рефлекс 3.34 Å на прицельных электронограммах от монокристаллов позволяет предполагать, что насыщение монтмориллонита 1 N раствором ацетата свинца в результате реакции обмена действительно приводит к образованию внутрисферного комплекса катионов свинца (II) с поверхностными функциональными группами монтмориллонита, сжатию и дегидратации межслоевых промежутков подобно межслоевым катионам K^+ в иллите. Схематично реакцию можно записать следующим образом



В качестве обменных катионов указаны только катионы Na^+ (табл. 2), нижние индексы и 0.67 – средние рациональные значения, верхние индексы – координация катионов [1, 6]. Равновесие реакции сдвигается вправо за счет высокой концентрации катионов Pb^{2+} (1N раствор соли) и образования внутрисферного комплекса. Близкие значения радиусов катионов Pb^{2+} и K^+ (1.32 Å и 1.33 Å, соответственно) позволяют образование слюдоподобных структур в системе “монтмориллонит – Pb^{2+} ”. Метастабильность внутрисферного комплекса “монтмориллонит – Pb^{2+} ” и, следовательно, неустойчивость монокристаллов новой фазы по отношению к диализу связана со значительно меньшим зарядом слоя на элементарную ячейку монтмориллонита по сравнению с иллитом – 0.2–0.7 [10] и 1.2–1.7 [2], соответственно.

Закрепление катионов свинца и перевод его в необменное состояние требует, естественно, более глубоких структурных превращений слоев исходного монтмориллонита. Для создания собственно слюдяного слоя, в котором бы свинец находился в обменном положении, необходимо не только сблизить слои, но и закрепить этот эффект как упорядочиванием пространственного положения катионов внутри слоя, так и созданием противоположного по знаку заряда в прилегающих к нему тетраэдрических слоях (замещение Si на Al). Согласно работам [13, 24], при иллитизации монтмориллонита внедрение калия в межслоевые промежутки на первой стадии вызывает поляризацию прилегающих слоев 2:1, повышает активность Al, что способствует замещению Si на Al на второй стадии иллитизации. В пользу гипотезы поляризации прилегающих слоев 2:1 и повышения активности Al в результате внедрения катионов калия в межслоевые промежутки монтморилло-

нита могут свидетельствовать и наши данные рентгендифрактометрии катионнасыщенных форм монтмориллонита (табл. 3). По сравнению с исходным монтмориллонитом и его Ca- и Mg-формами дифрактограммы Pb-насыщенного монтмориллонита показывают наличие в образце большого количества кристобалита. В исходном монтмориллоните и его Ca- и Mg-формах кристобалит присутствует в качестве микропримеси. В системе “монтмориллонит – Pb^{2+} ” вторая стадия реакции может происходить по следующей схеме:



По сравнению с действием остальных насыщающих катионов, рассмотренных в работе, равновесие реакции сдвигается вправо за счет увеличения

Таблица 3. Межплоскостные расстояния Pb- и Zn- форм каолинита (d/n, Å).

Без насыщения		Pb		Zn	
исх.	диал.	нас.	диал.	нас.	диал.
4.47	4.47		4.47		
	4.31	4.39	4.31	4.31	
4.17	4.17	4.17	4.17	4.17	4.17
4.03	4.03	4.03			
3.91	3.91	3.91	3.91		
		3.79		3.79	
3.68	3.68		3.68	3.68	
3.47				3.47	
		3.38			3.13
2.61	2.61			2.61	
		2.50		2.50	2.50
2.45		2.45		2.45	2.45
2.41	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41
2.34	2.34	x2.34	2.34	2.34	2.34
2.23		2.23		2.23	2.23
2.16	2.16	2.19		2.16	2.16
x2.08		2.08	x2.05	2.08	
				1.95	
	1.84		x1.79	x1.81	
1.60	1.56	1.60	1.67		
1.53			1.53		1.53
1.49		1.49	1.51		
1.42			1.42	1.42	1.42
1.39				1.39	
x1.37		1.36		1.36	
1.33					
1.20			1.23		
1.18					1.16
1.14					

Примечание. x – двойные линии.

