

Том 18, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 1999

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Российская Академия наук в геологических исследованиях на Востоке России	3
Тектоника и металлогения	
<i>Н.А.Шило.</i> Проблема ранней истории Земли и её металлогенические следствия	9
<i>Л.М. Парфенов, В.Г. Ветлужских, Г.Н. Гамянин, Ю.В. Давыдов, А.В. Дейкуненко, А.В. Костин, В.М. Никитин, А.В. Прокопьев, А.П. Смелов, В.М. Суплецов, В.Ф. Тимофеев, В.Ю. Фридовский, А.И. Холмогоров, Я.В. Яковлев.</i> Металлогеническое районирование территории Республики Саха (Якутия)	18
<i>С.И.Шерман, К.Ж.Семинский, А.В.Черемных.</i> Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии	41
Геофизика	
<i>Р.З.Тараканов, О.К.Омельченко.</i> Строение тектоносферы по сейсмическим данным вдоль геотраверса Южная Камчатка-Якутия	54
<i>Н.М. Левашова, М.Н. Шапиро.</i> Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки	65
Магматизм	
<i>Ф.П.Леснов, А.В.Травин, Ю.Н.Лебедев .</i> Полихронность мафит-ультрамафитовых комплексов в офиолитах Азии	76
<i>Н.В.Бердников, Н.П.Романовский.</i> Гранитоиды Хунгарийской и Верхнеудоминской серий Северного Сихотэ-Алиня в районе Анюйского выступа: включения в минералах, вопросы образования и рудоносности	86
Минералогия и геохимия	
<i>И.А.Тарарин, Д.У.Ли, В.С.Ким.</i> Хромититы офиолитового комплекса зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн)	94
<i>Л.Н.Хетчиков, В.В.Раткин, В.В.Малахов.</i> Ильваит скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района (Приморье).....	102
<i>В.И. Березкин, А.П. Смелов.</i> Геохимия магматических пород зеленокаменных поясов Олекминской области Алданского щита	112
Стратиграфия	
<i>Д.И.Агапатов, Л.И.Митрофанова.</i> Стратиграфия неогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка).....	123
Юбилей	
К 70-летию Василия Феофановича Белого	134

CONTENTS

Russian Academy of Sciences in Geologic Research in the Russian Far East 3

Tectonics and Metallogeny

- N.A.Shilo*. The problem of the early history of the Earth, and its metallogenic effect 9
L.M.Parfenov, V.G.Vetluzhskikh, G.N.Gamyarin, Yu.V.Davydov, A.V.Deikunenko, A.V.Kostin, V.M.Nikitin, A.V.Prokopyev, A.P.Smelov, V.M.Supletsov, V.F.Timofeev, V.Yu.Fridovsky, A.I.Kholmogorov, Ya.V.Yakovlev. Metallogenic zonation of the territory of Sakha Republic 18
S.I.Sherman, K.Zh.Seminsky, A.V.Cheremnykh. Destructive zones and fault-block structures of Asia 41

Geophysics

- R.Z. Tarakanov, O.K. Omelchenko*. Peculiarities of the velocity structure of tectonosphere from data on the South Kamchatka-Yakutia geotraverse 54
N.M.Levashova, M.N.Shapiro. Paleomagnetism of Upper Cretaceous island-arc complexes, Median Range of Kamchatka 65

Magmatism

- F.P.Lesnov, A.V.Travin, Yu.N.Lebedev*. Geological, structural and K-Ar isotopic evidence for polychronicity of mafic - ultramafic complexes in the ophiolites of the Central Asia Fold Belt 76
N.V.Berdnikov, N.P.Romanovsky. Granitoids of the Khungari and Upper Udomi Groups of the North Sikhotealin in the Anyui bowing area: inclusions in minerals, and the problems of formation and ore potential 86

Mineralogy and Geochemistry

- I.A.Tararin, D.W.Lee, W.S.Kim*. Chromitite of the ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone (North Fiji Basin) 94
L.N.Khetchikov, V.V.Ratkin, V.V.Malakhov. Ilvaite from skarn-polymetallic deposits of the Dalnegorsk ore region (Primorie) 102
V.I.Beryozkin, A.P.Smelov. Geochemistry of magmatic rocks from the greenstone belts of the Olyokma area, Aldan Shield 112

Stratigraphy

- D.I.Agapitov, L.I.Mitrofanova*. Stratigraphy of Neogene deposits from the Khatyrka basin (Chukotka) 123

Anniversaries

- For V.F.Bely's 70th birth anniversary 134

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА ВОСТОКЕ РОССИИ

Российская Академия наук (РАН) - старейшее научное учреждение страны, ей исполнилось в этом году 275 лет. "Определение об Академии" подписано царем Петром I 13 января 1724 г., но мысль об учреждении Академии возникла у него еще раньше. История Академии наук - это история отечественной науки. В XVIII в. Академия наук была единственным научным учреждением, где была сосредоточена почти вся научная работа в России. И позднее, когда появились университеты, научные общества и организации, Академия наук оставалась центром научной мысли. В развитии многих наук, в том числе и геологии, Академии наук на протяжении всей истории ее существования принадлежит выдающаяся роль.

Дальний Восток России, богатый и неисследованный край, всегда вызывал интерес первопроходцев и исследователей. Эпоха великих русских географических открытий связана с именами Ерофея Хабарова, Ивана Москвитина, Василия Пояркова, Семёна Дежнева, Владимира Атласова и других. Они не были учеными, но были гражданами России и приумножали могущество родины. Решение вопроса о границе с Китаем задерживало изучение и освоение южных частей Дальнего Востока, поэтому научное "освоение" его началось с северо-востока, и у его истоков стояла Академия наук. Основной формой организации исследований Академии вплоть до 30-х годов нынешнего столетия были экспедиции. Они позволяли достигнуть высокой концентрации сил и средств на ведущих направлениях исследований.

В XVIII веке большое значение для изучения северо-востока России имела вторая Камчатская экспедиция В.Беринга, продолжавшаяся с 1733 до 1743 г. Результаты исследований данной экспедиции явились первым научным описанием огромной территории Сибири и Дальнего Востока, открытием этой страны для ученого мира. Наиболее важна работа "студента натуральной истории", позже академика, С.П. Крашенинникова "Описание Земли Камчатки", в которой есть и раздел, посвященный "металлам и минералам". Это была первая работа, познакомившая общественность с природой неизвестной и своеобразной Земли. В ней описаны извержение вулкана Толбачик, землетрясения, горячие источники, самородная сера, медные руды, гли-

на. Книга С.П. Крашенинникова переведена на многие иностранные языки. Весной 1786 г. началась экспедиция Г.А.Сарычева и И.И.Биллингса, давшая много географических сведений по маршруту Якутск - Охотск.

В истории исследований Дальнего Востока и Сибири в XIX в. особо важное место занимает экспедиция крупнейшего натуралиста А.Ф.Миддендорфа в 1842-45 гг. Эта экспедиция была направлена Академией на Таймыр для изучения мерзлотных явлений, но в конце экспедиции маршрут был изменен и она направилась от Якутска к Охотскому морю и по северу Приамурья вышла к г.Нерчинску. А.Ф.Миддендорфу удалось изучить огромную территорию Удского края, побережье Охотского моря, Шантарские острова, северные районы левобережья Амура. Геологические исследования А.Ф. Миддендорфа были лишь рядовыми наряду с другими важными, но они дали самые первые представления о геологии Приохотья и Приамурья. В обработке материалов экспедиции А.Ф. Миддендорфа принимали участие многие известные ученые, в том числе Г.П. Гельмерсен, будущий первый директор Российского геологического Комитета. В ходе экспедиции А.Ф. Миддендорфа впервые отмечены лабрадориты на р. Уяне (Джугджурский анортозитовый массив), граниты на р.Кевели (похожие на рапакиви), тальковый камень на р. Эльга, гнейс на р.р. Килэ и Гиллой. Одним из замечательных открытий экспедиции А.Ф. Миддендорфа явилось обнаружение каменного угля в бассейне р.Буреи с неясными отпечатками стеблей. "Сибирские" путешествия А.Ф. Миддендорфа составили замечательную веху в отечественной науке. Результаты работ этой экспедиции определили пути дальнейшего исследования Сибири и Приамурья.

Во второй половине XIX века были продолжены экспедиции натуралистов в разные части этого обширного края. Они организовывались, как правило, Императорским Русским Географическим обществом (ИРГО) и его региональными отделами, реже - Академией наук. Но в составлении программ исследований этих экспедиций, обработке материалов Академия наук принимала деятельное, часто определяющее участие.

Из крупных экспедиций того времени отметим Забайкальскую экспедицию Генштаба, главным дея-

телем которой был горный инженер Н.Г.Меглицкий. Он исследовал Верхоянский хребет, берега Байкала, Удский край, хр.Становой. Материалы этой экспедиции были опубликованы лишь через 40 лет. Сотрудниками ее впервые установлена золотоносность северного Приамурья, обнаружены угли в Южной Якутии.

Другая крупная экспедиция ИРГО изучала Амурский и Уссурийский края и о. Сахалин. В ней участвовали натуралисты Ф.Б. Шмидт, Г.И. Радде и др. Одновременно Сибирский отдел ИРГО послал экспедицию Р.К. Маака для изучения среднего течения рек Амура и Усури. Ф.Б. Шмидт открыл меловые и третичные отложения с богатой фауной и флорой на Сахалине, юрскую фауну в Приамурье. П.А. Кропоткин описал молодые вулканические сооружения во внутренних частях Азиатского континента, дал новую схему орографии Востока Азии, отличную от схем А. Гумбольдта и Ф. Рихтгофена.

Первую геологическую карту Камчатки составил и издал в Берлине в 1840 г. немецкий физик А.Эрман, наблюдавший извержение Ключевского вулкана в 1828-30 гг. и составивший первое петрографическое описание его лавы. А.Эрману принадлежит первая находка золота в аллювии р.Охоты. Совершая кругосветное путешествие в 1820-1830г.г., он вел геологические, магнитометрические и астрономические наблюдения. Но честь открытия промышленного золота принадлежит Н.П.Аносову - горному инженеру, открывшему россыпи по рекам Купури, Ольдою, Джалинде, Самаре и другим. Им же открыты железные руды на М.Хингане.

Вторая половина XIX в. примечательна тем, что в 1882 г. была организована государственная геологическая служба России - Геолком. Возглавляли эту организацию в разные годы академики Г.П. Гельмерсен, А.П. Карпинский, Ф.И. Чернышов. Геолком начинает проводить систематические геологические исследования на государственные субсидии.

В конце XIX и начале XX в. Академия наук редко проводила самостоятельные геологические исследования. Она влияла на эти исследования посредством участия своих членов в составлении программ исследований, в квалифицированной обработке собранного материала. Геологические исследования инициировали потребности строительства Амурской (Дальневосточной) железной дороги.

Резкая перемена в деятельности Академии наук произошла во время первой мировой войны. Война обнажила неподготовленность России к серьезным испытаниям, ее отсталость. В соответствии с потребностями страны в 1915 г. в Академии наук рядом ученых во главе с В.И. Вернадским был поднят вопрос о необходимости изучения естественных производительных сил России в связи с военными нуж-

дами. Тогда, 4 февраля 1915 г. была создана Постоянная комиссия по изучению производительных сил России (КЕПС) во главе с В.И.Вернадским. Главной задачей КЕПС было исследование состояния известных природных богатств страны: энергетических ресурсов, полезных ископаемых, растительных и животных богатств и обзор химических производств. В 1915-16 гг. КЕПС выпустила 12 очерков, представляющих обзоры запасов полезных ископаемых (вольфрама, олова, алюминия и др.), характеристику некоторых отраслей промышленности. КЕПС была в центре научной работы Академии наук вплоть до 1917 г. и в послереволюционное время.

В мае 1917 г. Императорская Академия наук была переименована в Российскую и первым избранным ее президентом стал геолог А.П.Карпинский.

Первым научно-исследовательским учреждением на Дальнем Востоке, финансируемым из казны, была метеорологическая обсерватория, открытая во Владивостоке в 1912 г. В 1928 г. появляется первое учреждение Академии наук - телесейсмическая станция 1-го класса. Дату получения Первой сейсмограммы - 19декабря 1928 г. можно считать началом систематических исследований по углубленному изучению природных ресурсов и производительных сил края учреждениями АН СССР.

В 1932 году было принято решение о создании Дальневосточного филиала АН СССР (ДВФ АН) в г. Владивостоке, первым председателем его был академик В.Л. Комаров. Первое академическое подразделение геологического профиля появилось на Дальнем Востоке в 1935 г. Это был геологический сектор, вошедший в состав ДВФ АН. В этом секторе работали такие видные ученые, как А.Н. Криштофович, Б.В. Витгефт, уже проявившие себя молодые исследователи Г.П. Воларович, В.А. Мелиоранский, С.А. Музылев, А.Т. Суслов и др. В этот период были развернуты широкие геологические и геохимические исследования, которые позволили открыть оловянно-свинцовые месторождения, ставшие в годы Великой Отечественной войны и в послевоенные годы сырьевой базой крупнейших предприятий горнорудной промышленности страны. Научным итогом этого периода было обобщение Э.Э.Анерта "Богатство недр Дальнего Востока" и вышедшая позже (1932 г.) книга А.Н.Криштофовича "Геологический обзор стран Дальнего Востока".

В начале тридцатых годов в различных геологических организациях работали ставшие позже видными учеными Д.С.Коржинский, Г.М.Власов, С.А. Музылев, З.А.Абдулаев, А.В.Пэк и другие. С именем академика А.Е.Ферсмана связан первый прогноз на олово Монголо-Охотского пояса (1926 г.). В сентябре 1937 г. у вице-президента АН СССР И.М.Губкина рассматривался вопрос о создании на Дальнем Вос-

токе сырьевой базы черной металлургии. В этом же году работы на золото в бассейне р.Чумикан проводил Ю.А.Билибин, а В.З.Скорород установил нефтегазоносность кембрийских отложений бассейна среднего течения р.Маи.

В 1934-37 гг. АН СССР широко развернула экспедиционные исследования на Камчатке. А.В. Щербаковым проведены геологические изыскания в Срединном и Валагинском хребтах, Д.С. Харкевичем - в Ганальском хребте, Б.И. Пийпом - на Южной Камчатке. Начало систематических вулканологических исследований связано с организацией в 1935 г., по инициативе академика Ф.Ю.Левинсон-Лессинга, Камчатской вулканологической станции в пос. Ключи у подножья высочайшего вулкана Евразии - Ключевской сопки. В эти годы значительный вклад в развитие отечественной вулканологии был сделан академиком А.Н. Заварицким. В 1940 г. под его редакцией издается геологическая карта Камчатки м-ба 1:2 000 000.

В 1939 г., в преддверии второй мировой войны, деятельность ДВФ АН была прекращена. Геологические исследования были возобновлены лишь в 1946 г., когда в рамках ДВФ АН был организован геологический отдел. И уже весной 1947 г. был послан полевой отряд под руководством Ф.К. Шипулина в составе экспедиции академика В.Г. Фесенкова для изучения места падения Сихотэ-Алинского метеорита и сбора его обломков.

Отдел оснащался современными приборами и оборудованием. Появились первые сборники трудов и обобщения (Ф.К.Шипулин, Л.Н.Хетчиков). К.Г.Майдель составил первую сводку по полезным ископаемым Приморья, М.Г.Органов - карту сейсмического районирования Приморья, необходимость в которой ощущалась в связи с расширением строительных работ в послевоенные годы [6].

В это же время был создан Сахалинский филиал АН СССР, который в дальнейшем (в 1955 г.) преобразуется в Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт АН СССР. Это был первый академический институт послевоенного времени на Дальнем Востоке. Позже, при интенсификации морских геолого-геофизических исследований он был преобразован в Институт морской геологии и геофизики. Большая роль в организации этих исследований принадлежит И.К.Туезову, члену-корреспонденту АН СССР, С.Л.Соловьеву и многие годы возглавляющему институт члену-корреспонденту РАН К.Ф.Сергееву.

В 1948 г. в ДВФ АН СССР была учреждена аспирантура, в том числе по геолого-минералогическим наукам, а в 1949 году было получено право на присуждение ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

В конце 40-х годов началось минералогическое изучение руд ряда месторождений Приморья, оценка перспектив нефтегазоносности Западного Приохотья. Важнейшее значение для развития петрологического направления в работах геологического отдела имели фундаментальные исследования академика А.А.Маракушева по условиям формирования и рудоносности древних метаморфических комплексов Алданского щита и Дальнего Востока, в том числе и сопредельных территорий Маньчжурии и КНДР.

По мере развития научных исследований сотрудников отдела укреплялись его международные связи. По инициативе Академии наук КНР был организован Уссурийский отряд (руководитель М.Г. Органов) советско-китайской Амурской экспедиции для изучения геологии и полезных ископаемых пограничных районов КНР и СССР. В итоге трехлетних исследований получены ценные данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, металлогении и рудным месторождениям в СВ части КНР и на юге российского Дальнего Востока (М.Г. Органов, И.Н. Говоров, Ю.Б. Устиновский, А.А. Толок, А.А. Маракушев, А.М. Смирнов и др.). Составлены геологическая, тектоническая и металлогеническая карты м-ба 1:1 000 000 и крупномасштабные металлогенические карты наиболее интересных в отношении рудоносности территорий. Выявлены неизвестные ранее месторождения и рудопроявления различных полезных ископаемых и даны рекомендации о проведении поисково-разведочных работ. Полученные фактические материалы позволили обосновать строение области сочленения Китайской платформы с Монголо-Охотским и Восточно-Азиатским складчатыми поясами.

Совместный советско-корейский Туманганский геологический отряд (руководитель Л.Н. Хетчиков) продолжил исследования по всей территории КНДР и пограничным районам Приморья. В результате были получены оригинальные данные по геологии и условиям формирования докембрийских толщ, по интрузивному магматизму, геологии, минералогии и генезису месторождений полезных ископаемых и произведено металлогеническое районирование территории КНДР. Открыты также новые месторождения и рудопроявления хрома, никеля и других металлов [6].

Нельзя не отметить большую роль в развитии науки на Дальнем Востоке Л.И. Красного, ныне члена-корреспондента РАН, начавшего геологические исследования в Приохотье в 1947 г. и продолжающего их до сих пор. Его величайшей заслугой является организация составления и издания серии геологических карт и сводных томов по геологии Востока России. Велик вклад в металлогенические исследова-

ния на Дальнем Востоке от Забайкалья до Японского моря академика А.Д. Щеглова. Координация работ по составлению региональных стратиграфических схем на Дальнем Востоке в течение многих лет осуществляется Межведомственным стратиграфическим комитетом под руководством члена-корреспондента РАН А.И.Жамойды. Вел экспедиционные исследования и делал крупные обобщения по Востоку России и всему Тихоокеанскому региону академик Ю.М.Пушаровский. Большое внимание проблемам нефтегазоносности Востока России, в том числе Сахалина уделяли академик А.А.Трофимук, член-корреспондент АН СССР А.Н.Вассоевич.

В 50-е годы политика государства характеризуется расширением научных исследований в Сибири и на Дальнем Востоке, связанных с ускоренным освоением природных богатств и укреплением научного потенциала восточных районов нашей страны. С этой целью создается в 1957 г. Сибирское отделение Академии наук СССР, в состав которого вошли все академические учреждения, находившиеся к востоку от Урала, в том числе Дальневосточный филиал.

С этого времени начинается организация сети академических научно-исследовательских институтов на Дальнем Востоке. В составе Дальневосточного филиала СО АН СССР во Владивостоке был создан в 1959 г. Дальневосточный геологический институт на базе прежнего геологического отдела ДВФ АН. Директором этого института в течение первых 16 лет была член-корреспондент АН СССР Е.А. Радкевич, внесшая неопределимый вклад в изучение металлогении Тихоокеанского подвижного пояса. Позднее металлогеническое направление в ДВГИ возглавляли члены-корреспонденты РАН А.Д.Щеглов (позже академик) и И.Я.Некрасов. Тектонические и геодинамические исследования в связи с металлогенией успешно проводятся в последние годы в институте под руководством члена-корреспондента РАН А.И.Ханчука.

В 1960 г. в Магадане будущий академик Н.А. Шило организовал Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, который к концу 60-х годов стал крупным академическим учреждением, оказывающим существенное влияние на развитие производительных сил северо-востока СССР. Для развития геологической науки и прогнозирования месторождений на Северо-Востоке огромное значение имели идеи члена-корреспондента АН СССР Ю.А. Билибина о золотоносности бассейна р. Колымы, которые блестяще подтвердились уже в 1930 г., академика С.С. Смирнова, впервые подметившего металлогеническую зональность Тихоокеанского рудного пояса, академика Н.А. Шило, установившего закономерности россыпной золотоносности, членов-корреспондентов АН СССР С.В. Об-

ручева, Ф.Н. Шахова, О.Д. Левицкого [5]. Позже металлогеническое направление на Северо-Востоке России развивал член-корреспондент РАН А.А.Сидоров. Большой вклад в разработку теоретических основ стратиграфии, глобальную корреляцию пограничных отложений девона и карбона внесен членом-корреспондентом К.В.Симаковым. Ключевые проблемы тектоники Северо-Востока разрабатывались С.М.Тильманом.