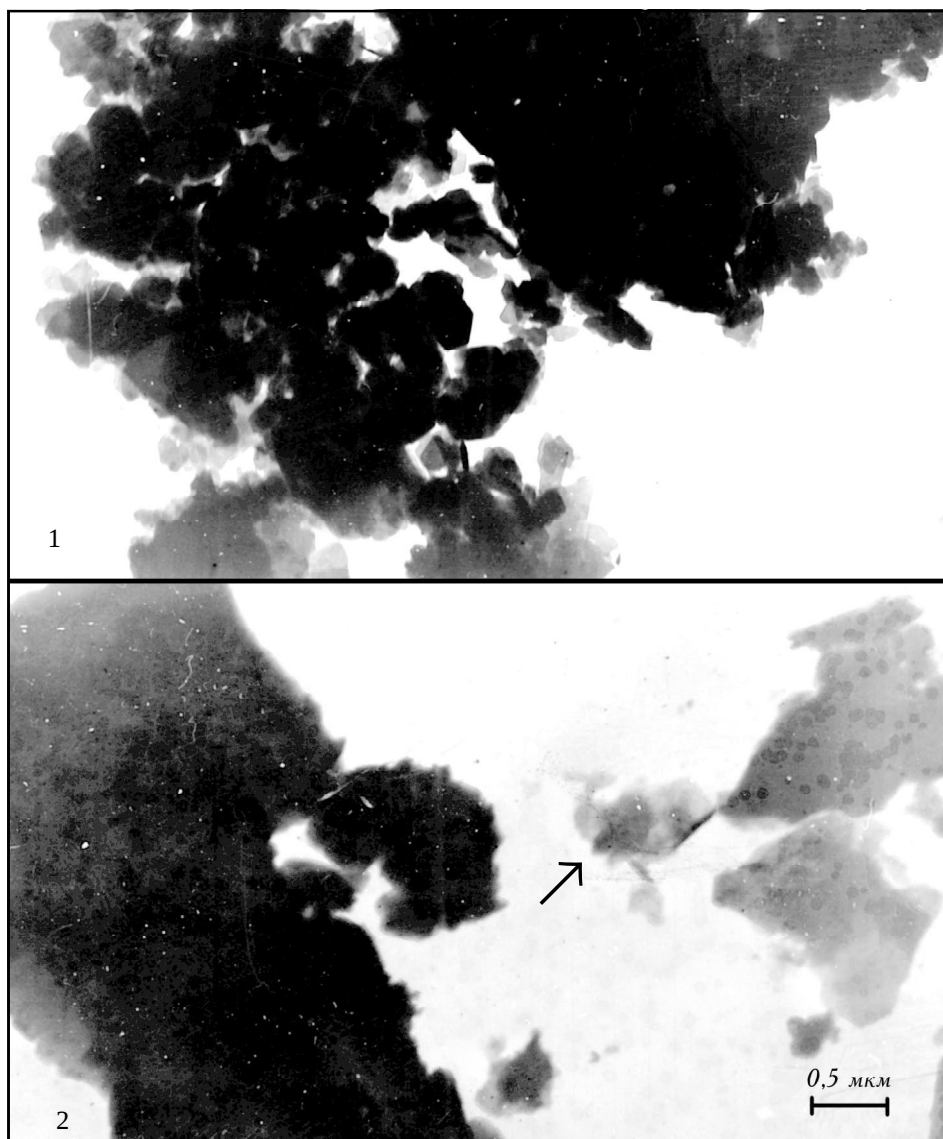


Рис. 3. Микростроение образцов каолинита.

1 – исходный минерал; 2 – образец Рb-насыщенного каолинита, стрелкой показан монокристалл новой фазы (съемка на просвет, увеличение $\times 10000$).

подвижности Al при образования внутрисферного комплекса и связывания катионов водорода анионами CH_3COO^- в малодиссоциирующее соединение.

В отличие от монтмориллонита в образце Рb-насыщенного каолинита обнаружены лишь единичные кристаллы новой фазы размером менее 1 мкм (рис. 3). Исходный каолинит представлен конгломератами отдельных гексагонально ограненных электронно-непрозрачных частиц размерами >0.25 мкм с примесью электронно-прозрачных частиц с выветрелыми гранями. Обнаруженные нами кристаллы новой фазы электронно-прозрачны, границы четкие, невыветрелые.

Точечных электронограмм монокристаллов новой фазы Рb-насыщенного каолинита получить не удалось из-за их малого размера. Все полученные электронограммы – кольцевые. В отличие от монтмориллонита электронограммы образцов каолинита

не отличались хорошей воспроизводимостью всех рефлексов. Возможно, это связано с большим по сравнению с монтмориллонитом размером частиц каолинита и образованием конгломератов при подготовке образцов к съемке (седиментация в воде). Стандартная методика с добавлением 5% аммиака ($\sim 3\text{N}$ раствор) для подготовки устойчивой суспензии [2, 5] не использовалась в связи с возможным замещением насыщающих катионов NH_4^+ -катионами. Поэтому препараты каолинита были сняты в большей повторности, чем препараты монтмориллонита (5 и 3, соответственно).

На кольцевых электронограммах Рb-насыщенного каолинита был обнаружен рефлекс $3.38 \text{ \AA}$, близкий рефлексу $3.34 \text{ \AA}$ монокристаллов новой фазы Рb-насыщенного монтмориллонита (табл. 4). Рефлекс $3.38 \text{ \AA}$ можно отнести к каолиниту, соответствующий рефлекс каолинита $3.37 \text{ \AA}$ ($hkl = 111$), но он

не относится к числу диагностических рефлексов каолинита [11]. Кроме того, на электронограммах исходного каолинита и его катионнасыщенных форм рефлекс 3.38 Å отсутствовал. Можно было бы предположить, что рефлекс 3.38 Å принадлежит кварцу, поскольку рентгенодифрактометрический анализ показал присутствие в исходном каолините микропримеси кварца. Но на электронограммах Pb-насыщенного каолинита отсутствовала одна из основных линий кварца с высокой интенсивностью 4.26 Å. Поэтому рефлекс 3.38 Å можно отнести к новой фазе. Препараты Pb-насыщенного каолинита после диализа не дают рефлекса 3.38 Å, монокристаллы новой фазы в препаратах также не были обнаружены. Сумма обменных катионов Pb-насыщенного минерала после диализа практически не отличалась от соответствующих значений диализованных Mg- и Ca-форм каолинита – 3–4 м-экв/100г.

Появление новой фазы при насыщении каолинита 1 N раствором ацетата свинца, по нашему мнению, происходит, как и для монтмориллонита, в результате обменной реакции за счет образования внутрисферного комплекса катионов свинца с поверхностными функциональными группами каолинита. Теоретически образование внутрисферного комплекса для каолинита, глинистого минерала с жесткой структурой и нулевым зарядом структурных слоев – (Т-О)-, невозможно. Реакция может происходить за

счет реально существующих на поверхности кристаллов каолинита, как было показано в работе [25], “дефектов” идеальной структуры каолинита – структур типа Т-О-Т, где Т – тетраэдрические, О – октаэдрические слои решетки. Как показал анализ, сумма обменных оснований Pb-насыщенного каолинита, как и для монтмориллонита, много ниже, чем для исходного каолинита и его Mg- и Ca-насыщенных форм. При более резком уменьшении абсолютного значения суммы обменных катионов при насыщении монтмориллонита катионами Pb²⁺ по сравнению с каолинитом (с 50 до 12 м-экв/100 г и с 10 до 2 м-экв/100 г, соответственно), относительное уменьшение суммы обменных катионов по сравнению с исходными минералами практически одинаково, т.к. емкость катионного обмена каолинита определяется главным образом структурами типа Т-О-Т на поверхности кристаллов минерала [25].

Наличие подобного типа структур на поверхности кристаллов каолинита является необходимым условием образования внутрисферного комплекса катионов Pb²⁺ с поверхностными функциональными группами каолинита. Поскольку это не основные элементы структуры каолинита, число образованных монокристаллов новой фазы крайне мало по сравнению с монтмориллонитом. Кроме того, каолинит, если исключить единичные структуры 2:1 поверхностных слоев кристаллов [11, 25], характеризуется нулевым зарядом структурных слоев 1:1. Следовательно, интегрально прочность внутрисферного комплекса “каолинит-Pb²⁺” пренебрежимо мала по сравнению с прочностью соответствующего комплекса монтмориллонита.