В 1962 г. в Петропавловске-Камчатском был создан Институт вулканологии, который приступил к всестороннему комплексному изучению современного вулканизма в Курило-Камчатской зоне СССР. В 1957 г. В.И. Влодавец и Б.И. Пийп опубликовали первые геолого-вулканологические сведения о вулканах полуострова в "Каталоге активных вулканов Камчатки". В 1959 г. вышел в свет "Атлас вулканов СССР" А.Е. Святловского. С созданием Института вулканологии в течение 1962-1980 гг., в основном, формировалась отечественная вулканологическая школа. Исследованиями Б.И. Пийпа, Г.С. Горшкова, С.И. Набоко, А.Е. Святловского, Е.К. Мархинина, С.А. Федотова, Б.В. Иванова, М.М. Василевского, В.М. Сугрובה, Г.А. Карпова и многих других создана современная российская вулканология, в которой наряду с фундаментальными открытиями делаются важные прикладные разработки.

В 1963 г. по инициативе члена-корреспондента АН СССР А.С.Хоментовского в г.Хабаровске организована группа лабораторий ДВ филиала СО АН СССР, которая стала основой Хабаровского комплексного НИИ (с 1968), а затем и Института водных и экологических проблем ДВО АН СССР (с 1988). В 1971 г. на базе ряда лабораторий ХабКНИИ с привлечением высококвалифицированных специалистов из СО АН СССР, ВУЗов г.г.Москвы и Ленинграда академик Ю.А.Косыгин организовал Институт тектоники и геофизики АН СССР. В числе главных научных направлений института были исследования глубинной тектоники земной коры континентов и океанов, связей геофизических полей со структурными элементами земной коры, региональная и прикладная тектоника с целью разработки основ прогноза полезных ископаемых, фундаментальные проблемы теоретической тектоники [3]. Эти направления с успехом разрабатывались коллективом геологов под руководством В.А.Соловьева, Л.М.Парфенова и др. С 1989 по 1992 г.г. институт возглавил член-корреспондент АН СССР Ч.Б.Борукаев, внесший существенный вклад в познание закономерностей сочленения структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.

В 1973 г. на базе филиала Института океанологии АН СССР Н.В.Васильковским был создан Тихоокеанский океанологический институт, в числе

главных направлений которого выделилось и геолого-геофизическое изучение океанов и морей. В дальнейшем под руководством академика В.И.Ильичева институт стал одним из крупнейших на Дальнем Востоке.

К началу 70-х годов на Дальнем Востоке сложилась развитая сеть академических научных учреждений, которая могла оказать влияние на развитие производительных сил региона, его экономического, технического и оборонного потенциалов. В этот период в государственной научной политике явно усиливается акцент на развитии фундаментальной науки на Дальнем Востоке. Развивалась также отраслевая наука. Е.А.Кулиш, ныне член-корреспондент РАН, организовал в 1966 г. сначала ДВ филиал Института минерального сырья, а с 1972 г. - самостоятельный Дальневосточный институт минерального сырья, возглавляемый ныне Ю.И.Бакулиным. Основными задачами института являлись прогноз рудных районов и месторождений, определение их ресурсов, экономическая оценка, изучение состава руд и разработка технологии их обогащения.

В октябре 1970 г. постановлением Президиума Академии наук СССР был организован во Владивостоке, на базе научных учреждений Сибирского отделения АН СССР, Дальневосточный научный центр Академии наук СССР, перед которым в качестве основных задач были поставлены: развитие фундаментальной исследований в области естественных и общественных наук и разработка научных проблем, способствующих ускоренному развитию экономики и производительных сил Дальнего Востока, а также подготовка квалифицированных научных кадров и координация исследований, проводимых дальневосточными научными учреждениями Академии наук, министерств, ведомств и высшими учебными заведениями [2,3].

Важным событием в научной жизни, поднявшим авторитет Дальневосточной науки, стало проведение в г.Хабаровске XIV сессии Тихоокеанского научного конгресса, на котором было заслушано более 100 научных докладов дальневосточников.

Научные исследования в этот период вышли на качественно новый уровень - от описания и инвентаризации природных ресурсов к более глубокому экспериментальному изучению и теоретическому обобщению природных процессов и явлений. Крупные комплексные фундаментальные проблемы, над которыми работали институты, были по-прежнему обусловлены задачами научно-технического прогресса, комплексного освоения природных ресурсов, ускоренного развития производительных сил Дальнего Востока.

В постановлении ЦК КПСС "О деятельности Дальневосточного научного центра Академии наук

СССР по развитию фундаментальных и прикладных исследований, повышению их эффективности и внедрению научных достижений в народное хозяйство" в 1980 г. отмечалась важная роль ДВНЦ АН СССР в решении этих задач. Указывалось в частности, что результаты фундаментальных исследований, полученные институтами Дальневосточного научного центра в области геологии и геофизики, послужили основой для открытия ряда месторождений цветных и драгоценных металлов, а также редких элементов, разработки рекомендаций для хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской магистрали. Изучение землетрясений, вулканической деятельности, строения дна Тихого океана позволило составить карты сейсмического районирования Дальнего Востока и раскрыть закономерности динамики водных масс океана.

По решению Президиума АН СССР в начале 80-х годов было организовано в ДВНЦ АН СССР еще 5 институтов. В их числе в 1980 г. был основан будущим академиком РАН В.Г.Моисеенко Амурский комплексный научно-исследовательский институт в г.Благовещенске, на базе которого образован впоследствии Амурский научный центр. В нем под руководством В.Г.Моисеенко ведутся фундаментальные исследования по геохимии золота, анализ физико-химических параметров образования золоторудных месторождений, разрабатывается технология извлечения золота из нетехнологичных руд и отходов золотодобывающих производств. Член-корреспондент РАН А.П.Сорокин руководит региональными геологическими, геодинимическими исследованиями региона в целом и осадочных бассейнов в частности.

По Постановлению Президиума АН СССР в 1982 году был организован выпуск двух академических журналов "Тихоокеанская геология" и "Вулканология и сейсмология", которые с 1984 г. регулярно издаются и на английском языке.

В целях усиления роли науки в социально-экономическом развитии региона в сентябре 1987 г. правительственным постановлением Дальневосточный научный центр АН СССР был преобразован в Дальневосточное отделение АН СССР.

В 1989 г. в г.Хабаровске ДВО РАН совместно с рядом международных организаций проводился крупный международный симпозиум "Тектоника, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики", труды которого опубликованы на русском и английском языках.

В дальнейшем, в 1991 г., несмотря на сложные финансовые условия, были созданы Институт вулканической геологии и геохимии в г.Петропавловске-Камчатском и Институт комплексного анализа региональных проблем в г.Биробиджане, где среди

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 523

Nobody is so blind as he who will not see
Не стоит смеивать того, что нам кажется неверо-
ятным и неестественным, с абсолютно невозможным
Гаусс

ПРОБЛЕМА РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Н.А.Шило

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

Анализируется “Модель ранней истории Земли”, предложенная С.П.Кларком мл., К.К.Турекьяном и Л.Гроссманом; на основании раннее рассмотренной автором гипотезы образования Солнечной системы из спиралевидного с вихревой структуры термоплазменного облака, делается вывод о порядке конденсации протосолнечного вещества в твердую фазу, послужившую материалом для образования Земли.

В 1997 году мною опубликована монография [10]. В главе “Спиралевидное с вихревой структурой термоплазменное облако–колыбель Солнечной системы”, рассматривается объект, из которого, как мне представляется, произошла Солнечная система с двумя параметрически не равнозначными группами планет.

В журнале “Тихоокеанская геология” на книгу появилась рецензия [4]. Ее авторы справедливо отмечают, что мною “не рассмотрен отчетливо вопрос о времени конденсации твердого материала из плазмы”. И это действительно так, ибо краткость изложенной в ней идеи и некоторая популярность книги – условие Фонда, заказывавшего работу, – не позволили в деталях раскрыть переход вещества спиралевидного с вихревой структурой облака из плазменного в твердое состояние, которым сложены планеты, по крайней мере, земной группы. Кроме того, указанная проблема является самостоятельным предметом исследования; попытки ее решения предпринимаются в течение длительного времени, но как правило, завершаются моделями, которые не отвечают наблюдаемым фактам. Причем все неудачи имеют одну и ту же природу. В одних случаях исходным материалом образования планет рассматриваются метеориты, как это делал О.Ю. Шмидт и его последователи, в других – облако горячей плазмы, как это делал, например, П. С. Лаплас. К тому же в конструируемых схемах не учитывается сочетание в объектах Солнечной системы тяжелых и легких, тугоплавких и легкоплавких элементов, и их общее распределение в Космосе или хотя бы в нашей Галактике.

МОДЕЛЬ “РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ” С.П. КЛАРКА С СОАВТОРАМИ

Несмотря на сложность поднятой проблемы, попробую продемонстрировать плодотворные пути ее решения именно с позиции изложенной мною концепции – происхождения планетарной системы Солнца из плазменного спиралевидного облака. Поскольку в опубликованной книге [9] дан детальный анализ недостатков метеоритной теории образования Земли и вскрыты неустранимые в ней противоречия, то удобно это сделать на примере работы, авторы которой отошли от нее, как явно абсурдной, положив в основу своей концепции плазменное состояние протосолнечного вещества; хотя, впрочем, они не избежали дуализма, умело вписав шмидтовскую аккрецию в свою гипотезу. Она выполнена С.П.Кларком, К.К.Турекьяном и Л.Гроссманом по “Проекту верхней мантии”. Ими в 1975 году (русский перевод) опубликована статья “Модель ранней истории Земли” [1]. Ее исходной позицией является идея, позволяющая по убеждению авторов выйти из тупиковой ситуации, возникшей у Р.Б.Парсона, полагавшего, что “Потеря устойчивости дозвездным облаком и его переход в звезду могут быть детально исследованы лишь в том случае, когда облако не является вращающимся”.

Конструируя модель образования Солнечной системы С.П.Кларк с соавторами шарообразное плазменное облако превращают во вращающийся диск, причем в качестве основы перехода от шара к диску взята выведенная Р.Б.Парсоном асимптотическая зависимость; согласно этой зависимости время конденса-

ции вещества в звезду главной последовательности не должно превышать более чем в 2 раза скорость свободного (!? – Н.Ш.) падения частицы к центру формирующейся звезды.

Весь процесс образования Солнечной системы они делят на две стадии. В первую - из центральной массы диска возникает звезда, то есть Солнце, во вторую - планеты. Их рождение связывается с конденсацией оставшейся не поглощенной Солнцем плазмы, сформировавшей вращающиеся вокруг звезды кольца, которые по их периметру разделяются на отдельные сгустки - ядра будущих планет. Авторы модели полагают, что появление сгустков не подчиняется закону коаксиальности, так как это противоречило бы представлениям о состоянии протопланетного вещества и дает слишком малую расчетную величину времени для образования Земли – от 3 до 50 лет.

Конструируя “Модель ранней истории Земли”, авторы, опираясь на работу Хэнкса и Андерсона, полагают, что ядро Земли образовалось до появления самых древних пород планеты, иными словами, планета начала свое формирование с железного ядра, на которое в дальнейшем происходило последовательное наращивание остальных оболочек: нижней и верхней мантии, земной коры.

Конденсация элементов протопланетного вещества в туманности авторами ставится в зависимость от множества вариантов химических соединений, возникающих, судя по их предположениям, еще до критической точки, когда часть их переходит в твердую фазу. Это количественное разнообразие (10^5), как считают авторы, является наиболее низким пределом.

Наконец, самое главное положение модели С.П.Кларка с соавторами сводится к тому, “что на ранней стадии охлаждения туманности наряду с силикатами кальция, магния и алюминия могут конденсироваться некоторые металлы, имеющие высокую температуру плавления (!? – Н.Ш.), в том числе Mo, Nb, Ru, Ir, Re, Ta и W. Прямой расчет показывает, что, если не учитывать образования соединений и сплавов, степень пересыщения указанных металлов в паровой фазе при температуре, соответствующей началу конденсации железа, составит $10^2 - 10^3$ ” [1, с. 16]. “Порядок, в котором конденсируются соединения, имеющие наибольшее содержание, следующий: корунд – при 1760К, перовскит – при 1645К и галенит - при 1625К..... Металлическое железо впервые появляется при 1473К и содержит 12,5 мол. % Ni. По мере того как газ охлаждается и конденсируется все большее количество сплава, равновесное содержание Ni уменьшается и достигает 5 мол. % (отношение Ni/Fe в Солнце) при температуре 1350 К”.

В заключении утверждается, что “модель устраняет проблему никеля, поскольку в ней рассматривается экран между ядром и наружными частями Земли, который имеет добрых 2000 км толщины”.

АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ПОЛОЖЕНИЙ “МОДЕЛИ РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ”

Аналитическое рассмотрение параметров предложенной “Модели ранней истории Земли” обнаруживает ряд некорректных и противоречивых допущений, что делает просто нереальной предложенную авторами схему последовательности развития процессов (и их содержания), предшествовавших геологической истории Земли. Конструируя модель, авторы с самого начала делают ложный шаг: принимая за исходную позицию состоящее из ионизированного вещества шарообразное облако, при его переводе во вращающийся диск авторы используют асимптотическую зависимость Р.Б.Парсона, выведенную им на модели, как выше сказано, не вращающегося, динамически стационарного, находящегося в неподвижном состоянии облака. Видимо, эта операция предпринимается вынужденно, так как нельзя не считаться с тем, что звездные образования Галактик – гравитирующие, непрерывно движущиеся в искривленном пространстве по разнообразным орбитам объекты. Поэтому перенос выведенной Р.Б.Парсоном зависимости на вращающийся диск вряд ли допустим; такая некорректная операция удаляет их модель от реальной и не снимает, а, напротив, усиливает противоречия, которых они хотели, применяя эту операцию, избежать.

Между прочим, преобразование шаровидного облака в диск противоречит законам природы, если, конечно, к такому преобразованию не были приложены внешние силы, ибо шарообразные объекты обладают наиболее энергетически выгодной или минимальной удельной поверхностью (отношение площади поверхности к объему), к которой и стремятся все тела. Шар - господствующая форма космических образований. Естественный переход шара в любую другую энергетически невыгодную форму без приложения внешних сил невозможен. Здесь нарушается один из фундаментальных законов природы - инвариантность.

Противоречия в конструкции “Модели ранней истории Земли” еще больше возрастают, когда в своих построениях авторы используют другое положение Р.Б.Парсона, согласно которому время конденсации вещества в звезду главной последовательности не должно превышать более чем в 2 раза скорость свободного падения частиц к центру формирующейся звезды. Но оно в явной форме вступает в конфликт с другим положением конструируемой ими модели, - с плазменным состоянием вещества, из которого состоит преобразованный из шаровидного облака их вращающийся диск. Известно, что протекающие в такой среде процессы не могут описываться законами свободного падения частиц; они подчиняются зависимостям, вытекающим из характеристических параметров ионизированного газа, условиям термического его равновесия, определяющего поведение компонентного состава, отдельных и

всей совокупности химических элементов. Степенью ионизации плазмы α называется отношение числа ионизированных атомов к полному их числу в единице объема плазмы. В условиях термического равновесия она определяется Саха формулой [5]

$$\alpha = 1/\sqrt{1+K}; \quad K = N_\lambda \exp(I/kT), \quad (1)$$

где I – энергия ионизации, $N_\lambda = n\lambda^3_e$ – число частиц всех сортов в кубе с ребром, равным тепловой длине волны де Бройля для электронов $\lambda_e = h\sqrt{2}/m_e kT$, n – плотность плазмы, T – абсолютная температура, m_e – масса электрона, k – постоянная Больцмана, h – постоянная Планка.

А одно из важнейших его свойств - квазинейтральность, соблюдается, если линейные размеры занимаемого плазмой пространства много больше дебаевского радиуса экранирования:

$$R_d = \sqrt{kT_e T_i / 4\pi e_e e_i (n_e T_e + n_i T_i)}, \quad (2)$$

где e_e и e_i – заряды электронов и ионов, T_e и T_i – абсолютные электронная и ионная температуры, n_e и n_i – электронная и ионная плотности.

Между прочим, понижение температуры во вращающемся протосолнечно-протопланетном диске, принятом П.С.Кларком с соавторами в предлагаемой ими модели, не имеет прямой зависимости от оттока в окружающее пространство тепла и простой потери энергии не замкнутой системой, так как при этом происходит формирование атомных электронных слоев элементов, имеющих разный потенциал ионизации-процесс, носящий сложный нелинейный экзотермический характер. Так что энергетический (тепловой) режим плазмы будет находиться в прямой зависимости от элементного её состава.

“Модель ранней истории Земли” строится авторами из протосолнечного облака, а затем - из вращающегося диска, образованных ионизированным веществом, также не может быть корректной, если в ходе её построения не рассматриваются магнитогидродинамические его характеристики. Без выяснения влияния магнитного поля на плазменные потоки, их структуру и неустойчивость, такая конструкция неизбежно столкнется с трудностями в согласовании отдельных стадий процесса. Наконец, необходимо также выявление влияния магнитного поля на качественную и количественную сортировку элементов в соответствии с потенциалами их ионизации, средства к электрону и т.д., то есть его роли в распределении элементов по объектам Солнечной системы. Параметрические характеристики магнитогидродинамических свойств ионизированного вещества, оказывающих существенное влияние на эволюцию протосолнечного облака, в самом первом приближении видны из известных зависимостей [5]:

$$\rho' = -\rho \operatorname{div} v; \quad \rho v' = -\nabla p + c^{-1} [jB]; \quad p \sim \rho^{\gamma} \quad (3)$$

где ρ – прицельный параметр, v – скорость движения плазмы, p – давление, c – скорость света, j – плотность тока в плазме, B – индукция магнитного поля. Плазма рассматривается здесь как сплошная среда, в которой могут протекать токи. Взаимодействие этих токов с магнитным полем создает объемную силу Ампера и магнитное давление, которое может уравновешивать газодинамическое давление. Указанные уравнения позволяют рассмотреть различные течения плазмы и ее равновесные конфигурации.

В рассматриваемой “Модели ранней истории Земли” образование Солнца и планет происходит раздельно в две стадии: сначала в центре вращающегося диска протосолнечного ионизированного вещества возникает звезда, а затем из отделившихся от звезды колец формируются планеты. Такое раздельное во вращающемся плазменном диске образование звезды, то есть Солнца и планетной системы, заводит в еще больший тупик решение всей проблемы образования Солнечной системы. Дело в том, что разделение плазменного облака и тем более на неравнозначные по массе части неизбежно должно привести к рождению двойной звезды - весьма распространенных фиксируемых в различных галактических системах объектов. Больше того, если исходить из концепции авторов “Модели ранней истории Земли”, то последовательно должны выполняться следующих соотношения:

$$2E + U = 0 \quad (4)$$

$$2E > U \quad (5)$$

$$2E < U \quad (6)$$

Иными словами говоря, вначале протосолнечное облако должно сохранять устойчивое равновесие и отвечать соотношению (4), означая, что в системе сумма кинетической и потенциальной энергии имеет нулевое значение. Затем ионизированное газовое облако, по каким-то причинам теряет равновесие и преобразовывается во вращающийся диск, который будет являться новой равновесной системой (4). Потом система снова теряет равновесное состояние и разделится на две неравнозначные массы, что может произойти только в том случае, если одна часть будет наделена двойной кинетической энергией, превосходящей потенциальную энергию - другой (5). Из большей массы (98%) возникает звезда, при этом процесс концентрации в ней протосолнечного вещества должен отвечать соотношению (6). Отделившаяся от большей массы меньшая (около 2% от общей) часть протосолнечного облака, по идее авторов модели преобразуется во вращающиеся вокруг звезды кольца, вещество которых приобретает равновесное состояние, отвечающее соотношению кинетической и потенциальной энергии, сумма которых имеет нулевое значение (4). В кольцах должно произойти нарушение равновесного состояния составляющих их масс еще не сконденсировавшегося протопланетного веще-

ства, что по идее авторов модели приводит к образованию по периметру колец сгустков плазмы, которые рассматриваются в качестве ядер будущих планет, - процесс отвечающий неравенству (5) соотношения кинетической и потенциальной энергии. Наконец, конденсация вещества во вращающихся вокруг звезды сгустках плазмы и образование планет, - преобразования отвечающие неравенству (6) соотношения кинетической и потенциальной энергии в этих сгустках.

Таким образом, до начала конденсации в твердую фазу вещества из возникших на кольцах сгустков протосолнечно-протопланетная плазма проходит следующие стадии динамической эволюции: образование шаровидного плазменного облака – преобразование облака в диск – разделение диска на ядро и вращающиеся вокруг него кольца, – образование в центре диска звезды (Солнца) – образование по периметру колец сгустков плазмы. Следовательно, система за время своего развития на этом промежутке времени совершает несколько циклов перехода от покоя к динамически возбужденному состоянию и от неравновесия к стационарному положению.

Нетрудно понять, что для изменения кинематики импульса плазмы при преобразовании шаровидного облака ионизированного вещества во вращающийся диск, затем разделяющийся на центральное ядро и кольца, и превращение первого в звезду, а колец – в разделенные по их периметру плазменные сгустки необходимы внешние силы, превосходящие в одном случае кинетическую энергию всей массы вещества протосолнечного облака, в другом - потенциальную, что к тому же связано с переходом горячей плазмы в неионизированное состояние. Все циклы переходов прерываются равновесными состояниями системы. Конструируя “Модель ранней истории Земли” авторы делают лишь одну оговорку. Она касается абсолютной некорректности коаксиального образования сгустков плазмы по периметру вращающихся вокруг звезды колец, так как это вступает в полное противоречие с представлениями о состоянии протопланетного вещества, кроме того такой механизм дает фантастически малую расчетную величину времени для образования Земли – от 3 до 50 лет. Однако эта оговорка не устраняет противоречий в конструкции модели.