Косвенным подтверждением (прямое доказательство возможно только методами просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения HRTEM [25]) реальности существования на поверхности кристаллов исходного каолинита структур типа Т-О-Т могут служить результаты эксперимента по изучению механохимического поведения каолинита. Косвенное доказательство построено на предположении, что если эти структуры на поверхности кристаллов каолинита существуют, то число их увеличится при механической нагрузке (дробление и растирание в шаровой мельнице) и их можно будет диагностировать с помощью имеющейся техники (меньшей чувствительности, чем в эксперименте [25]). Основанием для такого предположения послужили известные экспериментальные факты: отражение 7,1 Å каолинита с повышением дисперсности (при дроблении) увеличивается до 10 Å [2], при растирании в ступке каолинит обнаруживает ясно выраженный трибоэлектрический эффект [11]. Известно, разрушение и трение могут вызывать кратковременное возбуждение атомов и молекул в припо-

Таблица 4. Электронографическая характеристика механохимического поведения каолинита.

Время дробления, час				ε
1	2	4	8	
Межплоскостные расстояния d/n, Å				
7.82				0.08
4.04	4.04			
3.97	3.91		3.91	
	3.79	3.79		0.02
		3.13		
	3.05			
	2.41	2.41		
2.34	2.34		2.34	
	2.23	2.23		
	2.18		2.16	
			2.08	
			1.84	0.006
1.53			1.56	
		1.42	1.39	
	1.37		1.37	
1.36	1.36			
1.18			1.19	
1.15			1.14	
1.02				

Примечание. ε - ошибка определения d/n, Å.

верхностном слое вещества. На поверхности кристаллических частиц могут возникать заряженные центры, которые создают поля высокой напряженности. В этом случае механохимические реакции могут быть инициированы либо непосредственно этими центрами, либо газовым разрядом и эмиссией заряженных частиц [22].

Анализ экспериментальных данных свидетельствует о поэтапном механохимическом изменении каолинита. После первых двух часов дробления заметных морфологических изменений каолинита не происходит (рис. 4). Электронограмма каолинита после первых двух часов дробления представлена главным образом линиями каолинита (табл. 4). Следующий этап (4 часа дробления) переходный – размер агрегатов частиц каолинита в целом уменьшается до 0,2 мкм, из идиоморфных они превращаются в ксеноморфные (рис. 4.3). Число линий на электронограмме уменьшается с 9 до 5, вероятно, за счет аморфного состояния поверхности кристаллов. Известно, что стадия аморфизации является промежуточным этапом в преобразовании кристаллических фаз в многокомпонентных системах. На третьей стадии (8 часов дробления) происходит стабилизация системы. При съемке на просвет четко видны отдельные идиоморфные кристаллы каолинита и диагностируется новая фаза – единичные чешуйчатые “раковины” (рис. 4.4, стрелка). По сравнению с электронограммой каолинита 4-х часов дробления число линий на электронограмме увеличивается до 10. Точечных электронограмм для частиц новой фазы (чешуйчатые “раковины”) получить не удалось, поэтому отнести ее к тому или иному типу структур не представляется возможным. Однако образование чешуйчатых “раковин” после стадии аморфизации соответствует характеру изменения электронограмм от времени механического воздействия. Таким образом, наши данные не противоречат выводам работы [25] о существовании на поверхности кристаллов каолинита структур типа Т-О-Т, степень выраженности которых определяется степенью неупорядоченности структуры каолинита.

Предварительный эксперимент по изучению влияния насыщающих катионов Zn^{2+} и Pb^{2+} на сорбционные свойства монтмориллонита и каолинита (сорбция паров воды) показал, что влияние насыщающих катионов носит контрастный характер: катионы Zn^{2+} увеличивают, катионы Pb^{2+} подавляют сорбционную способность глинистых минералов [8]. Согласно данным анализа состава обменных оснований (табл. 2), насыщение глинистых минералов катионами Zn^{2+} , как и в случае насыщения их катионами Pb^{2+} , приводит к значительному уменьшению суммы обменных оснований по сравнению с исходными минералами – с 50 до 30 м-экв/100 г в случае монтмо-

риллонита и с 10 до 2 м-экв/100 г в случае каолинита. Поскольку при насыщении монтмориллонита и каолинита катионами Pb^{2+} была обнаружена новая фаза, поэтому для сравнения электронно-микроскопические исследования были проведены и для Zn -насыщенных минералов. Кроме того, в работе Bourg A.C.M. и Filby R.H. [цит. по 26] показано, что катионы Zn^{2+} помимо сорбции в межслоевых позициях могут диффундировать в кристаллическую решетку глинистых минералов в относительно неограниченных количествах.

Согласно экспериментальным данным второй части работы ни съемка на просвет (увеличение 10000), ни результаты микродифракции электронов образцов каолинита и монтмориллонита, насыщенных катионами цинка, и тех же образцов после диализа (табл. 1, 3) не позволили зафиксировать изменений в организации частиц глинистых минералов. Возможно, это связано с условиями съемки и способом подготовки проб к электронографии (седimentация в воде) и может свидетельствовать о действительном образовании неустойчивых по отношению к воде внешнесферных комплексов катионов цинка с поверхностными функциональными группами исследуемых минералов.

Электронограммы Zn -монтмориллонита (до и после диализа), как и остальных его катионнасыщенных форм, хорошо воспроизводимы и в области d/λ 2,19–2,50 Å, попарно близки электронограммам Mg -насыщенного монтмориллонита и отличны от Ca -монтмориллонита (табл. 1). Возможно, это связано с избирательным заполнением катионами обменных позиций в соответствии с “показателем ионного замещения” катионов [23]. Так, для катионов Ca^{2+} величина этого показателя составляет 0,09 единиц, для пары катионов Mg^{2+} и Zn^{2+} – 0,14 единиц. Согласно показателю ионного замещения катионов изменяется и сумма обменных катионов Ca -, Mg - и Zn -образцов монтмориллонита (табл. 2). Для Mg - и Zn -монтмориллонита величина суммы монтмориллонита до и после диализа практически не изменяется и составляет 30 м-экв/100 г воздушно-сухого вещества, что много меньше соответствующих величин для исходного и Ca -монтмориллонита в 50 м-экв/100 г.

Основные линии электронограмм Zn -каолинита до и после диализа представлены линиями исходного каолинита. По общему виду и числу дифракционных линий электронограммы образцов Zn -каолинита близки электронограммам Mg -каолинита и отличны от Ca -каолинита (табл. 4), но по сравнению с монтмориллонитом сходство электронограмм Zn - и Mg -каолинита выражено в меньшей степени. Следует отметить только появление устойчивого рефлекса 3,13 Å после диализа образцов Zn - и Mg -насыщенного каолинита. На