Даже беглый её анализ показывает, что эволюционное развитие протосолнечного газового ионизированного облака по столь сложной схеме, когда равновесная система сменяется несколькими циклами неравновесных её состояний, в которые происходит образование новых космических объектов, представляются энергетически не реальным, фантастическим, только божественная рука может управлять такими сложнейшими процессами.

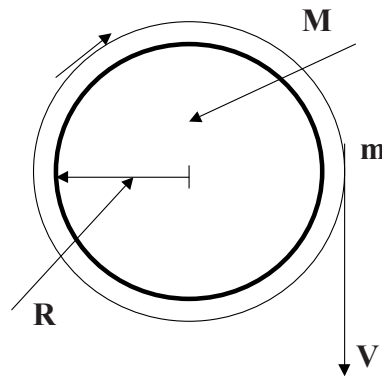
Модель отделения от звезды колец и образования из них планет не нова. Как известно, она еще в 18 веке предлагалась П.С.Лапласом, которого, кстати

сказать, авторы даже не упоминают. Но по мере совершенствования наблюдательной техники и развития теоретической астрономии она вошла в противоречия с фактами и была отвергнута. Знающие сущность концепции образования Солнечной системы П.С.Лапласа легко могут убедиться в большей согласованности ее с фактами, добытыми современной астрономией, по сравнению с моделью С.П.Кларка с соавторами, опубликованной в конце 20 века. Чтобы убедиться в этом достаточно проанализировать предложенный ими механизм формирования сгустков плазмы по периметру вращающихся вокруг звезды колец, хотя и рождение самих колец внутри диска тоже относится к чудодейственным операциям.

Итак, возьмем M – массу звезды, m – массу одной из материальных точек вращающегося кольца вокруг звезды, R – радиус звезды, к которому для упрощения приравняли радиус орбиты материальной точки, v – скорость вращающегося кольца или любой материальной точки в составе этого кольца. Запишем уравнение:

$$mv^2/R = \gamma(mM/R^2); \quad v = \sqrt{\gamma(M/R)} \quad (7)$$

Из уравнения (7) следует, что скорость любой материальной точки на вращающемся вокруг звезды кольца пропорциональна гравитационной постоянной и массе звезды и обратно пропорциональна радиусу звезды. Уравнение дает представление о невероятных внешних силах, которые потребуются для образования сгустков



плазмы по периметру колец. Ведь они должны будут уравновесить массу звезды и кинетическую энергию колец.

Период обращения T_c материальной точки вращающегося вокруг звезды кольца (или колец) может быть описан следующим соотношением:

$$T_c = 2\pi R/v = 2\pi R/\sqrt{\gamma(M/R)} = 2\pi\sqrt{R^3/\gamma M} \quad (8)$$

Уравнение (8) показывает, что период обращения кольца пропорционален радиусу звезды и обратно пропорционален её массе. Возникает вопрос: какая потребуется энергия, чтобы изменить кинематику колец, перевести их от заданной скорости вращения к тормо-

жению в отдельных их звеньях ит.д., В.Н.Ларин [2] для этого привлекает пинч-эффект магнитного поля, якобы определивший образование колец, а затем, изменив в ходе эволюции звезды вектор взаимодействия с плазмой, пережимая плазму колец, мог способствовать образованию по их периметру сгустков. Однако изменение силы магнитного поля в столь значимых величинах, способных сортировать элементы по константам ионизации, затем распределять их массу сначала в порядке возрастания, а затем - убывания между кольцами, а потом, поменяв вектор силовых линий, способствовать образованию сгустков в кольцах, то есть ядер планет, к тому же и распределить между этими сгустками момент количества движения – процесс, несомненно вступающий в противоречие с инвариантностью системы.

Рассмотрение уравнений (7, 8) показывает, что для преобразования вращающихся вокруг звезды колец, состоящих из несконденсировавшегося протопланетного вещества, потребуются гигантские силы, что приведет к увеличению скорости вращения вокруг нее всех материальных точек и возрастанию кинетической их энергии, а это входит в полное противоречие с моделью и делает неосуществимой идею образования сгустков из вещества по периметру колец, а, следовательно, и планет. В конкретном случае имеется в виду Земля. Такая модель образования сгустков противоречит закону сохранения импульса системы частиц, а именно:

$$m_1v_1 + m_2v_2 + \dots = \sum m_\alpha v_\alpha = \text{const}, \quad (9)$$

где α – порядок частицы или её номер.

Однако, если даже представить, что все-таки, вопреки законам небесной механики, на вращающихся вокруг звезды кольцах (в нарушение закона сохранения импульса системы частиц) чудодейственным образом возникли сгустки вещества и дан старт его конденсации в твердую фазу, которая послужила материалом для образования Земли, то и в этом случае в “Модели ранней истории Земли” неизбежно возникнут другие трудности, устранение которых возможно только при нарушении элементарных законов той же небесной механики и сохранения импульса. Чтобы убедиться в этом следует рассмотреть одно, пожалуй, главное её положение.

Конструируя модель образования Земли, её авторы, опираясь на работу Хэнкса и Андерсона, предполагают, что она начала свое формирование с ядра, которое возникло до появления самых древних пород планеты. Иными словами, Земля, начав свою жизнь с железного ядра в последующем наслаивала на него все другие оболочки: внешнее ядро, нижнюю и верхнюю мантию, земную кору, гидросферу и, возможно, атмосферу. Однако такое допущение совершенно по другому ставит вопрос о дифференциации внутрипланетного вещества и о энергетическом потенциале Земли. Этот вариант лишь отчасти может быть принят, о чем я скажу ниже, хотя он входит в полное противоречие с общепринятыми представлениями по этой проблеме.

Как выше отмечено, завершающей стадией эволюции протосолнечно-протопланетного вещества, по идее П.С.Кларка с соавторами, является конденсация его в твердую фазу, которая и послужила материалом для образования планеты, а точнее – сначала её ядра. Однако они процесс конденсации ставят в зависимость от бесчисленного множества вариантов химических соединений, возникающих, судя по их предположениям, еще до той критической точки, когда часть вещества переходит в твердую фазу. Это количественное разнообразие, обозначенное цифрой 10^5 , является, как считают авторы, самым низким пределом. Однако оно до nepозволительных размеров преувеличено и, в сущности, ведет к недопускаемому природой образованию неограниченного числа твердофазных минеральных ассоциаций.

Общеизвестно, что количество комбинаций или вариантов соединений из 100 химических элементов нормируется, прежде всего, правилом их реакционного взаимодействия. В соответствии с ним эффективными или предпочтительными будут соединения со слабодиссоцирующими и со слабощелочными, с одной стороны и с сильнодиссоцирующими и с сильнощелочными характеристиками – с другой. В основу этого правила еще Льюисом был положен существенно развитый В.С.Урусовым принцип акцепторно-донорного электронного взаимодействия химических элементов, что без ограничений может быть распространено и на ионизированное состояние вещества. Это – закон природы и его игнорировать, как это делает П.С.Кларк с соавторами, значит вводить в гипотезу недопущенные природой процессы.

Но кроме этого существуют и другие законы, ограничивающие количество образующихся соединений из химических элементов. В частности, симметрия, также не допускает произвольного числа комбинаций из 100 элементов, строго нормируя их разнообразие числом пространственных структур кристаллографических решеток, то есть 7 сингониями, 32 классами и 230 пространственными группами симметрии. Кристаллография накладывает строжайший запрет на образование химических соединений, не входящих в указанные сингонии, классы и группы симметрии.

В силу перечисленных условий, накладывающих существенные ограничения на химические взаимодействия элементов, количество вариантов соединений не может быть произвольным, а является лимитированным и вряд ли превышает двойное значение 10^3 . Это хорошо согласуется с теорией и с наблюдаемыми в природе фактами, то есть с экспериментом. Так в земных условиях существует порядка 2500 минералов. Конденсация протопланетного вещества, как полагают авторы модели, начинается с образования высокотемпературных силикатов $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$, $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ и других, а также выпадения Nb, Ru, Ir, Re, Ta и W. Металлическое железо впервые по рассматриваемой схеме появляется при 1447К, что не очень отли-

чается от первовыделяющихся силикатов. Железо уходит на образование земного ядра—первой структуры в планетообразующем процессе. В связи с такой схемой возникает много вопросов, на которые нельзя получить удовлетворительных ответов. Близко одновременная конденсация железа с силикатами и металлами с высокой температурой плавления, видимо, авторам потребовалась для того, чтобы оправдать идею железного ядра Земли с некоторой примесью никеля. Как считают авторы, Ni/Fe приближается вначале к 12,5 мол.%, а потом, когда сконденсировалось 44% железа в земном ядре, снижается до 5 мол. %, что близко к современному солнечному. Такое решение задачи с конденсацией, точнее аккрецией, протопланетного вещества, послужившего материалом для образования Земли, оправдывает и высокое, никем не ставящееся под сомнение, содержание, прежде всего, железа в составе Земли – 34,63%, а затем и кислорода.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОСОЛНЕЧНОЙ ТУМАННОСТИ И КОНДЕНСАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ТВЕРДУЮ ФАЗУ

Все, или, по крайней мере, значительная часть выявленных в “Модели ранней истории Земли”, противоречий снимается, если рассматривать плазменную протосолнечную туманность или облако не в виде диска, а в форме спирали с вихревой структурой. Спиралевидная термоплазменная туманность, возникшая в результате взрыва Сверхновой—единственная космическая структура, устраняющая тупики, в которые, как показано выше, авторы модели образования Земли загоняют каждый цикл развития своего шарообразно-дисковидного протосолнечного облака.

Динамика спиралевидного с вихревой структурой протосолнечного облака рассмотрена в книге [9]. Поэтому здесь уместно, после разбора модели С.П.Кларка с соавторами, остановиться лишь на некоторых проблемах эволюции этого облака и перехода его вещества в твердофазное состояние.

В ходе развития плазменного с вихревой структурой спиралевидного облака в центральной его части и на ветвях первого и второго порядков в соответствии с законами небесной механики и с сохранением закона импульса системы частиц возникают ядра: в центре спирали - звезды (Солнца), на рукавах первого порядка – планет, на рукавах второго порядка— их спутников. Развитие спиралевидной туманности сопровождается эволюцией её вещества, элементный состав которого предопределен взрывом сверхновой звезды. Вещество Сверхновой вероятнее всего воссоединилось с водородной туманностью, передав ей кинетическую энергию, возбудившую энергетическое состояние последней до преобразования её в турбулентную структуру. Такое явление относится к закономерным событиям в эволюции звездных систем. Его нельзя относить к редким, как это предполагают Н.П.Романовский и Р.Ф.Черка-

сов [4]. Другое дело, что методы описания турбулентных и особенно плазменных вихрей несовершенны, а причина их возникновения недостаточно понятна [5]. В жидких средах ламинарное течение переходит в турбулентное при числе Рейнольдса $Re > 1000$, но этот параметр является лишь численным выражением определенного порога, после которого изменяется структура потока. Что же касается газовых и тем более плазменных сред, то причина перехода их в такого рода структуры, то есть в спирали, не ясна [5]. Вероятнее всего, она связана с определенной энергетической напряженностью системы [6]. По этому поводу мною уже высказывались идеи, однако, для описания их преобразования в непротиворечивую модель необходим специальный математический аппарат.

Спиралевидное облако проходит плазменную стадию развития. В течение этого времени, о длительности которого можно лишь высказывать предположения, происходит некоторая потеря облаком кинетической энергии, затраченной на излучение и структурные изменения, - образование звезды, планет и их спутников. Причем этот процесс реализуется за счет кинетической и потенциальной энергии спирали, обеспечивающей перестройку структуры облака с локализацией вещества в центре спирали и на вихрях её ветвей первого и второго порядков. В плазменную стадию эволюции спиралевидного облака происходит смена состояния химических элементов. С экзотермическим эффектом они переходят из ионизированной в основную форму в соответствии с величиной потенциала ионизации, являющейся индивидуальной константой каждого элемента.

С учетом наших знаний о распространенности элементов в солнечной системе [6] и в соответствии с потенциалом ионизации первыми перейдут в основное состояние H, He, C, O, F, S, Ar, Hg, у которых эта константа колеблется от 24,48 (He) и до 10,42 (Hg) эв, за ними последуют: Be, Ir, Au с потенциалом ионизации 9,3 - 9,1 эв; затем – Si, Ge, Pd, Os, Pt, имеющие потенциал ионизации 8,8 – 8,1 эв; далее – Hf, Mg, Fe, Co, Ni, Cu, Ru, Rh, Ta, W (потенциал ионизации 7,98 – 7,5 эв); за ними - Ca, Y, V, Cr, Se, Zr, Nb, Th (потенциал ионизации 6,95 – 6,1 эв); и, наконец, начнут переходить в основное состояние Li, Na, Al, Rb, Ba (потенциал ионизации 5,94–5,09 эв). Понятно, что при переходе элементов в основное состояние выделяющаяся энергия тормозит процесс, поэтому возможен скачкообразный его характер. Последовательный переход элементов в основное состояние сопровождается формированием сложной флюктуирующей сортировкой ионов магнитным полем и вряд ли его можно аппроксимировать моделью, которую В.Н. Ларин [2] положил в основу своей “Гипотезы изначально гидридной Земли”.

Конденсация элементов в твердую фазу начинается в послеплазменную стадию эволюции протосолнечного облака с элементов, перешедших в основное

состояние, и имеющих наибольшую константу испарения или сублимации. Несомненно, первовыделяющимися окажутся: Ir, Os, Hf, Mn, Ru, W, Zr, Th, Nb, Ta; у них температура конденсации колеблется от 5600°C и до 4000°C. За ними последуют: C, Si, Pt, Co, Rh, Ca, Ti, V с температурой конденсации от 3800°C и до 3100°C. Затем начнут конденсироваться: Be, Au, Ge, Pd, Fe, Ni, Cr, Se, Y, Al, Cu, у которых температура конденсации колеблется от 2970°C и до 2500°C, за ними в стадию конденсации войдут: Mg, Li, K, Ba (температура конденсации 1640–1107°C). Наконец, сконденсируются самые легкоплавкие: Na, S, Hg (температура конденсации 883 – 356°C).

Процесс конденсации химических элементов в протопланетном облаке, разумеется, весьма сложное и экспериментально не проверенное явление. Он осложняется большим количеством радиоактивных короткоживущих изотопов элементов, унаследованных от Сверхновой. В ходе его развития возможно возникновение минеральных фаз. Однако, несомненно, его отнюдь не спонтанная эволюция пойдет не по той схеме, которую предложили авторы “Ранней истории Земли”, положив в основу наиболее тугоплавкие силикаты, сделав их первовыделяющимися из паровой фазы протопланетного вещества сгустков, образовавшихся на кольцах. Здесь химическое взаимодействие элементов будет контролироваться законом действующих масс, который не принят во внимание этими авторами.

Вместе с тем понимание указанного процесса наталкивается на два парадокса, не замечаемых ни современной планетологией, ни геологией. Однако не разрешив их, нельзя его моделировать, невозможно получить даже приближенную структуру эволюции протосолнечного образования.

Из приведенного порядка перехода элементов в основное состояние и температуры их конденсации видно, что железо покидает ионизированную форму со значительным отставанием от платиноидов и даже кремния и золота. И конденсируется не только позже их (за исключением палладия), но и с отставанием от Mn, W, Zr, Th, Nb, Ta, C, Si, Co, Ca, Ti, V. Из этого следует, что по закону действующих масс должны возникнуть гидриды и окислы этих элементов еще до появления в конденсате железа, которое только поэтому уже не могло служить материалом для образования ядра планеты. В качестве первых и наиболее вероятных претендентов для участия в его составе и даже в составе нижней и верхней мантии являются еще до железа сконденсировавшиеся в твердую фазу Ir, Os, Hf, Mn, Ru, W, Zr, Th, Nb, Ta, C, Si, Pt, Co, Rh, Ca, Ti, V. Такой комплекс объясняет характеристики восстановленных флюидов, представленных соединениями преимущественно H, N, C, к которым иногда прибавляются S, F, Cl, B, почти 4,5 млрд лет поступающих из глубоких сфер Земли. В этом порядке конденсации находят подтверждение в свое время выделенные Ф.А. Летниковым с соавторами

[3] три флюидных системы: Н – система, С - система и Н-С - система, формирующиеся в подкорковых зонах и принимающие участие в гранитообразовании. Рассмотренный переход элементов из ионизированного в основное состояние, их конденсация, а также распространенность в Солнечной системе, позволяют выделять еще одну систему, в которой N занимал бы подобающее ему место.

Данные о распространенности элементов как в космосе, так и в Солнечной системе и с учетом их распределения по планетам и спутникам, вызывают глубокое сомнение в том, что в составе Земли содержится 34,63% железа (см. таблицу), как сейчас считается.

В таблице отчетливо просматривается несогласованность в содержаниях основных элементов по взятым объектам; к таким элементам, прежде всего, относятся Н, He, O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Ni, S.

Из нее следует, что на Солнце водороду принадлежит первое место (70%), однако и в кларках земной коры отмечено ощутимое количество этого элемента (17,25%). Странно, что его мало, всего 1%, в кларках земной коры, взятой вместе с гидросферой и атмосферой. Гелий также является исключительно солнечным элементом. В земной коре фиксируется радиогенный ⁴He, что же касается ³He, то его заметные количества содержатся в реголите Луны; он также присутствует в глубинных флюидах Земли, которые относятся к мантийным образованиям. По остальным земным объектам первое место принадлежит кислороду, на втором стоит кремний, третье занимает алюминий. В то же время в базальтах Луны и в составе Земли взятой в целом на этом месте оказывается железо (15,7% и 34,63% соответственно). Бросаются в глаза низкие значения

Таблица

	1	2	3	4	5	6
H	17,25	1,00	-	-	-	70,0
He	-	-	-	-	-	27,0
O	53,30	49,13	38,9	29,53	45,4	
Si	16,18	26,00	16,20	15,20	23,9	
Al	4,80	7,45	6,6	1,09	11,4	
Fe	1,31	4,20	15,7	34,63	7,4	
Mg	1,72	2,35	7,1	12,70	0,9	
Ca	1,41	3,25	5,9	1,13	3,8	
Na	1,82	2,40	0,4	0,57	2,2	
K	1,05	2,35	0,3	0,07	3,8	
Ti	0,22	0,60	8,0	0,05	0,6	
Ni	-	-	-	2,39	0,35	
S	-	-	-	1,93	-	
Cr	-	-	-	0,26	-	
Mn	-	-	-	0,22	-	
Co	-	-	-	0,13	-	
P	-	-	-	0,10	-	
Σ Li - U						>2,5

Примечание: 1. Атомные кларки земной коры по Ферману (1933); 2. Средний состав земной коры, включая атмосферу и гидросферу; 3. Состав лунных базальтов типа А (по Мейсону, 1973); 4. Средний состав Земли по Большой советской энциклопедии (изд. 3-е, т. 9. с. 482); 5. Средний состав кварцевых базальтов Невады по Розенбушу; 6. Средний состав Солнца по [5].

железа в атомных кларках земной коры и в среднем составе земной коры, взятой вместе с гидросферой и атмосферой.

Алюминия в базальтах Луны и в среднем составе Земли 6,6% и 1,09% соответственно. Магний во всех объектах принадлежит пятое место, причем его количество в составе Земли значительно превышает данные анализов лунных пород.

По всем объектам, кроме Солнца, более или менее равномерно распределяются кальций, натрий и калий, занимающие соответственно шестое, седьмое и восьмое места. За ними следует титан (его содержание резко повышено в лунных базальтах 8,0%). На Земле оно не достигает и одного процента. Земля содержит значительное количество никеля и серы. Солнце же кроме водорода и гелия (^3H) содержит не более 3% всех остальных элементов.

Сравнение приведенных данных обнаруживает, что по составу Солнце и Земля в единой системе занимают два противоположных полюса единой системы. Солнце выделяется по содержанию водорода и гелия, Земля – железа и кислорода. В этом факте вскрывается непреодолимое противоречие “Модели ранней истории Земли”, предложенной П.С.Кларком с соавторами. Ее основа, названная авторами монистической, на самом деле являющаяся слегка модернизированной концепцией П.С.Лапласа, в которую вписаны идеи О.Ю.Шмидта, не может объяснить этого парадокса.

Преимущественный состав Солнца может быть объяснен двумя причинами. Во-первых, Солнце, как звезда, могло существовать до воссоединения с ней оболочки, сброшенной взрывом Сверхновой. Захват энергетически возбужденной плазмы Сверхновой, обогащенной тяжелыми элементами, способствовал формированию спиралевидной структуры, в которой при распределении масс поступившего от Сверхновой вещества наиболее тяжелые элементы ушли на периферию спирали и вошли в состав будущих планет и их спутников. Во-вторых, сброшенная взрывом Сверхновой оболочка могла воссоединиться с туманностью, состоявшей из водорода. И тогда такое его количество, так же как и гелия в составе Солнца, легко объясняется тем, что именно эти элементы, обладая наибольшими потенциалами ионизации, первыми перейдя в основное состояние, послужили материалом для формирования ядра вновь возникшей звезды, что и определило дальнейшее распределение элементов в Солнечной системе.

Сложнее дело обстоит с объяснением высокого содержания железа в веществе Земли. Как показано в [10], этот элемент “сваривается” чуть ли ни на последних стадиях эволюции звезд-гигантов, температура которых достигает $3 \cdot 10^9\text{K}$ и даже превосходит ее перед взрывом Сверхновой. Поэтому его

удельное значение в веществе, из которого произошла Солнечная система, не может быть произвольным, а феноменальная концентрация на единственной планете – Земле, вообще не понятна. Вероятнее всего, она завышена, по меньшей мере, в два раза. По-видимому, цифра 34,63% появилась в результате подгонки под идею железного ядра планеты. Определение же истинного состава как жидкой его периферии, так и твердой центральной части – особая проблема и ее надо решать отдельно. Вызывают сомнения и цифры, характеризующие содержание кислорода и углерода в веществе планеты. Количество первого явно преувеличивается, тогда как содержание углерода занижается не менее чем в 4-5 раз. За счет корректировки цифр содержания железа и кислорода должны быть увеличены ныне всеми признаваемые цифры содержаний водорода и углерода в веществе Земли.

Парадокс опережающего мантию образования ядра планеты, присутствующий как в метеоритной, так и в предложенной С.П.Кларком с соавторами концепциях, исключается в вихревой модели. Здесь происходит одновременное формирование всех сфер твердой Земли. Турбулентное расслаивание – сложный процесс, определяющийся порядком вступления элементов в конденсацию, их химическими взаимодействиями, которые протекают в соответствии с законом действующих масс, кислотно-щелочными характеристиками, то есть донорно-акцепторными свойствами электронных оболочек элементов. Образование минеральных фаз и парагенетических ассоциаций, формирующих оболочки планеты, кроме того, нормируется законами симметрии [9].

С этих концептуальных позиций образование оболочек планеты не было случайным процессом, подчиняющимся статистическому распределению вещества во всем ее объеме, а происходило согласно временному закону, по которому диффузионный массоперенос с определенной скоростью формировал сферы и в них слои. Их последующее разрушение, то есть дифференциация вещества, несмотря на детерминированность всех фаз процесса, его результирующая как в одну, так и в другую сторону представляется не коммутативной; однако этот парадокс легко устраняется вводом в него флюидов, основой которых является водород, определяющий внутрисферный режим Земли [7-9].

В такой модели ранней истории Земли находит удовлетворительное объяснение проявление щелочного магматизма, повышенное содержание в мантийных ультраосновных и основных породах платиноидов, хрома, ванадия, титана, характеризующих рудный процесс, связанный с ультрабазитовыми дифференциатами глубинных базальтоидных расплавов. Становятся также понятными появление эпох образо-

вания железорудных месторождений, кимберлитов с алмазами, повышенный кларк золота в ультраосновных породах, вспышки флюоритовой, золотосеребряной, ртутной минерализации, накопление натриевых и калиевых солей и др., что является особой темой, предметом которой может служить корреляция ранней истории Земли с эпохами проявления активизации рудообразующих процессов. Эта модель позволяет вывести из тупика металлогению, в котором она пребывает с самого начала своего зарождения. В современном виде металлогения лишь объясняет закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, однако не решает, почему полезные ископаемые имеют именно такое размещение, а не другое. Ранняя история Земли в предложенной мною модели, в которой расслоенность планетного вещества как в мантии, так и в ядре, возникшая на стадии конденсации элементов в твердофазное состояние, позволяет понять причину наблюдаемых закономерностей размещения в земной коре минеральных рудных ассоциаций. С позиций этой модели находят удовлетворительное объяснение повышенные содержания в вулканических продуктах в одних случаях платины, в других - золота, в третьих - других элементов. Это обуславливается глубиной генерации магматических расплавов и их связью с зонами повышенной концентрации тех или иных элементов, где происходит бифуркация магматических и рудных систем. Получает также доказательство вулканическая природа иридиевого с золотом слоя, прослеживаемого на границе мела и палеогена.

Изначально первичная расслоенность Земли с обогащенными различными элементами слоями в нижней и верхней мантии и в целом насыщенность водородом вещества планеты – основная причина металлогенического разнообразия в закономерно повторяющихся типах рудных провинций и эпох рудообразования. Их формирование обуславливается тектоно-магматическими и тектоно-геоморфологическими режимами планеты или отдельных её сегментов.

В связи с этим нельзя обойти молчанием обнаруженное при бурении Кольской сверхглубокой скважины парадоксальное ничем не объяснимое с современных геологических позиций параболичес-

кое с глубиной возрастание температур; лишь привлечение космических факторов и их возможная связь с ранней историей планеты может пролить свет на это загадочное явление, ломающее существующие представления о термическом градиенте Земли, являющегося основой интерпретации многих тектонических построений.

Предлагаемая концепция образования Земли согласуется с рассмотренной гипотезой ранней её истории, если в основу модели положить эволюцию спиралевидной термоплазменной туманности или облака с вихревой структурой, опираясь при этом на действительный порядок перехода элементов из ионизированного в основное состояние с учетом констант ионизации, а также их конденсации в твердую фазу. Однако следует заметить, что признание этого факта требует беспристрастного понимания двух эпиграфов, предвещающих настоящее сообщение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кларк мл. С.П., Турекьян К.К. и Гроссман Л. Модель ранней истории Земли// Природа твердой Земли/ Под ред. Ю Робертсона. М.: Мир, 1975. С. 9-22.
2. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1980. 216 с.
3. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981, 185 с.
4. Романовский Н.П., Черкасов Р.Ф. Проблемы земные – проблемы космические...// Тихоокеан. геология. 1998. №4. С.121-123.
5. Трубников Б.А. Плазма//Физическая энциклопедия.Т.3. М.:Большая Российская энциклопедия, 1992. С.594-600.
6. Физика космоса. М.: Сов. энциклопедия, 1986. 783 с.
7. Шило Н.А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Ст. 1// Тихоокеан. геология. 1983. №6. С. 63-79.
8. Шило Н.А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Ст. 2. Плутоны или интрузии с концентрической ритмичностью// Тихоокеан. геология, 1985. №2. С. 3-16.
9. Шило Н.А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Ст. 3. Источник базальтоидных магм// Тихоокеан. геология. 1987. №1. С.120-126.
10. Шило Н.А. Спиралевидное с вихревой структурой термоплазменное облако – колыбель Солнечной системы // Четыре космопланетарные проблемы: от Солнечной системы до Каспия. М.: Фонд "Новое Тысячелетие", 1997. С.5-34.

Поступила в редакцию 26 января 1998 г.

N.A.Shilo

The problem of the early history of the Earth, and its metallogenic effects

“The Model of the Early History of the Earth», suggested by P.S.Klark, Jr, K.K. Turekian, and L.Grossman, is analyzed; on the basis of the author’s earlier hypothesis of the Solar system formation from a spiral thermoplasma cloud with a whirlwind structure, a conclusion is drawn on the way of condensation of protosolar matter into a solid phase, which served as material for the formation of the Earth.

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ
САХА (ЯКУТИЯ)**

*Л.М. Парфенов**, *В.Г. Ветлужских***, *Г.Н. Гамянин****, *Ю.В. Давыдов****,
*А.В. Дейкуненко****, *А.В. Костин****, *В.М. Никитин*****, *А.В. Прокопьев****,
*А.П. Смелов****, *В.М. Суплецов****, *В.Ф. Тимофеев****, *В.Ю. Фридовский*****,
*А.И. Холмогоров****, *Я.В. Яковлев****

**Академия наук Республики Саха (Якутия), Институт геологических наук СО РАН (Якутск),*

***Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию,*

****Институт геологических наук СО РАН (Якутск),*

*****Якутский государственный университет (Якутск).*

Основой металлогенического районирования является выделение металлогенического пояса, который объединяет все месторождения и рудопроявления, сформированные в определенной геодинамической обстановке, такой как островодужная, активной континентальной окраины, пассивной континентальной окраины, осадочного бассейна определенного типа, рифтовая, коллизия континентальных блоков и др. Пояса протягиваются на тысячи километров при ширине в сотни километров и характеризуются определенным временем формирования. В их составе выделяются металлогенические зоны, рудные районы, месторождения и рудопроявления. Охарактеризованы металлогенические единицы восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской орогенной области. В составе фундамента платформы и коллажа террейнов Верхояно-Колымской орогенной области определены металлогенические зоны и более мелкие единицы. Металлогенические пояса для этих образований могут быть прослежены лишь на палеотектонических реконструкциях, что является задачей последующих исследований.

ВВЕДЕНИЕ

Республика Саха (Якутия), расположенная на северо-восточной наиболее холодной окраине Сибири, охватывает огромную территорию (около 3,1 млн км²), разнородную по своим геологическим условиям и богатую разнообразными полезными ископаемыми. В результате самоотверженной работы нескольких поколений российских геологов здесь установлено около 40 тыс. месторождений и рудопроявлений практически всех известных на Земле полезных ископаемых. Авторами предпринята попытка систематизировать современные данные по тектонике и полезным ископаемым территории республики, определить главные металлогенические пояса, зоны и рудные районы и наметить связи этих металлогенических единиц с геодинамической формированием тектонических структур.

Данная работа является частью международного проекта по тектонике, геодинамике и металлогении Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии, выполняемого геологами России, Китая, Монголии,

Кореи, Японии и США. Принципы тектонического и геодинамического анализа, положенные в основу проекта, были рассмотрены ранее [69]. В данной статье на примере территории Республики Саха (Якутия) обсуждаются принципы металлогенического анализа и кратко излагаются результаты, полученные в ходе исследования.

**ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
РЕГИОНА**

Большую часть территории республики занимают две крупные тектонические единицы: Сибирская платформа, располагающаяся к западу от рек Лена, Алдан и Учур, и Верхояно-Колымская мезозойская орогенная область - обширная горная страна в междуречье Лены и Колымы. В верховьях р. Лены в состав Якутии входит также северная окраина Байкальской палеозойской орогенной области, представленная фрагментами Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (рис. 1).

Сибирская платформа - древний жесткий блок земной коры, который не подвергался пластическим деформациям в течение последних 1,4 млрд лет.

Платформа имеет двухъярусное строение и включает: 1) фундамент, образованный сложно деформированными и измененными (метаморфическими) горными породами, и 2) чехол, сложенный полого залегающими осадочными и вулканическими породами возраста моложе 1,4 млрд лет. Фундамент на большей части платформы залегает на глубинах от нескольких сотен метров (район г. Якутска) до 10-15 км (район нижнего течения р. Вилюй). Однако на юге (Алдано-Становой щит) и на севере (Анабарский щит, Оленекское поднятие) фундамент выступает на дневную поверхность.

Верхояно-Колымская орогенная область в отличие от Сибирской платформы образована деформированными горными породами, которые смяты в складки и нарушены разломами. Возраст этих деформаций позднемезозойский. Они начались в конце юрского периода (около 150 млн лет назад) и завершились в конце мелового периода (около 80 млн лет назад).

Внешняя, примыкающая к платформе часть орогенной области выделяется как *Верхоянский складчато-надвиговый пояс*. Пояс, отделяющийся от платформы протяженными системами пологих надвигов, образован мощным (до 15 км) клином деформированных обломочных пород карбона, перми, триаса и юры, которые представляют собой типичные накопления миогеоклинали (пассивной континентальной окраины). Эти шельфовые и дельтовые осадки вблизи платформы и на платформе сменяются выклинивающимися к западу отложениями прибрежной аккумулятивной равнины, а к востоку сменяются глубоководными черными сланцами и турбидитами континентального склона и его подножия, которые слагают *Кулар-Нерский сланцевый пояс*. Верхоянский складчато-надвиговый пояс сформирован на погруженной окраине того же докембрийского метаморфического фундамента, что и в пределах Сибирской платформы. Докембрийский фундамент полого погружается со стороны платформы под Верхоянский пояс, отделяясь от слагающих пояс мощных осадочных толщ системами пологих субгоризонтальных срывов. В этом же направлении увеличиваются мощности отложений и происходит наращивание стратиграфического разреза.

Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, расположенный большей частью за пределами территории республики, имеет сходное с Верхоянским строение. Он образован мощными терригенными и карбонатными толщами рифея, венда и кембрия.

Сибирская платформа и тесно связанные с ней в своем развитии Верхоянский, Байкало-Патомский и другие расположенные на ее периферии

складчато-надвиговые миогеоклинальные пояса в совокупности образуют *Северо-Азиатский кратон* [46]. Сибирская платформа представляет собой ядро кратона, а Верхоянский и Байкало-Патомский складчато-надвиговые пояса - его погруженные соответственно восточную и юго-западную окраины.

Общая последовательность тектонических событий в пределах восточной части Северо-Азиатского кратона представляется следующей [67, 68].

Рифей (1400-650 млн лет) – рифтогенез и формирование ограниченный кратона.

Венд (650-544 млн лет) - обусловленное предшествующим рифтогенезом термальное опускание восточной и северной окраины кратона и формирование пассивной континентальной окраины.

Кембрий - ранний девон (544-380 млн лет) - термальное опускание вдоль восточной и северной окраин кратона и формирование карбонатной платформы.

Средний девон - начало раннего карбона (380-350 млн лет) - рифтогенез, формирование трехлучевых рифтовых систем, затухающих в теле кратона и раскрывающихся в сторону его современной восточной окраины.

Ранний карбон (350-320 млн лет) - отчленение от кратона, как результат рифтогенеза, ряда крупных линейных блоков (Омулевский и др.) и их дрейф в южном направлении на расстояние 1000-1500 км; раскрытие между этими блоками и кратоном Оймяконского океанического бассейна.

Карбон - юра (350-150 млн лет) - обусловленное рифтогенезом формирование Верхоянской пассивной континентальной окраины с мощным клином обломочных горных пород.

Южная окраина кратона в районе Алдано-Станового щита, примыкающего за пределами территории республики к Монголо-Охотскому орогенному поясу, в течение позднего докембрия, палеозоя и мезозоя представляла собой область преобладающего поднятия. Существование здесь в течение длительного времени поднятия обусловлено тем, что эта граница кратона относится к типу трансформных и вдоль нее или под острым углом к ней происходило скольжение смежной океанической плиты в палеозое и раннем мезозое [105]. В юре здесь устанавливается активная континентальная окраина. Магматизм этой активной окраины континента представлен известково-щелочными гранодиоритовыми батолитами Станового пояса и широко распространенными к северу от него, в пределах Алдано-Станового щита комплексами субщелочных и щелочных горных пород. Чульманская и Токинская впадины, выполненные юрскими и нижнемеловыми угленосными отложениями, являются фрагментами тылового прогиба этой активной кон-

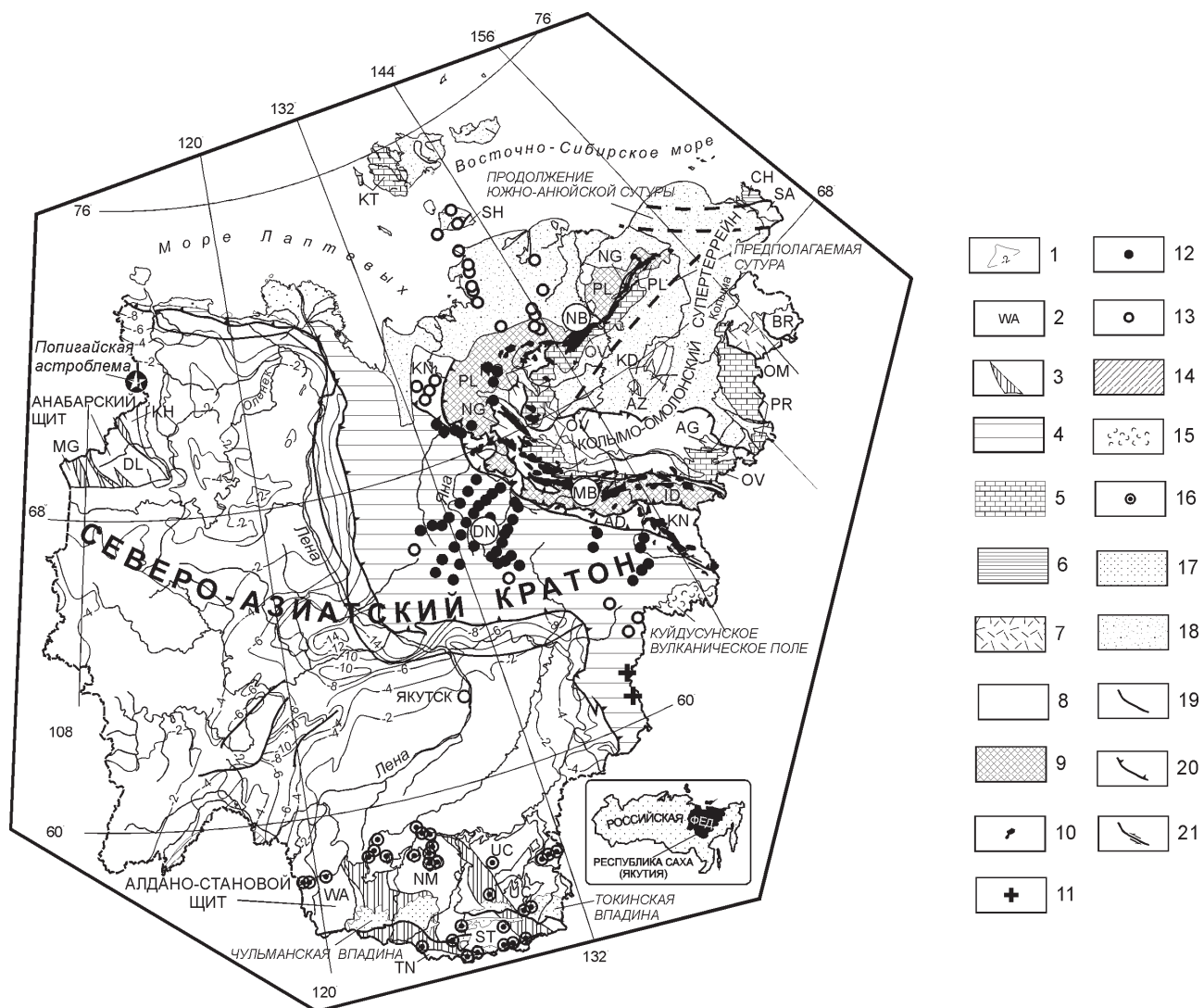


Рис. 1. Главные тектонические единицы территории республики.

Сибирская платформа. 1 – платформенный чехол с изолиниями поверхности метаморфического фундамента в км; 2-3 – фундамент платформы: 2 – террейны Алдано-Станового щита (WA – Западно-Алданский гранит-зеленокаменный террейн, NM – Нимнырский чарнокитовый террейн, ST – Сутамский парагнейсовый террейн, UC – Учурский парагнейсовый террейн, TN – Тындинский тоналит-гнейсовый террейн) и Анабарского щита (MG – Маганский тоналит-гнейсовый террейн, DL – Далдынский эндербит-гнейсовый террейн, KN – Хапчанский парагнейсовый террейн), 3 – зоны тектонического меланжа.

Верхояно-Колымская орогенная область. 4 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 5-9 – коллаж террейнов Верхояно-Колымской области: 5 – нижнепалеозойские миогеклиналиные террейны (KT – Котельный, OV – Омудевский, PR – Приколымский), 6 – нижнемезозойский миогеклиналиный Чукотский террейн (CH), 7 – Омолонский кратонный террейн (OM), 8 – Алазейский островодужный террейн (AZ), турбидитовые террейны (BR – Березовский, AG – Аргатасский, NG – Нагонджинский), Кулар-Нерский турбидитовый террейн континентальной окраины (сланцевый пояс) (KN), террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими породами (SA – Южно-Аноийский, KD – Кенкельдинский, SH – Шалауровский), 9 – террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно турбидитами (PL – Полоусный, ID – Иньяли-Дебинский).

Гранитные пояса: 10 – продольные пояса (MB – Главный пояс, 138-143 млн лет, NB – Северный пояс, 130-123 млн лет); 11 – Южно-Верхоянский пояс, 120-123 млн лет; 12 – поперечные пояса (DN – Дербеке-Нельгесинский пояс, 132-123 млн лет); 13 – граниты, датированные в 106-95 млн лет. 14 – фрагменты Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса; 15 – фрагменты Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 16-17 – фрагменты раннемезозойской активной континентальной окраины: 16 – юрско-раннемеловые субщелочные и щелочные магматические породы, 17 – юрские континентальные отложения задугового прогиба. 18 – кайнозойские отложения; 19 – разломы; 20 – надвиги (AD – Адыча-Тарынский разлом); 21 – сдвиги.

тинентальной окраины. В поздней юре - начале мела к южной окраине кратона причленяется Амурский супертеррейн (микроконтинент) [36, 65]. С этим процессом связаны крупномасштабные деформации, которые на юге республики выражены надвигами архейских пород на южные окраины Чульманской и Токинской впадин.