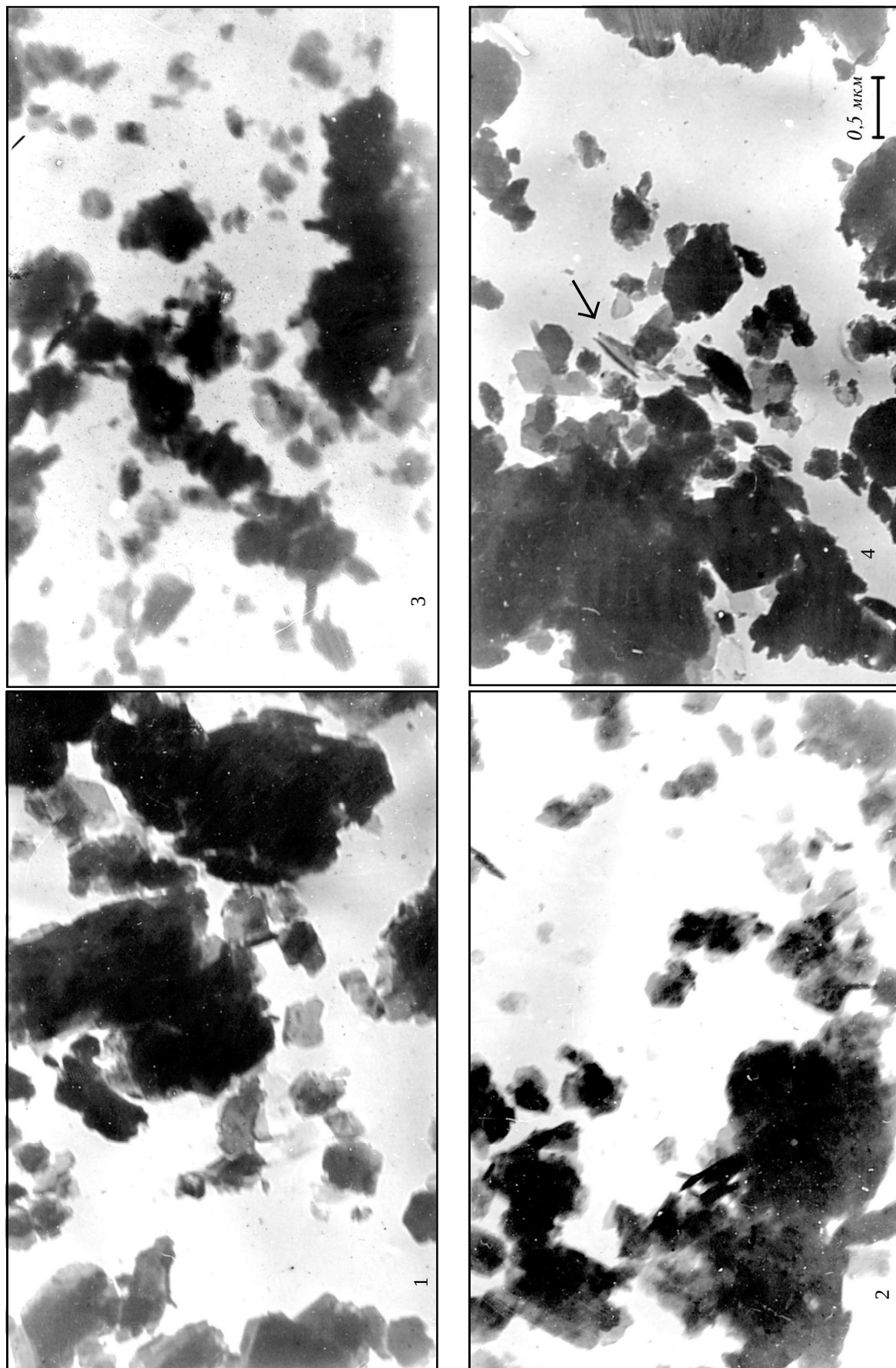


Рис. 4. Изменение микростроения образцов каолинита в зависимости от времени дробления в вибраторе Арденна. 1 – 1 час; 2 – 2 часа; 3 – 4 часа; 4 – 8 часов, стрелка – единичные “чешуйчатые” раковины (съемка на просвет, увеличение $\times 10000$).

электронограммах Са-каолинита выпадает область отражений d/n 4,03–2,60 Å, для монтмориллонита эта область смещена в сторону меньших значений d/n – 3,79–2,36 Å. Анализ состава обменных катионов образцов каолинита не дает, как в случае с монтмориллонитом, закономерной картины изменения суммы обменных катионов в зависимости от величины показателя ионного замещения катиона. Вероятно, это связано с реакциями, протекающими на поверхности каолинита при насыщении его растворами солей. Как показал рентгендифрактометрический анализ (табл. 3), при насыщении монтмориллонита катионами магния, кальция и цинка состав примесей за исключением обнаруженного кальцита не отличается от примесей исходного минерала. Для каолинита состав примесей зависит от насыщающего катиона. Так, в образце Zn-каолинита отсутствует общая для Mg-, Са- и исходного каолинита примесь кварца. Известно, что соли цинка могут являться минерализаторами кварца [9]. Для Mg-каолинита в качестве примесей отмечены слюды и полевые шпаты, что может быть связано с влиянием на результаты дифрактометрии остаточных количеств насыщающей соли $MgCl_2$.

ВЫВОДЫ

1. Насыщение монтмориллонита и каолинита 1N раствором $Pb(CH_3COO)_2$ приводит к образованию метастабильных (по отношению к воде) монокристаллов размером до 3 и 1 мкм, соответственно. Необходимым условием образования новой фазы при насыщении минералов катионами Pb^{2+} является наличие структур типа Т-О-Т, количество которых определяет при прочих равных условиях выраженность процесса (Т – тетраэдрические, О – октаэдрические слои решетки). В препаратах монтмориллонита обнаружены множественные монокристаллы новой фазы, в препаратах каолинита – единичные.

2. Электронографические данные в рамках выбранных методик не позволили зафиксировать изменений в организации частиц глинистых минералов при насыщении их 1N раствором $ZnCl_2$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, № 99-04-48408.