Аккрецированные террейны Верхояно-Колымской области. Большая часть Верхояно-Колымской области, располагающаяся к востоку от кратона, представляет собой коллаж террейнов - ограниченных разломами блоков земной коры, различных по своему строению, истории геологического развития и происхождению. Террейны являются фрагментами кратонов (Омолонский, Охотский террейны), пассивных континентальных окраин или миогеоклиналей (Омулевский, Приколымский, Чукотский, Котельный террейны), островных вулканических дуг (Алазейский, Олойский, Хетачанский террейны), аккреционных клиньев (Кенкельдинский, Южно-Аньюйский, Шалауровский террейны), турбидитовых прогибов (Аргатаский, Березовский и Нагонджинский террейны) и коры древних, исчезнувших океанов, представленных офиолитами (Мунилканский, Дебинский террейны). Характеристика террейнов была приведена ранее [67, 100, 103, 104, 106]. Все эти образования в конце палеозоя и в начале мезозоя находились на расстоянии в сотни и первые тысячи километров от Сибирского континента, а в конце мезозоя причленялись в Северо-Азиатскому кратону. При этом большинство террейнов Верхояно-Колымской области в среднеюрское время были амальгамированы в одну более крупную тектоническую единицу - Колымо-Омолонский супертеррейн (микроконтинент), который уже как единое целое причленился к Сибирскому континенту в конце поздней юры - начале мела. Характерный структурный рисунок, образованный Приколымским и Омулевским террейнами, получил название Колымской структурной петли [36].

Гранитные пояса являются характерным элементом структуры Верхояно-Колымской орогенной области. Различаются продольные пояса гранитных батолитов: Главный, расположенный вдоль юго-западной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна, и Северный, протягивающийся вдоль северной окраины супертеррейна, а также ряд более коротких поперечных гранитных поясов, которые радиально расходятся от западного угла Колымской структурной петли. Главный батолитовый пояс сложен преимущественно высокоглиноземистыми гранитоидами с геохимическими характеристиками гранитов S типа [76]. Ar-Ar методом они датированы в 138-143 млн лет [97]. Северный батолитовый пояс сложен породами, которые по своим геохими-

ческими характеристикам близки к гранитоидам латитового ряда. Их формирование происходило на больших глубинах, чем гранитов Главного пояса, при возможном участии мантийного материала. Ar-Ar методом гранитоиды Северного пояса датируются в 123-130 млн лет [97]. Поперечные пояса представлены диоритами, гранодиоритами и гранитами. Характерны вытянутые вдоль поясов рои даек различного состава. По геологическим и геохимическим данным это - типичные трещинные тела, сформированные в условиях растяжения в результате плавления нижних горизонтов континентальной коры [76, 97]. Возраст пород наиболее изученного Дербек-Нельгесинского поперечного пояса, согласно Ar-Ar датированию, 132 млн лет вблизи Главного батолитового пояса и уменьшается до 123 млн лет на его юго-западном окончании [97] и, таким образом, сходен с возрастом пород Северного батолитового пояса. Гранитоиды Чохчуро-Чекурдахского поперечного пояса, протягивающегося на 300 км в направлении с юга на север от западного окончания Северного батолитового пояса, Ar-Ar методом датированы в 105-106 млн лет [97]. Близкий возраст (95-103 млн лет) имеют гранитоиды Кулара и Западного Верхоянья, некоторые плутоны Южного Верхоянья и в пределах Северного батолитового пояса. Все они по своим геохимическим характеристикам сходны с гранитоидами поперечных поясов и соответствуют гранитам, сформированным в условиях растяжения [97].

Формирование Главного батолитового пояса связывалось с коллизией юго-западного края Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном, после которой супертеррейн продвигался в северо-западном направлении вдоль границы с кратоном, пока не столкнулся с его северо-западной окраиной [67]. Северный батолитовый пояс по геохимическим характеристикам слагающих его пород ближе соответствует магматической дуге, связанной с зоной субдукции [97], чем коллизионному поясу гранитов, как предполагалось ранее [102]. Если принять представление о субдукционной природе Северного пояса, то его формирование возможно связать с закрытием небольшого остаточного бассейна с океанической корой, который существовал в пределах Колымо-Омолонского супертеррейна к югу (в современных координатах) от батолитового пояса. Закрытие этого бассейна привело к формированию характерного северного изгиба Омулевского террейна, а поперечные пояса гранитоидов, радиально расходящиеся к западу от этого изгиба, и разраставшиеся в этом направлении, представляют собой трещины отрыва, связанные с формированием изгиба [101].

На юге Верхоянского складчато-надвигового пояса выделяется самостоятельный Южно-Верхоянский батолитовый пояс, протягивающийся с юга на север на 300 км и образованный биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами. Аг-Аг методом они датированы в 122-123 млн лет и по геохимическим характеристикам соответствуют гранитоидам, связанным с зонами субдукции [97]. Эти гранитоиды возможно принадлежат Удско-Мургальской окраинно-континентальной магматической дуге юрско-неокомового возраста, которая протягивается вдоль побережья Охотского моря [65].

Коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом приводит к деформациям в пределах Верхоянской пассивной окраины, начало которых датируется поздней юрой. Результатом этих деформаций явилось сокращение ширины и увеличение толщины осадочных клиньев как в пределах Колымо-Омолонского супертеррейна, так и на окраине Сибирского континента, их изостатическое всплытие и формирование горных сооружений. Перед фронтом растущих горных сооружений в поздней юре-мелу формируется Приверхоянский краевой прогиб.

Структуры фундамента Северо-Азиатского кратона. В фундаменте Северо-Азиатского кратона, в соответствии с предложенными ранее принципами, выделяются террейны, которые в отличие от террейнов фанерозойских орогенных поясов типизируются на основе их современного вещественного состава [69]. В пределах Алдано-Станового щита на территории республики выделяются: Западно-Алданский гранит-зеленокаменный террейн, Центрально-Алданский гранулит-ортогнейсовый террейн и Восточно-Алданский гранулит-парагнейсовый террейн. Границами раннедокембрийских террейнов являются зоны тектонического меланжа (Каларская, Амгинская, Тыркандинская) шириной до 150 км, в пределах которых совмещены блоки и пластины соседних террейнов, их глубинных срезов, специфические ассоциации парапород и магматических пород (в том числе анортозиты). Характерна разветвленная сеть бластомилонитов со структурными признаками глубинных надвигов и сдвигов.

Террейны Алдано-Станового щита были амальгамированы в единое целое примерно 1.9 млрд лет назад. К наиболее ранним образованиям, перекрывающим террейны, относится Удокано-Улканский рифтовый пояс, представленный вулканогенными и осадочными образованиями с возрастом 2.2-1.85 млрд лет Ханинского, Угуйского, Олдогсинского, Улканского и других грабен, а также

субщелочными гранитами и карбонатитами с возрастом 1880 ± 10 млн лет [78].

КЛЮЧЕВЫЕ ПОНЯТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Металлогенический анализ решает две главные задачи: 1) выяснение общих закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени в связи с развитием структур земной коры и на этой основе 2) прогнозная оценка регионов на открытие в них месторождений [91, с. 11].

При металлогеническом анализе в нашей стране принято выделение металлогенической провинции как наиболее крупной единицы металлогенического районирования территории [74]. Провинция соответствует крупным тектоническим единицам, таким как платформа или орогенный пояс, и характеризуется определенным набором рудных месторождений вне зависимости от их возраста. Выделение провинции в таком понимании, как справедливо отмечал Ю.А. Билибин, «имеет регистрационный смысл и лишь констатирует устанавливаемые эмпирические закономерности в отношении географического распространения тех или иных месторождений» [11].

Выделение металлогенических единиц вне зависимости от возраста месторождений, а только на основе их совместного нахождения не решает главной задачи металлогенического анализа по выявлению связей месторождений полезных ископаемых с геодинамической обстановкой формирования тектонических структур и не может служить основой для прогнозных оценок территорий. Поэтому мы отказались от выделения металлогенических провинций.

Металлогенический анализ до недавнего времени как в нашей стране, так и за рубежом проводился на основе концепции геосинклиналей. Одна из первых попыток металлогенического анализа с позиций теории литосферных плит в России была предпринята Л.П. Зоненшайном с соавторами [35]. В последние годы региональный металлогенический анализ орогенных поясов все больше ориентируется на результаты террейнового анализа [98, 99].

Основой применения теории тектоники литосферных плит к металлогеническому анализу является установление тесной связи рудных месторождений определенного типа с типами геодинамических обстановок, перечень которых определяется данной теорией. Типы месторождений, характерных для каждой геодинамической обстановки, приведены в ряде работ [56, 107].

Металлогенический пояс является главной единицей металлогенического районирования и ис-

ходным понятием регионального металлогенического анализа. Пояс включает все месторождения и рудопроявления, сформированные в определенной геодинамической обстановке. Различаются следующие типы геодинамических обстановок: 1) внутриконтинентального рифта, 2) миогеоклинали (пассивной континентальной окраины), 3) океанического бассейна, 4) зоны субдукции (островодужной и (или) окраинно-континентальной магматической дуги), 5) коллизионная (столкновения типа континент-континент, континент-микроконтинент, континент-островная дуга), 6) трансформного разлома и другие [56, 107]. В соответствии с данной классификацией различаются металлогенические пояса внутриконтинентальных рифтов, миогеоклинальные, субдукционные, коллизионные и т.п. Металлогенические пояса протягиваются на несколько тысяч километров при ширине в сотни километров и характеризуются определенным временем своего формирования, которое определяется временем существования данной геодинамической обстановки. Наиболее длительным является время существования океанических бассейнов и расположенных на их периферии миогеоклиналей (сотни млн лет). Длительность других обстановок на порядок меньше (десятки млн лет).

Металлогеническая зона выделяется в пределах металлогенического пояса и объединяет месторождения и рудопроявления, связанные между собой общностью своего происхождения. Зона характеризуется коротким временем формирования (в пределах 10 млн лет). В пределах зон месторождения распределены неравномерно и обычно группируются в некоторых компактных районах. Поэтому могут выделяться *рудные районы*, объединяющие родственные месторождения и рудопроявления. Выделение металлогенических зон и рудных районов позволяет определить металлогеническую зональность в пределах металлогенических поясов и раскрыть динамику формирования поясов во времени и пространстве.

Металлогенические пояса и выделяемые в их составе зоны и районы подразделяются на *доаккреционные* или *доамальгамационные*, сформированные до аккреции террейнов к континенту или до их амальгамации в более крупные тектонические единицы (супертеррейн или составной террейн), *коллизионные* (аккреционные, амальгамационные), сформированные в процессе столкновения террейнов друг с другом или с континентом, и *постаккреционные* или *постамальгамационные*, образованные после аккреции террейнов к континенту, или амальгамации террейнов в более крупные тектонические единицы.

Доаккреционные металлогенические единицы выделяются в пределах террейнов. С точки зре-

ния современных представлений о формировании орогенных поясов, они представлены в современной структуре орогенных поясов лишь своими фрагментами. Доаккреционные металлогенические пояса, зоны и рудные районы в полном виде могут быть прослежены лишь на палеотектонических реконструкциях, показывающих бывшее размещение континентов, океанических бассейнов, островных дуг и т.п. Коллизионные и постаккреционные металлогенические единицы являются достаточно целостными образованиями, если они не были сильно нарушены в результате процессов дисперсии.

Месторождение полезных ископаемых - скопление природного минерального сырья, которое по произведенным оценкам содержания полезного компонента и его запасам пригодно для промышленного освоения. Из их состава выделяются *крупные месторождения*, которые по запасам полезного компонента принято считать крупными. Принимаемое в статье определение "крупные" является условным.

Проявление полезного ископаемого (рудопроявление) - нахождение природного минерального сырья, запасы которого не оценены или по содержаниям полезного компонента и (или) его запасам не пригодно для промышленного освоения при современных технологиях.

ИСТОРИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ

В конце 50-х годов и в 60-70-е годы параллельно с проводившимися в больших объемах геолого-съемочными и поисковыми работами, которые сопровождалось открытием новых месторождений полезных ископаемых, систематизировался материал по металлогении территории республики [6, 34, 37, 53, 72, 80, 83]. В 1962 г. под руководством В.В. Еловских была составлена первая Прогнозно-металлогеническая карта Якутской АССР масштаба 1:1000000. В 1988 г. И.Г. Волкодавом составлена Металлогеническая карта республики в масштабе 1:1500000, представляющая собой, по существу, обстоятельную регистрационную сводку месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. В 1990 г. Г.В. Бирюлькиным и др. составлена металлогеническая карта юга республики масштаба 1:5000000, на которой изображены металлогенические зоны и рудные районы для различных возрастных уровней. Общие сведения о полезных ископаемых республики в целом изложены в ряде работ [3, 6, 50, 59, 90, 92, 95].

Все металлогенические исследования, выполненные в те годы, основывались на концепции геосинклиналей и определяющей роли "глубинных разломов" в тектонической эволюции территории. Вместе с тем, в процессе этих исследований сложи-

лись представления о главных металлогенических провинциях: Верхояно-Колымской, Западно-Якутской и Южно-Якутской, специализированных на определенных видах минерального сырья и определенных типы месторождений полезных ископаемых. Исключительную важность представляют развитые в те годы взгляды о факторах, контролирующих размещение тех или иных типов оруденения, о связях месторождений различного типа с магматическими образованиями, структурном контроле оруденения, которые сохраняют свою актуальность и ныне.

Первые попытки металлогенического анализа Верхояно-Колымской области на основе современных мобилистских тектонических представлений были предприняты еще в 80-е годы [70, 104]. В 1996 г. В Госкомитете по геологии и недропользованию республики под редакцией Л.М. Парфенова составлена Металлогеническая карта республики масштаба 1:1500000, где в качестве основы была использована Геодинамическая карта республики того же масштаба [66]. В рамках международного проекта по тектонике и металлогении севера тихоокеанского обрамления составлен ряд обзорных металлогенических карт, которые охватывают в том числе и районы Восточной и Южной Якутии [99]. На этих картах выделены доаккреционные и постаккреционные металлогенические пояса, характеристика которых приведена в сопровождающей карты объяснительной записке. Необходимо обра-

тить внимание, что металлогенические пояса, фигурирующие на этих картах, в соответствии с определениями металлогенических единиц, которые были даны выше, соответствуют металлогеническим зонам. обстоятельная характеристика доаккреционной минерации Северо-Востока Азии, включая территорию Восточной Якутии, приведена в монографии В.И. Шпикермана [94].

Металлогенические единицы, выделяемые на территории республики, удобно подразделить на 3 группы: 1) металлогенические единицы, связанные с формированием фундамента Северо-Азиатского кратона, процессами осадконакопления и магматизма на кратоне; 2) металлогенические единицы, связанные с формированием Верхояно-Колымской орогенной области и 3) постаккреционные металлогенические единицы, связанные с геодинамическими процессами за пределами кратона и орогенной области и накладывающимся как на кратон, так и на орогенную область.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

В пределах Северо-Азиатского кратона на территории республики различаются доаккреционные металлогенические зоны, выделяемые в пределах некоторых раннедокембрийских террейнов Алдано-Станового щита, Каларо-Учурский металлогенический пояс раннепротерозойского возраста, связанный с коллизией террейнов и амальгамацией

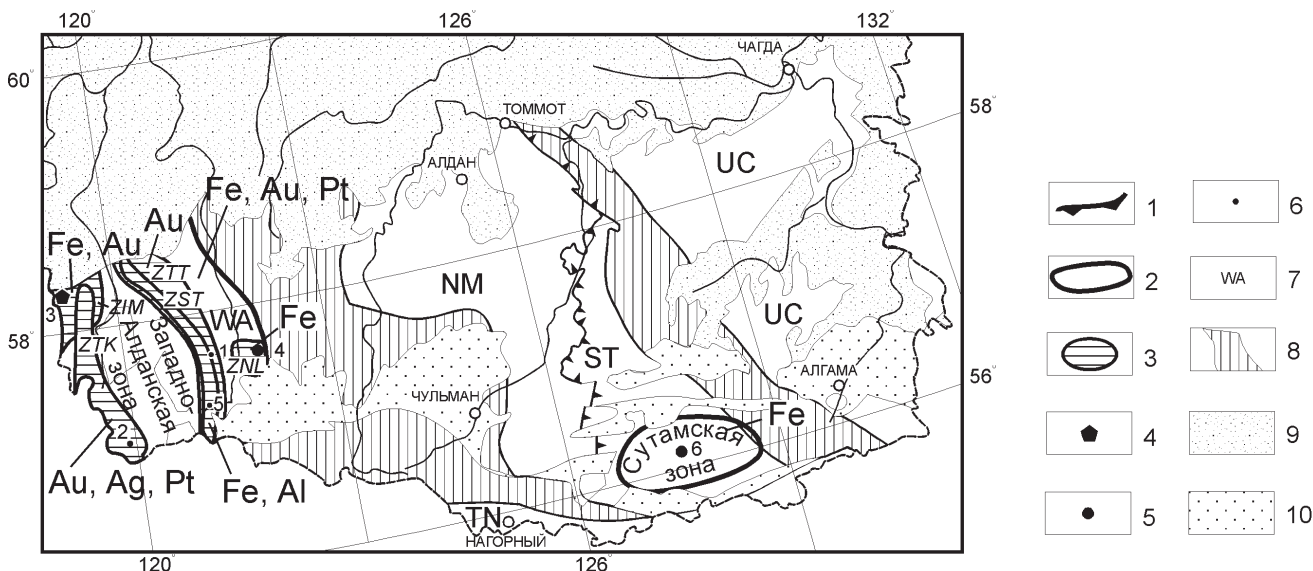


Рис. 2. Доаккреционные металлогенические зоны Алдано-Станового щита.

1 – граница металлогенического пояса; 2 – граница металлогенической зоны; 3 – рудный район, аббревиатурой обозначены районы: ZTT – Темулякит-Тунггурчинский, ZTK – Токко-Ханинский, ZIM – Имальский, ZNL – Нелюкинский, ZST – Соктокут-Тасмиелинский; 4 – крупные месторождения; 5 – месторождения; 6 – рудопроявления; 7 – террейны в раннедокембрийском фундаменте щита (WA – Западно-Алданский; NM – Нимырский, ST – Сутамский, UC – Учурский, TN – Тындинский); 8 – зоны тектонического меланжа; 9 – платформенный чехол; 10 – юрские впадины.

Месторождения и рудопроявления: 1 – Лемочи, 2 – Олондинское, 3 – Тарыннахское, 4 – Нелюкинское, 5 – Дагда, 6 – Олимпийское.

их в более крупную тектоническую единицу, Чара-Учурский постамальгамационный металлогенический пояс, связанный с внутриконтинентальным рифтогенезом конца раннего протерозоя, а также ряд металлогенических поясов различной геодинамической природы и возраста, возникших в период формирования платформенного чехла.

В пределах Алдано-Станового щита выделяются две доаккреционные металлогенические зоны (рис. 2).

Западно-Алданская металлогеническая зона располагается в пределах Западно-Алданского гранит-зеленокаменного террейна. Она характеризуется крупными месторождениями железа типа магнетитовых кварцитов и рудопроявлениями золота и платины в зеленокаменных поясах. В ее состав входят ряд рудных районов, большинство из которых выделенно Г.В. Бирюлькиным и др. на металлогенической карте Алданского щита масштаба 1:500000 (1990 г.): Ималькский (Тарыннахское месторождение железа и золота), Нелюкинский (Нелюкинское месторождение железа), Соктокутско-Тасмиелинский (месторождение железа и золота Дагда), Токко-Ханинский (рудопроявление золота и серебра Олодинское в зонах бластомилонитов и метасоматитов по основным и ультраосновным породам и платины в железистых кварцитах и амфибо-

литах), Темулякит-Тунгурчинский (рудопроявление золота Лемочи в зонах бластомилонитов по основным породам) [12, 71]. Тарыннахское месторождение железа подготовлено к промышленному освоению с запасами около 1000 млн тонн для открытой добычи [92].

Сутамская металлогеническая зона располагается на юге Центрально-Алданского гранулит-ортогнейсового террейна и характеризуется крупными месторождениями железа (Олимпийское) - магнетитовые кварциты, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами [12].

Каларо-Учурский коллизионный металлогенический пояс охватывает большую часть Алдано-Станового щита и несомненно продолжается к северу под платформенным чехлом (рис. 3). В его составе выделяется несколько металлогенических зон (Каларо-Становая, Амгино-Становая, Тыркандино-Становая), совпадающих с разделяющими террейны зонами тектонического меланжа и характеризующимися рудопроявлениями золота, серебра и свинца с протерозойским возрастом оруденения. В южной части пояса выделяется *Дес-Леглегерская металлогеническая зона* с крупными скарновыми месторождениями железа, которые группируются в Южно-Алданском (месторождения Таежное, Десовское) и Эмельджакском (месторождение Эмельд-

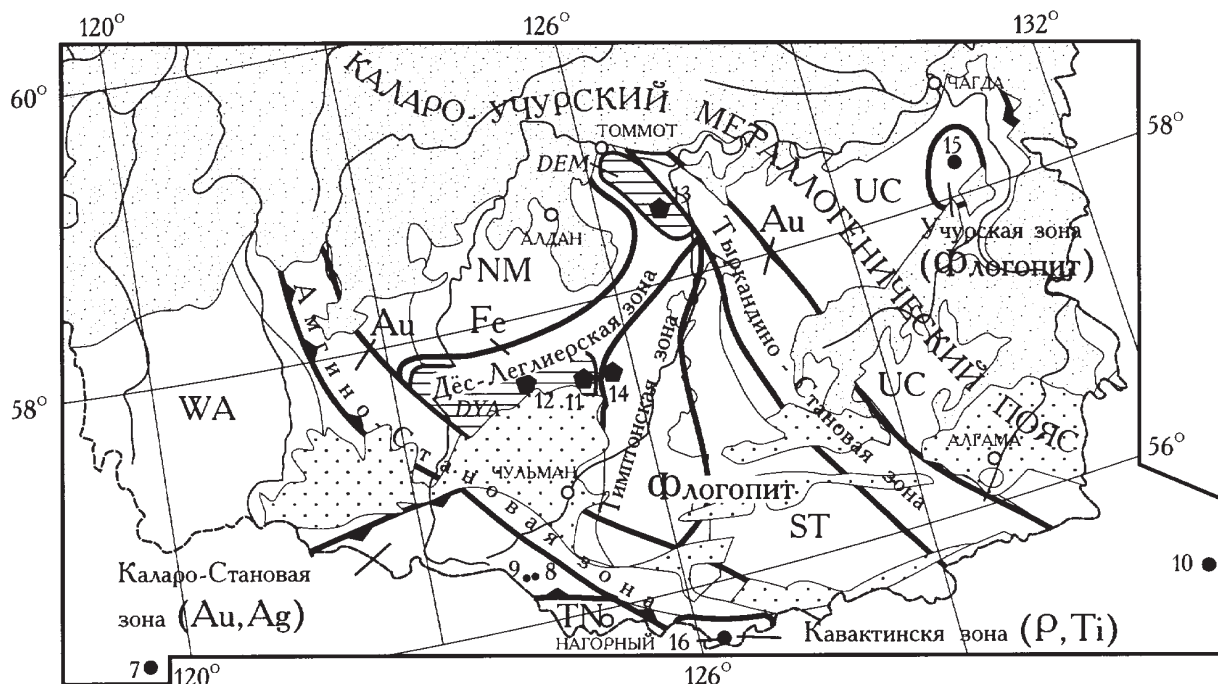


Рис. 3. Каларо-Учурский раннепротерозойский коллизионный металлогенический пояс Алдано-Станового щита.

Рудные районы: DYA – Южно-Алданский, DEM – Эмельджакский.

Месторождения и рудопроявления: 7 – Лебяное, 8 – Намарак, 9 – Правокабактанское, 10 – Колчеданный утес, 11 – Таежное, 12 – Десовское, 13 – Эмельджакское, 14 – Надежное, 15 – Мегюсканское, 16 – Кавактинское.

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 2.

жакское) рудных районах [12]. Суммарные запасы руды Таежного и Десовского месторождений для открытой добычи составляют 600 млн тонн [92]. В центральной и восточной части пояса располагаются металлогенические зоны с крупными, давно известными месторождениями флогопитовых скарнов: соответственно *Тимптонская зона* (месторождение Надежное) и *Учурская зона* (месторождение Мегюсканское) [6]. *Кавактинская металлогеническая зона* апатит-титановых вкрапленных руд в дифференцированных массивах основных и ультраосновных пород (месторождение Кавактинское) установлена в южной части Амгинской зоны тектонического меланжа [43].

Чара-Учурский постамагматический металлогенический пояс связан с рифтогенезом конца раннего протерозоя. Он протягивается через южные и центральные районы Алдано-Станового щита (рис. 4). В пределах территории республики в его составе выделяются: *Угуйско-Удоканская металлогеническая зона* медистых песчаников (рудопоявление Усуу) [31, 32], *Нимнырская металлогеническая зона* с крупным месторождением апатита и редкоземельных элементов в карбонатитовых массивах (Селигдар) [96], *Верхнеалданская металлогеническая зона* с месторождениями пьезокварца, которые группируются в Верхнеалданский (месторождение Перекатное) и Верхнетимптонский (месторождение

Бугарыкта) районы, и *Давангро-Налуракская металлогеническая зона* железных оолитовых руд (месторождение Атугейское) [12].

Чара-Учурский пояс протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона далеко за пределы территории республики. К востоку от территории республики в его состав входит Улканская металлогеническая зона, располагающаяся в пределах раннепротерозойского Улканского грабена и характеризующаяся редкоземельными рудопоявлениями в щелочных гранитах, рудопоявлениями урана, молибдена и золота в березитах [99]. Западным продолжением пояса является известное Удоканское месторождение медистых песчаников раннепротерозойского возраста [13, 47], редкометалльная и редкоземельная минерализация в Аkitканском вулcano-плутоническом поясе Северного Прибайкалья.

Лена-Анабарский металлогенический пояс, связанный с рудоаккумуляцией в кембрийско-ордовикских межбанковых лагунах, протягивается в долготном направлении через центральные районы Сибирской платформы (рис. 5). Он включает *Среднеленскую металлогеническую зону* со стратиформной позднекембрийско-ордовикской медной и полиметаллической минерализацией (рудопоявления Олдонское, Пилкинское) и *Прианабарскую метал-*

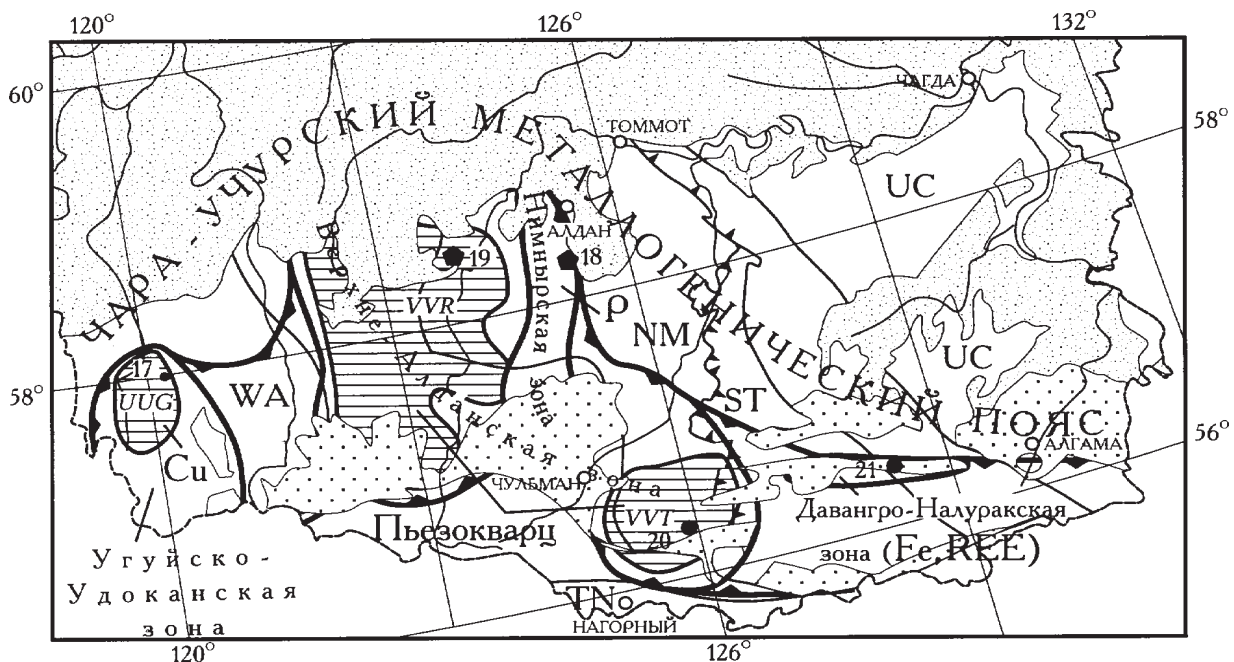


Рис. 4. Чара-Учурский металлогенический пояс, связанный с внутриконтинентальным рифтогенезом конца раннего протерозоя.

Рудные районы: UUG – Угуйский, VVR – Верхне-Алданский, VVT – Верхне-Тимптонский.

Месторождения и рудопоявления: 17 – Усуу, 18 – Селигдар, 19 – Перекатное, 20 – Бугарыкта, 21 – Атугейское.

Условные обозначения те же, что к рис. 2.

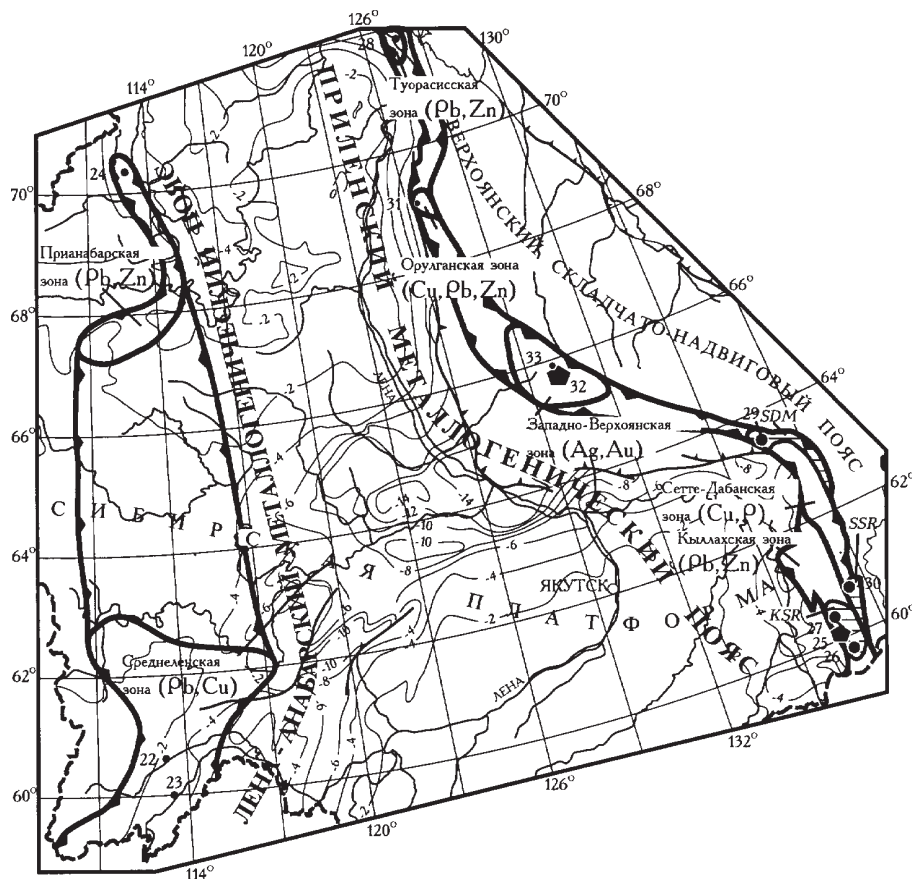


Рис. 5. Лена-Анабарский металлогенический пояс, связанный с рудонакоплением в позднекембрийских и ордовикских лагунах, и Приленский металлогенический пояс вендско-мезозойской пассивной континентальной окраины.

Рудные районы Приленского пояса: KSR – Сарданинский, SDM – Джалкан-Менкюленский, SSR – Сахаринский.

Месторождения и рудопроявления: 22 – Олдонское, 23 – Пилкинское, 24 – Куонамское, 25 – Сардана, 26 – Уруй, 27 – Перевальное, 28 – Менгэнилэр, 29 – Курпанджа, 30 – Горное озеро, 31 – Ага-Кукан, 32 – Мангазейское, 33 – Кысылтас.

Условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

логеническую зону с раннекембрийской стратиформной полиметаллической минерализацией (рудопроявление Куонамское) [27].

Приленский металлогенический пояс пассивной континентальной окраины венд-мезозойского возраста пространственно соответствует Верхоянскому складчато-надвиговому поясу и характеризуется разнообразной, преимущественно стратиформной минерализацией различного возраста (рис. 5). В южной части пояса выделяется *Кыллахская металлогеническая зона* с вендскими стратиформными Pb-Zn месторождениями в карбонатных породах (Сардана, Уруй, Перевальное) [19, 29, 30], а на севере – *Туорасиская металлогеническая зона* с нижнекембрийскими Pb-Zn рудопроявлениями сходного типа (Менгэнилэр) [58]. Наиболее крупным и лучше изученным является *месторождение Сардана*, представленное линзовидными телами мощностью до 50 м в доломитах. Руды галенит-сфалеритовые, содержат 2-10% свинца и цинка, при соотношении металлов 1:4 соответственно. Установлены примеси германия, кадмия и серебра.

Среднедевонско-раннекаменноугольный рифтогенез, осложнивший спокойное развитие пассивной континентальной окраины, привел к формированию *Сетте-Дабанской металлогенической зоны* со средне-позднедевонскими Cu рудопроявлениями

типа медистых песчаников и сланцев и самородной медью в базальтах (Курпанджа) [40, 49], а также с апатит-пирохлоровой минерализацией в щелочно-ультраосновных породах с карбонатитами (Горное Озеро) [96]. С рифтогенезом связана также расположенная севернее *Орулганская металлогеническая зона* со стратиформными позднедевонско-раннекаменноугольными Cu-полиметаллическими рудопроявлениями [54].

В центральной части металлогенического пояса выделяется *Западно-Верхоянская металлогеническая зона* с крупными стратифицированными Ag (Мангазейка) и жильными Ag-Au (Кысылтас) месторождениями и рудопроявлениями в обломочных породах карбона [45]. *Месторождение Мангазейка* представлено межпластовыми крутопадающими (40-80°) жилами, минерализованными зонами дробления и сериями сближенных жил. Фрейбергит – основной носитель серебра в рудах при подчиненном значении овихиита, диафорита, миаргирита, пираргирита, акантита, стефанита, кафильдита, самородного серебра и его интерметаллидов. Содержание Ag – 0,5-2,5 кг/т. Рудные тела деформированы в складки совместно с вмещающими их обломочными породами карбона [45].

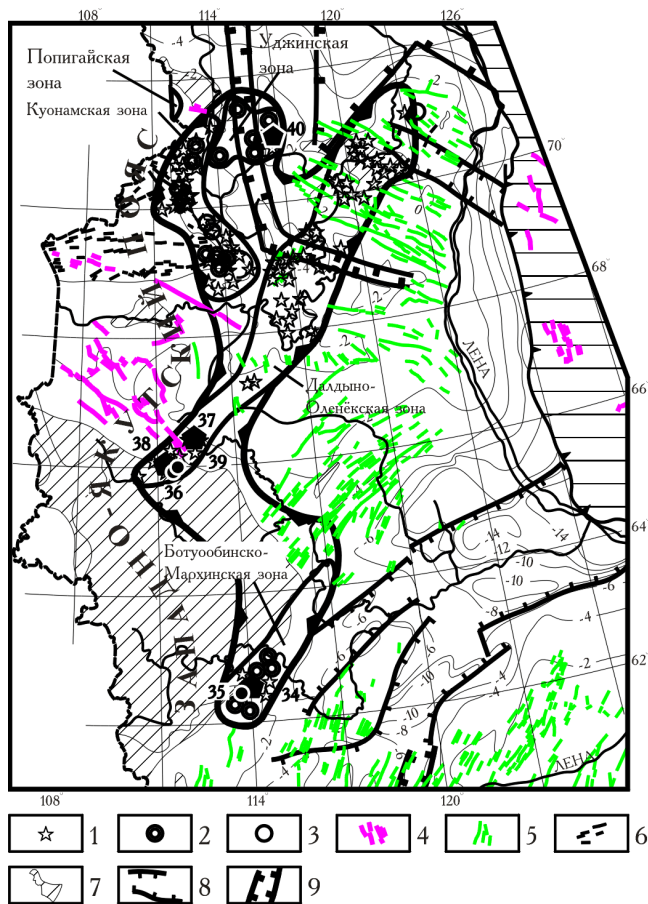


Рис. 6. Западно-Якутский пояс алмазоносных кимберлитов и щелочно-ультраосновных и основных пород.

1 – кимберлиты, 2 – ультраосновные щелочные породы и карбонаты, 3 – щелочные габбро и сиениты, 4 – раннетриасовые дайки и силлы, 5 – дайки преимущественно девонского возраста, 6 – рифейские дайки, 7 – поля раннетриасовых интрузивных траппов, 8 – девонские авлакогены, 9 – рифейские авлакогены.

Месторождения и рудопроявления: 34 – Мир, 35 – Интернациональная, 36 – Айхал, 37 – Удачная, 38 – Юбилейная, 39 – Сытыканская, 40 – Томтор.

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

Рудопроявление *Кысылтас* представлено пластовыми Ag-Pb рудными телами и секущими их Ag-Au жилами. Рудные минералы: галенит, серебродержащая блеклая руда, сульфосоли серебра, сфалерит, арсенопирит, золото. Средние содержания Ag – 500 г/т, Au – 3 г/т.

Западно-Якутский пояс алмазоносных кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатами протягивается в долготном направлении через центральные и северные районы Сибирской платформы (рис. 6). Он располагается вдоль поднятия фундамента платформы, которое существовало на протяжении большей части фанерозоя, и в месте окончания роев даек, связанных с девонским рифтогенезом. Как следует из рис. 6, интрузивные траппы,

сформированные на границе перми и триаса, не оказывают сколь-нибудь заметного влияния на размещение магматических образований Западно-Якутского пояса.

В пределах Западно-Якутского пояса известно около 1000 трубок, штоков, даек и жил, сложенных кимберлитами и родственными им породами, которые группируются в 25 полей [15]. По аналогии с рудными поясами эти поля объединены в зоны. В направлении с юга на север выделяются: *Ботуобинско-Мархинская зона* с алмазоносными кимберлитами преимущественно среднепалеозойского возраста (трубки Мир, Интернациональная) и *Дально-Оленекская зона* с алмазоносными кимберлитами преимущественно среднепалеозойского (трубки Айхал, Удачная, Юбилейная, Сытыканская) [88] и раннемезозойского возраста. Расположенная к северо-западу от них *Куонамская зона* включает кимберлиты преимущественно мезозойского возраста, в которых известны лишь единичные находки алмазов. Наряду с кимберлитами в этих зонах широко распространены трубки взрыва, штоки и дайки щелочных базальтоидов и карбонатитов близкого с кимберлитами возраста [57]. В крайней северной части Западно-Якутского пояса находится *Уджинская металлогеническая зона* с уникальным месторождением *Томтор-ниобий*, редкие земели и апатиты в коре выветривания щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов [64, 96].

Попига́йская металлогеническая зона миоценового возраста с импактными алмазами выделяется в пределах Попига́йской астроблемы [51], которая частично располагается на крайней северо-западной окраине территории республики.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Верхояно-Колымской орогенной области различаются доаккреционные металлогенические зоны, сформированные до аккреции террейнов с Сибирским континентом и выделяемые только в пределах террейнов, а также Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс, сформированный в результате столкновения Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном в конце поздней юры-неокоме, и Яна-Полусный субдукционный металлогенический пояс, сформированный в заключительную стадию коллизии в середине мелового периода (100-130 млн лет), в связи с закрытием небольшого бассейна с океанической корой в северной части Колымо-Омолонского супертеррейна и образованием западного изгиба Колымской структурной петли.

Доаккреционные металлогенические зоны Верхояно-Колымской области весьма разнообразны

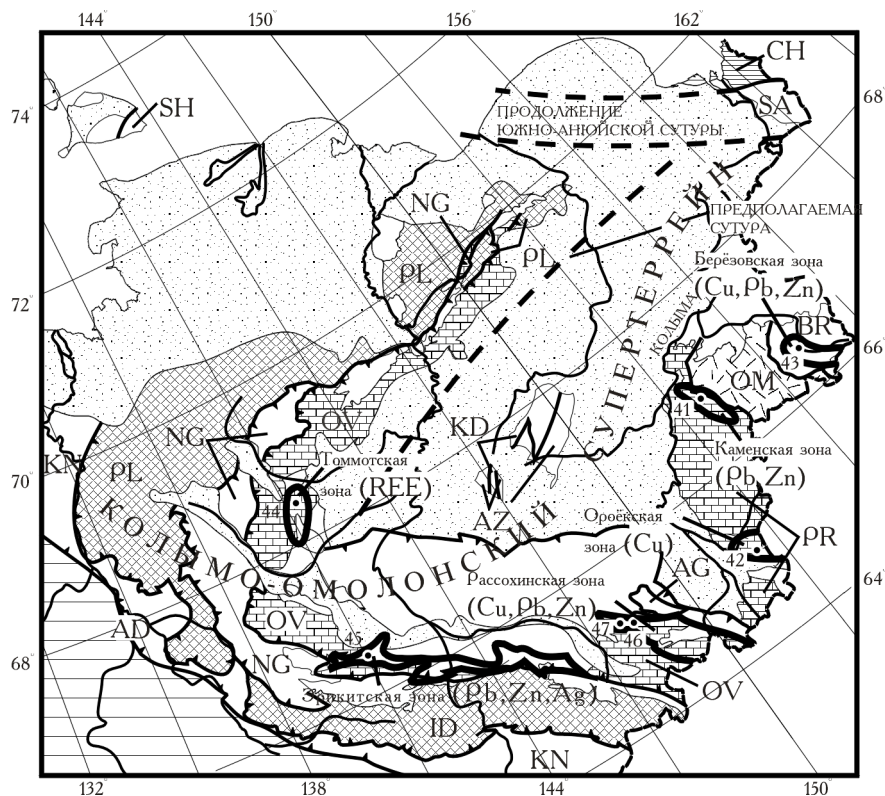


Рис. 7. Доаккреционные металлогенические зоны Верхояно-Колымской орогенной области.

Месторождения и рудопроявления: 41 – Таал, 42 – Орок, 43 – Негорелый, 44 – Томмотское, 45 – Хотойдох, 46 – Агынджа, 47 – Догор.

Условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

по характеру и природе оруденения, но представлены преимущественно рудопроявлениями (рис. 7). Обстоятельная их характеристика дана В.И. Шпикерманом [94]. *Каменская металлогеническая зона* со среднедевонской стратиформной Pb-Zn минерализацией в карбонатных породах, выделяющаяся в пределах Приколымского террейна, сформирована в связи с осадконакоплением на пассивной окраине континента (рудопроявление Таал) [26, 28]. *Орогская металлогеническая зона*, располагающаяся также в пределах Приколымского террейна, характеризуется стратиформной Cu минерализацией в вулканогенно-осадочной толще среднего-верхнего рифея, сформированной в процессе внутриконтинентального рифтогенеза (рудопроявление Орок) [94]. С проявлениями внутриконтинентального рифтогенеза связаны также *Березовская металлогеническая зона* с позднедевонской стратиформной колчеданно-полиметаллической минерализацией в вулканогенно-осадочных породах [94], которая выделяется в пределах Березовского террейна, и *Томмотская металлогеническая зона*, располагающаяся в западной части Омудевского террейна и характеризующаяся редкоземельным орудением в расслоенных щелочных габброидах среднепалеозойского возраста [77]. *Эриктская (Черско-Гармычанская по [94]) металлогеническая зона* массивных сульфидных Pb-Zn сереброносных руд типа Куроко приурочена к Уядинско-Ясачненскому позднеюрскому вулкани-

ческому поясу, расположенному на юго-западной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна (Рудопроявление Хотойдох) [16, 22, 33, 94]. *Рудопроявление Хотойдох* представлено сереброносной (100-200 г/т) колчеданно-барит-полиметаллической залежью мощностью около 4 м и протяженностью около 400 м.

Рассохинская металлогеническая зона стратиформного медного и колчеданно-полиметаллического оруденения в ордовикских вулканогенно-осадочных образованиях выделяется на северо-восточной окраине Омудевского террейна (рудопроявления Агынджа, Догор) [48, 55, 94]. На основании петрохимических особенностей базальтов (низкое содержание TiO_2 , высокое Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 и Rb) В.И. Шпикерман определяет природу вулканогенно-осадочных образований, с которыми ассоциируется оруденение, как тыловую зону островной дуги, но нельзя исключать, что эти образования характеризуют трансформный разлом на границе континент-океан.

Яно-Колымский коллизионный металлогенический пояс, протягивающийся в северо-западном направлении, охватывает западные и центральные районы Верхояно-Колымской орогенной области (рис. 8). В центральных районах области пояс включает Чибгалахскую и Сарычевскую металлогенические зоны, вытянутые вдоль Главного батолитового пояса, и расположенные к юго-западу и северо-

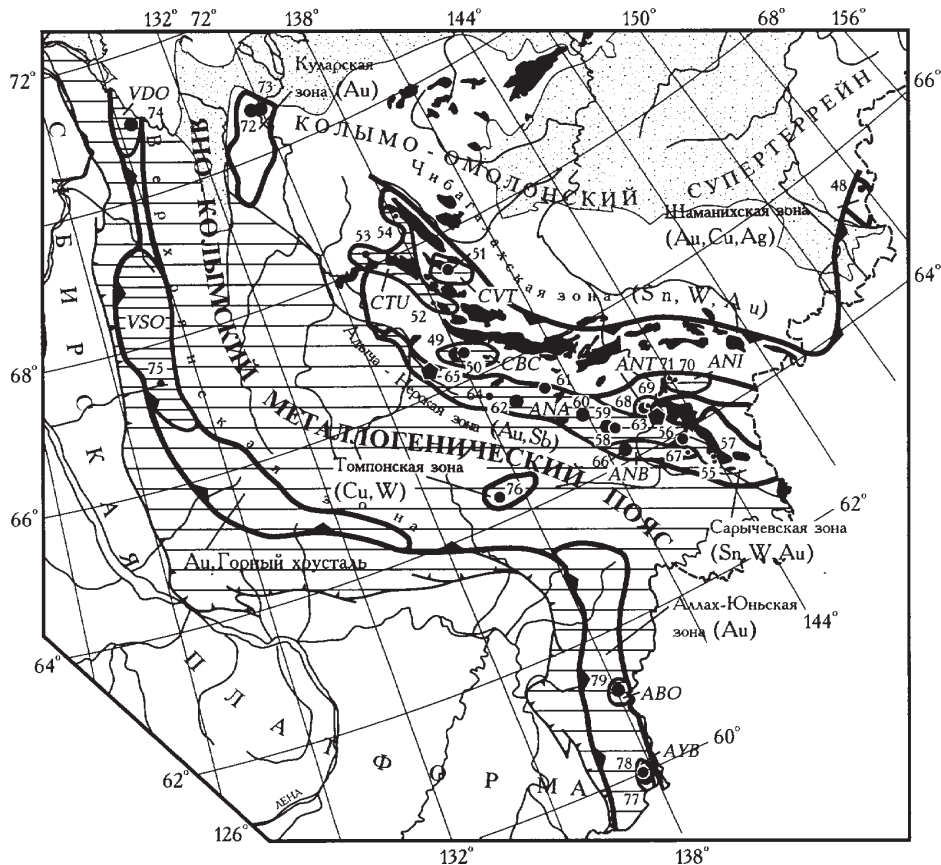


Рис. 8. Яно-Колымский позднеюрско-раннеэокомовый коллизийный металлогенический пояс.

Рудные районы: СВС – Бургавли-Чалбинский, CVT – Верхне-Тирехтяхский, STU – Туостяхский, ANA – Адыча-Тарынский, ANB – Бадранский, ANI – Туоратасский, ANI – Интахский, VDO – Дьяндинско-Охонскойский, VSO – Соболюхский, АУВ – Юрско-Бриндакитский, АВО – Булар-Ологолохский.

Месторождения и рудопроявления: 48 – Сохатино, 49 – Бургавлийское, 50 – Кере-Юряхское, 51 – Титовское, 52 – Алешкино, 53 – Неннели, 54 – Сахчан, 55 – Барыэллах-Центральный, 56 – Доррапиль, 57 – Эргеллях, 58 – Талалахское, 59 – Базовское, 60 – Жданное, 61 – Имтачан, 62 – Дарпир, 63 – Сарылах, 64 – Ган, 65 – Сентачан, 66 – Бадран, 67 – Якутское, 68 – Сохатино, 69 – Венера, 70 – Сох, 71 – Интах, 72 – Емельяновское, 73 – Кыллахское, 74 – Дьяндинское, 75 – Касалин, 76 – Агылки, 77 – Юр, 78 – Некур, 79 – Булар.

Условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

ро-западу от них соответственно Адыча-Нерскую и Куларскую металлогенические зоны. На западе области пояс представлен Верхоянской, Томпонской и Алла-Юньской металлогеническими зонами, которые протягиваются вдоль западной окраины Верхоянского складчато-надвигового пояса. Самостоятельное положение в составе пояса занимает Шаманская металлогеническая зона на севере Приколымского террейна.

Чибалахская металлогеническая зона характеризуется Sn-W (месторождения Бургавлийское, Кере-Юряхское) и В-Sn (месторождение Титовское) оруденением [60, 80, 83], а также Au-редкометалльными рудопроявлениями [93].

Кере-Юряхское Sn месторождение расположено в апикальной части гранитного массива и представлено грейзенами, жилами и штокверками, сложенными кварцем, мусковитом, турмалином, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом и карбонатами. Отмечаются сфалерит, халькопирит, галенит и минералы висмута.

Титовское месторождение приурочено к контакту гранитов с известняками и доломитами силура. Представлено приконтактовыми и пластовыми залежами, секущими телами, сложенными ранними зональными магнезиальными скарнами и поздними котоит-суанит-флогопитовыми скарнами с олово-

носными магнетитом (до 0,4% Sn), людвицитом (до 1% Sn) и вонсенитом (0,23% Sn).

Сарычевская металлогеническая зона представлена Sn полиметаллическими жилами (рудопроявление Барыэллах - Центральный) и Au-редкометалльным оруденением (рудопроявление Эргеллях) [73].

Адыча-Нерская металлогеническая зона охватывает центральный и юго-восточный секторы Кулар-Нерского сланцевого пояса и смежную узкую полосу Верхоянского складчато-надвигового пояса. Большую часть зоны занимает Адыча-Тарынский рудный район, вытянутый на 500 км вдоль Адыча-Тарынского разлома. Профилирующими для района являются крупные золото-сурьмяные месторождения (Сарылах, Сентачан). *Месторождение Сарылах* представлено кварц-антимонитовым плитообразным телом протяженностью около 700 м, которое располагается в зоне Адыча-Тарынского разлома [9, 38]. Висячий бок рудного тела представлен полосчатым чугуноподобным антимонитом. Вмещающие верхнетриасовые обломочные породы интенсивно березитизированы и содержат золото. В рудах преобладают кварц и антимонит, менее распространены анкерит, гидрослюда, пирит, арсенопирит, бертьерит и аурустибит. Самородное золото мелкое, высокой пробы, образует кристаллы и кол-

ломорфные порошковатые агрегаты - продукты распада аурустибита. Au/Ag отношение в рудах - 15:1.

Для Адыча-Тарынского рудного района не менее характерны жильные Au месторождения в обломочных породах триаса, представленные эшелонированными седловидными жилами кварца (месторождения Талалах, Жданное, Дарпир), сочетанием седловидных и секущих кварцевых жил (месторождение Базовское) [73]. Месторождение Талалах представлено эшелонированными субпластовыми кварцевыми жилами и реже минерализованными зонами дробления, которые располагаются в обломочных породах верхнего триаса. Золото ассоциируется с галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, бурнонитом и буланжеритом.

В пределах Адыча-Нерской металлогенической зоны выделяются еще три относительно небольших рудных района с золоторудными кварцевыми жилами в обломочных породах верхнего триаса: Бадранский район (месторождение Бадран), Туора-Тасский район (месторождение Сохатиное, рудопоявление Венера), Интахский район (рудопоявление Сох, Интах). Наиболее крупным является *месторождение Бадран*, представленное плитообразными кварцевыми жилами и зонами дробления мощностью до 15 м, которые приурочены к плоскости надвига. Рудные тела сложены кварцем, кальцитом и доломитом, рудные минералы: пирит, гетит, арсенопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, золото; отмечаются халькопирит, антимонит, бурнонит, антимонит [2, 5]. В Бадранском районе известно также золоторудное Mo-Cu порфиоровое *месторождение Якутское*, расположенное в штоке гипабиссальных гранитов. Штокверки с пирротин-халькопирит-молибденитовой минерализацией размещены в апикальных эндоконтактах гранитоидов. В дистальных минерализованных зонах среди роговиков сосредоточены Au-Ag диккит-кварцевые жилы и линзы Ag-полиметаллических руд. Самородное золото ассоциирует с пирритом, арсенопиритом, галенитом, фаматинитом и сульфосолями висмута.

Куларская металлогеническая зона, расположенная на северо-западном окончании Кулар-Нерского сланцевого пояса, включает метаморфогенные и гидротермальные золото-кварцевые жилы в зеленосланцевых тонкообломочных пермских и триасовых породах (месторождения Емельяновское, Кыллахское) [37, 85]. Оруденение контролируется продольными надвигами. Преобладают рудные тела, согласные с вмещающими породами. Минеральный состав руд: кварц (до 99%), пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото.

Верхоянская металлогеническая зона, протягивающаяся узкой полосой вдоль западной окраи-

ны северного и центрального секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса представлена метаморфогенными хрусталеносными (проявление Касалин) и Au-кварцевыми жилами, которые приурочены к участкам повышенного метаморфизма (до зеленосланцевой фации) обломочных пород карбона и перми в кульминациях наиболее крупных антиклинорий [1, 37, 87]. Характерным является *Дьяндинское Au месторождение* на севере металлогенической зоны. Главным морфологическим типом рудных тел являются согласные с залеганием вмещающих пород жилы, осложненные секущими прожилками, в местах сгущения которых отмечаются штокверкоподобные залежи в пластах песчаников. Рудные тела сложены кварцем и карбонатами (98-99%); рудные минералы: пирит, золото, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит и арсенопирит.

Томпонская металлогеническая зона, расположенная к востоку от южного окончания Верхоянской зоны, представлена золотоносными Cu-W скарнами месторождения Агылки [82], и хрусталеносными жилами.

Аллах-Юньская металлогеническая зона выделяется на западной окраине южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Как и расположенная севернее Верхоянская зона, она характеризуется метаморфогенными золото-кварцевыми жилами (месторождения Юр, Некур, Булар) [8, 25, 44, 84, 86], которые представлены многоярусными внутри- и межпластовыми телами в замках и, реже, на крыльях мелких складок. Известны рудные тела плитообразной формы, приуроченные к трещинам растяжения в пластах песчаников. Мощность рудных тел достигает 3-4 м, протяженность - до первых километров. Вещественный состав рудных тел аналогичен метаморфогенным месторождениям Верхоянской металлогенической зоны.

Яна-Полосный субдукционный среднемоловый металлогенический пояс протягивается в субширотном направлении через северные районы Верхояно-Колымской орогенной области и, по-видимому, продолжается к востоку в пределы Чукотки. На территории республики пояс пространственно совпадает с Северным батолитовым поясом и поперечными поясами гранитоидов (рис. 9). Яна-Полосный пояс отличается большим разнообразием оруденения и крупными месторождениями олова, вольфрама, полиметаллов, месторождениями и рудопоявлениями золота, меди, молибдена и др.

Пояс состоит из нескольких металлогенических зон, которые сменяют друг друга вдоль его простирания. *Яна-Адычанская металлогеническая зона* располагается на западном окончании пояса, и охватывает район распространения поперечных по-

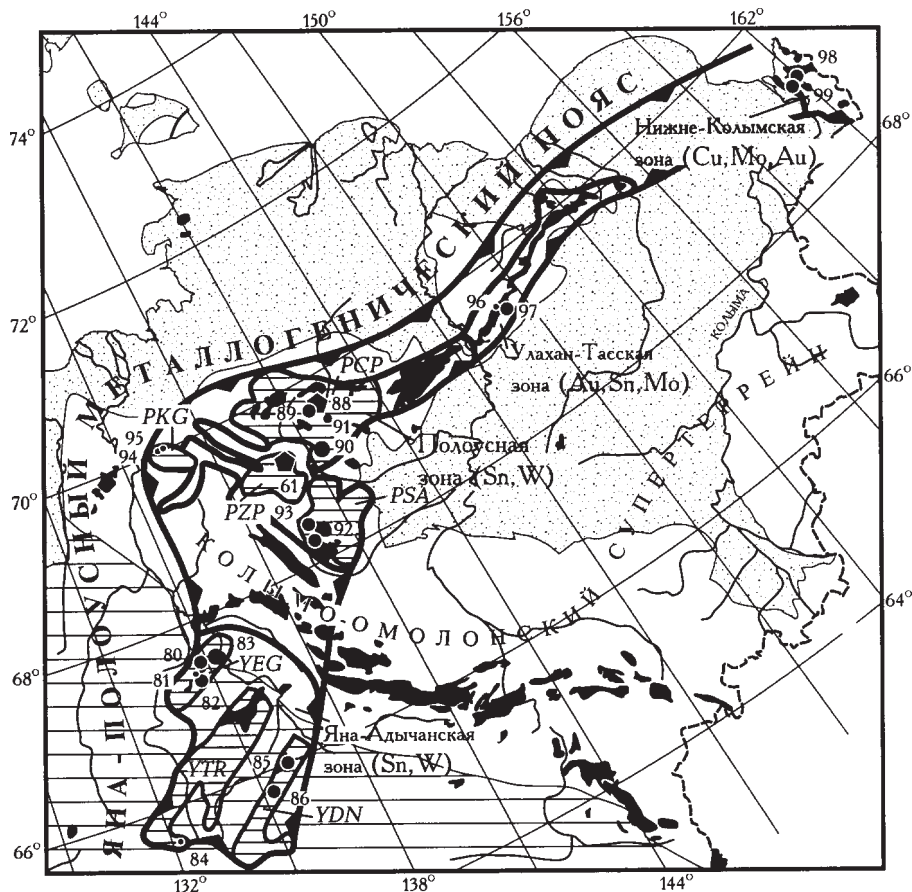


Рис. 9. Яно-Полоусный средне-меловой субдукционный металлогенический пояс.

Рудные районы: YEG – Эге-Хайский, YTR – Тирехтяхский, YDN – Дербек-Нельгесинский, PZP – Западно-Полоусный, PCP – Центрально-Полоусный, PSA – Сячанский, PKG – Куйгинский.

Месторождения и рудопроявления: 80 – Эгехайское, 81 – Хонорское, 82 – Кестерское, 83 – Черногорское, 84 – Аномальное, 85 – Илентасское, 86 – Бургочанское, 87 – Депутатское, 88 – Одинокое, 89 – Полярное, 90 – Эгекит, 91 – Северное, 92 – Чыбагалахское, 93 – Пожарское, 94 – Мамянджа, 95 – Марья-хая, 96 – Кандидатское, 97 – Тугучакское, 98 – Водораздельное, 99 – Скип.

Условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

ясов гранитоидов. В ее составе выделяются Эгехайский, Тирехтяхский и Дербек-Нельгесинский рудные районы, каждый из которых соответствует поперечному поясу гранитоидов того же названия. Характерны комплексные Sn, Sn-W и полиметаллические месторождения, представленные жилами, минерализованными зонами дробления, штокверками и залежами в кровле гранитных plutонов (Эгехайское, Илентасское, Бургочанское, Кестерское) [20, 83, 95]. Типичным является *Илентасское Sn-W месторождение*, расположенное в экзоконтакте массива гранитоидов в обломочных породах триаса. Месторождение представлено минерализованными зонами дробления, жилами и штокверками. Минеральный состав руд: кварц, турмалин, пирротин, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, галенит, сфалерит и карбонаты, отмечаются минералы висмута, серебра, теллура и золота. Среднее содержание олова 1,25%, запасы около 40 тыс. тонн.

Полоусная металлогеническая зона располагается к востоку от Яна-Адычанской зоны и включает Западно-Полоусный и Центрально-Полоусный рудные районы, определяющие металлогеническую специализацию зоны, которые соответствуют западному и центральному участкам Северного бато-

литового пояса. Для Полоусной зоны характерны Sn месторождения касситерит-силикатно-сульфидного состава и Sn-W грейзены, в их числе крупнейшее в России Депутатское Sn месторождение и крупное Sn-W месторождение Одинокое, месторождение Полярное.

Депутатское месторождение является частью рудного узла, в пределах которого устанавливается три этапа оруденения: золото-редкометалльные грейзены, касситерит-силикатно-сульфидные руды и сереброносные галенит-сфалеритовые тела. Оловорудное месторождение занимает основную площадь рудного узла, сложенного пологозалегающей верхнеюрской песчано-сланцевой толщей. Оно представлено минерализованными зонами дробления, жилами и штокверками в надинтрузивной части нескрытого эрозией массива меловых биотитовых гранитов. Рудные тела сложены дорудными кварц-турмалин-хлоритовыми метасоматитами, продуктивными касситерит-кварц-флюоритовыми, сульфидными, сульфидно-карбонатными и пострудными гипс-кальцитовыми образованиями. Они сопровождаются свитами дорудных, внутрирудных и пострудных даек кислого и среднего состава. Грейзены раннего этапа вскрыты на глубоких горизонтах рудного узла и приурочены к крутопадающим тектоническим зонам в куполовидных высту-

пах нескрытого гранитного массива, а сереброносные тела позднего этапа полукольцом окружают рудный узел [83].

Одинокое месторождение приурочено к штоку меловых редкометалльных литий-фтористых лейкогранитов, которые прорывают пологозалегающую верхнеюрскую песчано-сланцевую толщу. Месторождение представлено прикупольной залежью оловоносных кварц-топаз-сидерофиллитовых грейзенов [89].

Полярное месторождение представлено оловоносными топаз-циннвальдит-кварцевыми грейзенами в штоке редкометалльных лейкогранитов и пологими кварцевыми жилами с Sn-W-Mo оруденением в биотитовых гранитах. Месторождение небольшое, но с ним связана крупная Sn-W россыпь, которая в настоящее время отработана [89].

В южной части Полоусной металлогенической зоны выделяется Сычанский рудный район с В-Sn и Au скарнами (месторождение Чыбагалахское, рудопроявление Пожарское), а в северной части зоны - Куйгинский рудный район с порфировыми Cu-Mo-Au рудопроявлениями (Мамянджа, Марья-Хая).

Улахан-Тасская металлогеническая зона соответствует восточному окончанию Северного батолитового пояса. Для нее характерны Au-редкометалльные (Кандидатское), Mo (Тугучан) и Sn месторождения и рудопроявления в виде скарнов, жил и грейзенов в гранитоидах [7].

На восточном продолжении Яна-Полоусного металлогенического пояса на границе республики выделяется *Нижне-Колымская металлогеническая зона* с небольшими порфировыми Cu-Mo месторождениями (Водораздельное) и Au-Ag месторождениями (Скип).