ЛИТЕРАТУРА

- Брэгг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.
- Горбунов Н.И. Рентгенографический метод // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971. С. 16–70.
- Звягин Б.Б., Врублевская З.В., Жухлисов А.П. и др. Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. 224 с.
- Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Основы неорганической химии. М.: Мир, 1979. 678 с.
- Лабенец Е.М. Приготовление препаратов из почв и глин для съемки на просвет в электронном микроскопе // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971. С. 116–122.
- Мак-Юан Д.М.К. Монтмориллонитовые минералы // Рентгеновские методы и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 177–247.
- Манучаров А.С., Харитонов Г.В., Черноморченко Н.И. Гидросорбционный гистерезис в циклах иссушения-увлажнения глинистых минералов // Почвоведение. 1998. № 8. С. 927–932.
- Манучаров А.С., Харитонов Г.В., Черноморченко Н.И., Землянухин В.Н. Влияние адсорбированных катионов цинка и свинца на сорбцию водяного пара глинистыми минералами // Почвоведение. В печати.
- Минералы (Справочник) / Под ред. Ф.В. Чухрова и Н.Н. Смольяниновой). М.: Наука, 1965. Т. II. Вып. 2. 342 с.
- Минералы: (Справочник) Под ред. Ф.В. Чухрова и Н.Н. Смольяниновой). М.: Наука, 1992. Т. IV. Вып. 1. 600 с.
- Минералы: (Справочник) / Под ред. Ф.В. Чухрова и Н.Н. Смольяниновой). М.: Наука, 1992. Т. IV. Вып. 2. 662 с.
- Мур Дж.И., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. М.: Мир, 1987. 288 с.
- Муравьев В.И., Сахаров Б.А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюзидации монтмориллонита // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 62–70. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 21)
- Некрасов Б.Н. Основы общей химии. М.: Химия, 1973. Т. 2. С. 148–193.
- Пинский Д.Л. Коэффициенты селективности и величины максимальной адсорбции Cd^{2+} и Pb^{2+} почвами // Почвоведение. 1995. № 4. С. 420–428.
- Пинский Д.Л. Ионнообменные процессы в почвах. Пушкино, 1997. 166 с.
- Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв. М.: ВАСХНИЛ, Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 1990. 30 с.
- Сергеева Н.Е. Введение в электронную микроскопию минералов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 144 с.
- Спозито Г. Термодинамика почвенных растворов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
- Уивер Ч.Е. Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их определение в осадочных породах // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит. 1962. С. 342–368.
- Уивер Ч.Е. Эффект и геологическое значение “фиксации” калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 369–402.
- Химия: Большой Энциклопед. слов. М.: Большая Рос. Энциклопедия, 1998. С. 340–341.
- Хокс Х.Е., Уэбб Дж.С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М.: Мир, 1964. 487 с.

24. Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в слюду при региональном эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 54–61. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 21)
25. Chi Ma, Eggleton R.A. Surface layer types of kaolinite: a high-resolution transmission electron microscope study // Clays and Clay Miner. 1999. V. 47, N 2. P. 181-191.
26. Förstner U. and G.T.W. Wittmann. 1983. Metal Pollution in the Aquatic Environment. Springer. 486 p.
27. Keller W.D. Clay minerals as influenced by environments of their formation // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1956. N 40. P. 2689–2710.
28. Moore D.M., Hower J. Ordered interstratification of dehydrated and hydrated Na-smectite // Clays and Clay Minerals. 1986. V. 34, N 4. P. 379–384.
29. Nadeau P.H., Wilson M.J., McHardy W.J., Tait J.M. Interstratified clays as fundamental particles // Science. 1984. V. 225, N 4665. P. 923–925.

Поступила в редакцию 22 июля 2001 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

G.V. Kharitonova, V.N. Zemlyanukhin, A.S. Manucharov, N.I. Chernomorchenko

Electronic-microscopic examination of Pb^{2+} - и Zn^{2+} -saturated clay minerals

Saturation of montmorillonite and kaolinite in the 1 N $Pb(CH_3COO)_2$ solution is shown to result in the formation of a new metastable phase represented by hexagonal tabular electronically transparent monocrystals. Numerous crystals measuring up to 3 μm have been detected in montmorillonite preparations; and solitary crystals measuring up to 1 μm , in kaolinite preparations. No changes in the particle organization of clay minerals have been registered in their saturation in the 1N $ZnCl_2$ solution.

ЮБИЛЕИ

ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ ВЛАСОВ

(к 90-летию со дня рождения)

7 апреля 2002 г. исполнилось 90 лет видному дальневосточному ученому Г.М.Власову. Его научные работы посвящены различным вопросам теоретической и региональной геологии, металлогении и поискам полезных ископаемых.

Трудовая биография Г.М.Власова типична для многих геологов-ученых старшего поколения. После окончания в 1931 г. Владивостокского промышленно-экономического техникума работал прорабом и начальником геологических партий. Одновременно заочно учился на горном факультете Дальневосточного Политехнического института и в 1939 г. успешно его закончил. С 1939 г. он занимался геологическими изысканиями в должностях начальника геологических и тематических партий, главного инженера и начальника экспедиции. Это было время становления планомерных геологических исследований на Дальнем Востоке, время настоящих энтузиастов, закаленных в борьбе с трудностями и приносивших в жертву любому делу благополучие уютных кабинетов и материальный достаток. Именно к этой плеяде геологов-первопроходцев относится Г.М. Власов – пионер исследований многих до тех пор слабо освоенных районов Камчатки, Курильских островов, Приморья и Приамурья. Работы уже раннего периода научной деятельности Г.М. Власова отличаются детальностью и глубиной проработки материала. Достаточно отметить, что его кандидатская диссертация, посвященная характеристике третичных отложений Сихотэ-Алиня, была единогласно признана в 1950 г. докторской.

Г.М.Власову, как одному из крупнейших знатоков Камчатки, было поручено составление тома “Геология СССР”, посвященного геологическому строению и полезным ископаемым Камчатки, Геологической карты Камчатки и Курильских островов.

Наиболее полно дарование Г.М.Власова раскрылось при исследовании гидротермально измененных пород. В 1964 г. совместно с М.М.Василевским была опубликована монография “Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения”, ставшая на многие годы настольной книгой геологов-поисковиков. Дальнейшее развитие проблема гидротермально измененных пород получила в фундаментальной коллективной монографии “Вулканогенные серные месторождения и проблемы гидротермального рудообразования” (1971 г.). Этими исследованиями были впервые установлены закономерности пространственного положения и зональности различных фаций



пропилитовой и вторично-кварцитовой формаций и показано положение определенных типов рудной минерализации в зональной гамме гидротермалитов. Выявленные закономерности способствовали научно обоснованному поиску гидротермальных месторождений. Исследования последних лет блестяще подтвердили эти пионерские открытия.

В 70-х годах на повестку дня встают теоретические вопросы тектоники. Широта знаний и постоянная практическая нацеленность позволяют Г.М. Власову развивать теорию геосинклиналей в тесной связи с вопросами магматизма и металлогении. Практически им создана новая геосинклинальная теория, включившая основные достижения геологической науки последних десятилетий. У нее есть многочисленные сторонники и оппоненты, и возможно только история рассудит, кто был ближе к истине. Однако исключительная интуиция ученого и огромный опыт Г.М. Власова заставляют всегда с большим вниманием относиться к любым его разработкам.

Умение охватить проблему в целом и наметить в ней узловые, наиболее важные звенья, требующие первоочередного разрешения, – главное качество Г.М. Власова как ученого.

Ценные научные разработки (7 монографий и более 200 научных статей) и личные качества Г.М. Власова – беззаветная преданность делу науки, любовь и боль за свою страну, принципиальность, сочетающиеся с исключительной скромностью и чуткостью к окружающим, снискали ему огромное уважение его коллег, многочисленных учеников, последователей и всех, кто общается или просто знаком с ним. Для всех нас Георгий Михайлович – пример настоящего русского интеллигента в самом высоком значении этого слова.

До сих пор Георгий Михайлович продолжает трудиться. Годы наложили внешний отпечаток на этого человека, но его светлый разум и исключительная память оказались не подвластны времени, он полон идей и планов, а его ясные глаза, как и много лет назад, светятся неподдельной радостью после знакомства с очередной интересной работой. Желаем юбиляру крепкого здоровья и творческого долголетия.

Редколлегия, коллеги