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

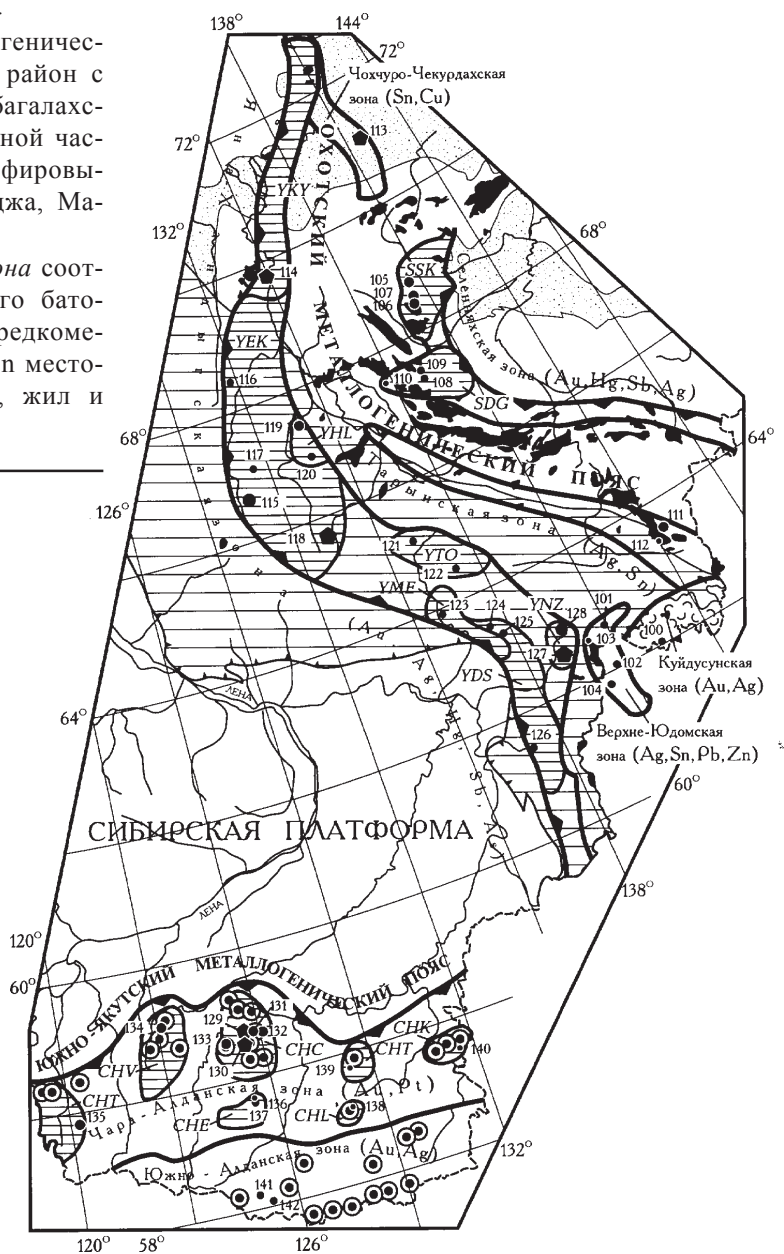
К данной группе относятся два металлогенических пояса: Охотский альб-позднемелового возраста и Южно-Якутский юрско-раннемелового возраста, которые оба связаны с процессами за пределами территории республики и накладываются как на окраину Северо-Азиатского кратона, так и на Верхояно-Колымскую орогенную область.

Рис. 10. Постаккреционные Охотский альб-позднемеловой и Южно-Якутский юрско-раннемеловой металлогенические пояса.

Рудные районы Охотского пояса: SSK – Сакындинский, SDG – Дагдинский, YKY – Кючусский, YEK – Эчечу-Билляхский, YHL – Халтысинский, YTO – Томпонский, YME – Менкюленский, YDS – Сетте-Дабанский, YNZ – Нежданнинский. *Рудные районы Южно-Якутского пояса:* СНС – Центрально-Алданский, СНВ – Верхне-Амгинский, СHT – Верхне-Токинский, СНЕ – Эвотинский, СНЛ – Ломамский, СHT – Тыркандинский, СНК – Кет-Капский.

Месторождения и рудопроявления: 100 – Атунджа, 101 – Хоронское, 102 – Хаардахское, 103 – Кутинское (Зарница), 104 – Джатонское, 105 – Гал-Хая, 106 – Пологое, 107 – Арбат, 108 – Догдинское, 109 – Кыра, 110 – Кысылга, 111 – Купольное, 112 – Дичек, 113 – Чурпунья, 114 – Кючус, 115 – Звездочка, 116 – Мугурус, 117 – Бетюген, 118 – Прогноз, 119 – Биллях, 120 – Маган-Хая, 121 – Эрлан, 122 – Хачакчан, 123 – Хохсалах, 124 – Сендучен, 125 – Хамамыт, 126 – Светлое, 127 – Нежданинское, 128 – Верхне-Менкеченское, 129 – Куранах, 130 – Лебединый, 131 – Рябиновое, 132 – Лунное, 133 – Инагли, 134 – Хатырхай, 135 – Угуйское, 136 – Кур, 137 – Притрассовое, 138 – Эхюнда, 139 – Майское, 140 – Чайдах, 141 – Холодникан, 142 – Скобельцинское.

Условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.



Охотский субдукционный металлогенический пояс связан с активной континентальной окраиной, выраженной Охотско-Чукотским альб-позднемеловым вулcano-плутоническим поясом. Металлогенический пояс охватывает не только Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс, но и огромные площади в тыловой зоне активной континентальной окраины (рис. 10). Металлогенические зоны, выделяющиеся в составе пояса на территории республики, соответствуют тыловой зоне активной континентальной окраины. На западной окраине Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса в пределах территории Республики выделяются две небольшие металлогенические зоны, располагающиеся примерно параллельно ограничению вулcano-плутонического пояса: *Куйдусунская металлогеническая зона* золотосеребряных эпитеpmальных жил (рудопоявление Агунджа) и *Верхне-Юдомская металлогеническая зона* с минерализованными зонами дробления с умеренно сульфидной олово-силикатной минерализацией (рудопоявления Хоронское, Хаардахское) и сереброносными олово-полиметаллическими жилами (рудопоявления Кутинское, Джатонское) [18, 81, 95].

Для Охотского металлогенического пояса в пределах территории республики примечательны поперечные линейные металлогенические зоны, ориентированные под углом к простиранию Охотско-Чукотского пояса и протягивающиеся от него на расстояние до 1500 км в северо-западном и северном направлениях. Для этих зон характерно эпитеpmальное Au-Hg, Au-Sb, Ag-полиметаллическое, As, Sb и Hg оруденение позднемелового возраста, синхронное с формированием Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. В направлении с юго-востока на северо-запад при удалении от Охотско-Чукотского пояса мышьяковое оруденение сменяется сурьмяным и затем ртутным. Поперечные металлогенические зоны в целом вписываются в сформированные ранее тектонические структуры региона. Это позволяет думать, что их формирование происходило вдоль ослабленных зон, наиболее проницаемых для рудоносных растворов.

Яна-Хандыгская металлогеническая зона, наиболее протяженная из поперечных зон, выделяется в западной части Охотского металлогенического пояса. Она включает ряд рудных районов, сменяющих друг друга в направлении с юга на север. В южной ее части выделяется Сетте-Дабанский район с As-Sb минерализацией в карбонатных палеозойских породах (рудопоявления Сендучен, Хамамыт) и Au-Hg рудопоявлениями в карбонатных породах (Светлое). К северо-востоку от Сетте-Дабанского района выделяется Нежданский рудный район, в пределах которого располагаются крупнейшие в

республике Нежданское Au (Ag) месторождение [14, 24] и Верхне-Менкеченское Ag-полиметаллическое месторождение [39].

Нежданское месторождение, расположенное в пермских обломочных породах, представлено крутыми долготными минерализованными зонами дробления протяженностью до 10 км и мощностью до 30 м. Характерны разноориентированные оперяющие жилы протяженностью до 600 м и мощностью до 3 м. Рудные тела существенно кварцевые содержат арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, сульфoантимониты свинца и серебра. Средние содержания золота в рудах - 4,5 г/т, серебра - 50 г/т.

Менкюленский рудный район, располагающийся к северу от Сетте-Дабанского района, характеризуется прожилково-вкрапленным Au-Sb оруденением в палеозойских карбонатных породах (рудопоявление Хохсалах). Севернее выделяется Томпонский рудный район с Ag оруденением (рудопоявление Хачакчан) и прожилково-вкрапленным Hg оруденением в обломочных породах (рудопоявление Эрлан). *Рудопоявление Хачакчан* представлено жилами, секущими складчатые структуры. Минеральный состав руд: галенит, сульфосоли серебра и свинца, блеклая руда, аргентит, самородное ртутное серебро.

Екюччу-Билляхский рудный район располагается в центральной части Яна-Хандыгской металлогенической зоны. Для него характерны жильные месторождения ртути (Звездочка) и прожилково-вкрапленная сурьмяная (рудопоявление Мугурус) и Au-Sb минерализация (рудопоявление Бетюген). *Месторождение Звездочка* представлено мощной минерализованной зоной дробления, которая трансирует сброс, пересекающий свод антиклинали, сложенной песчаниками нижнего триаса [52]. Жильные рудные тела приурочены к висячему крылу зоны дробления. Главные минералы: киноварь, метациннабарит и самородная ртуть, ассоциирующиеся с диккитом и халцедоновидным кварцем. Отмечаются пирит, марказит, арсенопирит, антимонит и реальгар. Околорудные изменения выражены окварцеванием и обширной диккитизацией [10].

В южной части района располагается крупное Ag-полиметаллическое *месторождение Прогноз*, представленное субширотными минерализованными зонами дробления и жилами протяженностью до 4 км. Рудные зоны сложены сидерит-полисульфидной, ритмично-зональной сидерит-галенит-сфалеритовой и кварц-полиметаллически-серебро-сульфосольной (фрейбергит, пираргирит, миаргирит, акантит, овихиит) ассоциациями. Средние содержания Ag - 300-400 г/т, в отдельных пробах до 18 кг/т.

Халтысинский рудный район, примыкающий с востока к Екюччу-Билляхскому району, включает прожилково-вкрапленные Au-Sb месторождения (Биллях) и рудопроявления (Маган-Хая).

Кючуский рудный район располагается на северном окончании Яна-Хандыгской металлогенической зоны и характеризуется Au-Sb-Hg оруденением. В его пределах располагается крупное *месторождение золота Кючус*. Месторождение представлено вкрапленной Au-сульфидной минерализацией в известковистых обломочных породах триаса и объединяет несколько сближенных секущих минерализованных зон дробления. Промышленными рудами являются березиты, содержащие тонковкрапленные метакристаллы высокозолотоносных пирита и арсенопирита. С джаспероидными антимонит-кварцевыми брекчиями ассоциирует самородное золото, амальгама золота, швацит, киноварь, реальгар и аурипигмент [4].

Тарынская металлогеническая зона, располагающаяся в центральной части Охотского металлогенического пояса вдоль зоны Адыча-Тарынского разлома, характеризуется Ag и Ag-Sn полиметаллическими месторождениями (Купольное) и рудопроявлениями (Дичек). *Месторождение Купольное* представлено жилами и минерализованными зонами дробления протяженностью до 1300 м и мощностью до нескольких метров, которые пересекают контакт гранитов и вмещающих граниты верхнетриасовых обломочных пород. Минеральный состав руд: кварц, манганосидерит, галенит, сульфосоли олова и серебра. Содержания серебра в рудных столбах 560-2700 г/т [79].

Рудопроявление Дичек представлено жилами и минерализованными зонами дробления мощностью до 1 м и протяженностью до 150 м в субвулканических дацитах раннемелового возраста. Рудные тела сложены кварцем, сурьмянистым арсенопиритом, фрейбергитом, пираргиритом, миаргиритом, серебром, антимонитом, бертьеритом и сурьмой и сопровождаются кварц-серицитовыми и адуляровыми метасоматитами. Содержание серебра в бонанцах - до 20000 г/т [23].

Селеняхская металлогеническая зона протягивается вдоль северо-восточной окраины Охотского металлогенического пояса в пределах Омудевского террейна, сложенного преимущественно карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя. Зона характеризуется Au-Sb-Hg и Hg оруденением. В составе зоны выделяются Сакынджинский и Догдинский рудные районы. Сакынджинский район представляет северное окончание металлогенической зоны и характеризуется вкрапленным Au, Hg и Sb оруденением в джаспероидах и карбонатных породах (месторождения Гал-Хая, Пологое, Арбат)

[21, 62, 75]. *Месторождение Гал-Хая* располагается в висячем крыле надвига, по которому карбонатные породы среднего палеозоя налегают на юрские обломочные породы. Рудное тело брекчированных золотоносных джаспероидов располагается на контакте моноклинально залегающих известняков с граптолитовыми известковыми сланцами силура. Характерны линзовидные тела кальцит-флюорит-киноварных брекчий с примесью реальгара, аурипигмента и галхаита. Показательна высокая битуминозность руд и геохимически значимые аномалии таллия.

Догдинский рудный район, располагающийся южнее, характеризуется, в основном, вкрапленной Hg минерализацией, которая накладывается на верхнеюрские вулканические породы Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса (рудопроявления Догдинское, Кыра), а также Au-Ag рудопроявлениями (Кысылга). *Рудопроявление Кысылга* расположено среди ороговикованных юрских терригенных пород и представлено минерализованными зонами дробления мощностью до 2,5 м и протяженностью до 300 м. В жильном кварце руд наблюдается вкрапленность сульфидов (1%), из которых главными являются арсенопирит, пирит, фрейбергит, пираргирит и низкопробное золото. Распределение золота бонанцевое. Золотоносные тела секут касситерит-турмалин-арсенопирит-кварцевые жилы [93].

Чохчуро-Чекурдахская металлогеническая зона выделяется в северной части Охотского металлогенического пояса в пределах поперечного пояса гранитоидов того же названия, сформированного в условиях растяжения. Зона характеризуется Sn, полиметаллическим и Sb оруденением. В ее пределах известно крупное *Чурпуньинское Sn-Cu месторождение*, приуроченное к вулканоплутонической постройке позднемелового возраста. Оно представлено кварц-касситерит-сульфидными жилами, а на глубоких горизонтах - вкрапленным Cu-Sn оруденением. Оруденению предшествовал интенсивный кварц-турмалиновый метасоматоз и внедрение даек риолитов. Основные разведанные запасы рудных жил (около 75%) сосредоточены в жиле-лидере (РТ-1) [61].

Южно-Якутский металлогенический пояс располагается в пределах тыловой зоны юрско-раннемеловой активной окраины Сибирского континента, характеризующейся широким проявлением щелочного и субщелочного магматизма (см.рис. 9). На территории республики представлен лишь относительно небольшой фрагмент грандиозного металлогенического пояса, который протягивается на 3000 км от побережья Охотского моря в Центральную Монголию и был сформирован в связи с активными мезозойскими магматическими процессами по северному обрамлению Монголо-Охотского

орогенного пояса при закрытии существовавшего на его месте океана. В пределах территории республики в составе пояса выделяются две широтные металлогенические зоны: Чара-Алданская зона, охватывающая большую его северную площадь, и располагающаяся южнее, вдоль южной границы республики, Южно-Алданская зона (см.рис. 10).

Чара-Алданская металлогеническая зона характеризуется связанными с юрско-раннемеловым субщелочным и щелочным магматизмом Au пластовыми залежами, жилами и минерализованными зонами. В ее составе выделяется ряд рудных районов, которые отчетливо совпадают с ареалами мезозойского субщелочного и щелочного магматизма, представленного массивами, штоками и силлами сиенитов, в том числе щелочных, монзонитов, граносиенитов, щелочных габброидов, их вулканическими аналогами, а также зональными щелочно-ультраосновными массивами. Наиболее изучен Центрально-Алданский рудный район, в пределах которого известны Au месторождения различного типа [17, 41].

Месторождение Кураных, являющееся наиболее крупным, представлено преимущественно пластовыми залежами в коре выветривания и карстовых полостях на границе полого залегающих карбонатных пород кембрия и перекрывающих их континентальных юрских обломочных отложений. Руды окисленные: лимонит, кварц, гидрослюда, Au, Zn, Bi, V, Cu, Co.

Месторождение Лебедино представлено жилами и пластовыми залежами в карбонатных породах кембрия и венда. Минеральные типы руд: анкерит-пирит-кварцевый, гематит-пирит-кварцевый, пирит-кварцевый, кварц-полисульфидный. Среди рудных минералов преобладают пирит, пирротин, халькопирит, галенит, гематит. Наряду с Au, характерны высокие содержания Ag, Bi, Mo и Cu.

Месторождение Рябиновое расположено в массиве щелочных сменитов и представлено прожилково-вкрапленными рудами, Au-пиритовыми, Au-полисульфидными с кварцем, молибденит-кварцевыми, галенит-кварцевыми и кварцевыми.

Месторождение Лунное приурочено к протяженным зонам дробления и метасоматоза в породах раннекембрийского кристаллического фундамента. Руды калишпат-пирит-анкеритовые, калишпат-пирит-доломитовые, калишпат-кальцитовые.

В Центрально-Алданском рудном районе в Au россыпях известны находки платиновых минералов. Предполагается, что источником платины являются известные здесь щелочно-ультраосновные зональные массивы мезозойского возраста, в которых химическими анализами отмечается платиновая минерализация (Инагли) [42, 63].

Верхне-Амгинский рудный район выделяется условно. Здесь известны Au россыпи (Хатырхай и др.) и Au минерализация, подобная таковой Центрально-Алданского района. Верхне-Токкинский район, расположенный в западной части металлогенической зоны, характеризуется Au минерализованными зонами дробления, окварцевания и лимонитизации в протерозойских песчаниках с As, Bi и Ag (месторождение Угуйское). Эвотинский рудный район располагается к югу от Центрально-Алданского района. Здесь известны Au кварц-пиритовые и кварц-лимонитовые жилы в гидротермально измененных раннекембрийских кристаллических породах (рудопроявления Кур, Притрассовое). Ломамский рудный район характеризуется Au кварцевыми и кварц-лимонитовыми, обычно с анкеритом и сульфидами, жилами и субгоризонтальными залежами в кембрийских доломитах (рудопроявление Эхюнда), а также жилами в кристаллических породах и мезозойских магматических породах. В Тюркандинском рудном районе известны Au минерализованные зоны с кварцем, пиритом, халькопиритом, галенитом и шеелитом, располагающиеся в кристаллическом фундаменте (рудопроявление Майское). Кет-Капский рудный район на восточной окраине металлогенической зоны включает Au залежи и жилы в карбонатных кембрийских отложениях (рудопроявления Чайдах, Улахан). Руды кварц-лимонитовые, Au кварцевые и гематит-кварцевые. Наряду с Au, отмечаются Pb, As, Cu, Zn и Ag.

Южно-Алданская металлогеническая зона характеризуется Au, Au-Ag, Au редкометалльной (W, Mo, Sn, Hg, Sb) и Au полиметаллической минерализацией в кристаллических породах раннекембрийского фундамента, связанной с мезозойскими плутонами гранодиоритов и штоками монзонитов и диоритов (рудопроявления Холодникан, Скобельцинское).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогеническое районирование заключается в выделении металлогенических поясов, а в их пределах - металлогенических зон, рудных районов, месторождений и рудопроявлений, сформированных в определенной геодинамической обстановке. Успех металлогенического районирования и металлогенического анализа в целом определяется тем, насколько правильно мы понимаем тектонические структуры орогенных поясов, кратонов и геодинамику их формирования. Основой металлогенического анализа в наше время являются современные модели развития литосферы, разработанные в рамках концепции тектоники литосферных плит.

Данная работа является одним из первых опытов подобного исследования, выполненного на примере обширной по своим размерам и разнородной по своему геологическому строению территории Республики Саха (Якутия). Объем и геодинамическая природа выделенных и охарактеризованных в пределах Северо-Азиатского кратона и Верхояно-Колымской орогенной области металлогенических единиц несомненно будут уточняться и в дальнейшем могут претерпеть изменения. Публикацией данной статьи мы хотим привлечь внимание читателей к данной проблеме и будем благодарны за любые конструктивные критические замечания и предложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амузинский В.А. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория//Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1975. С. 121-153.
2. Амузинский В.А., Борщевский Ю.А., Федчук В.Я., Медведовская Н.И. Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран//Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. С. 91-103.
3. Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхояно-Черской провинции// Отечественная геология. 1997. № 9-10. С. 24-28.
4. Амузинский В.А., Москвитин С.Г., Павлова А.А. Твердый раствор предельной концентрации ртути в самородном золоте//Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии, 1992. С. 50-64.
5. Анисимова Г.С. Минералогические критерии локального прогнозирования золотого оруденения на основе топоминералогического картирования Бадранского рудного поля//Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск, 1993. С. 49-53.
6. Архипов Ю.В. (ред.). Геология СССР. Т. XVIII, Якутская АССР, Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979. 411 с.
7. Бахарев Г.А., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас. Якутия: ЯФ АН СО СССР, 1988. 198 с.
8. Белозерцева Н.В., Кокин А.В., Силичев М.К. Основные принципы прогнозирования и оценки золотого оруденения в терригенных толщах//Геол. методы поисков и разведки месторождений метал. полезн. ископаемых: Экспресс информация ВНИИ экон. минер. сырья и геологоразвед. работ/ВИЭМС. 1987. Вып. 2. С. 7-12.
9. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 295 с.
10. Бергер В.И. Ртуть//Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1986. С. 386-410.
11. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи: Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 67-130.
12. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.И., Ермолаев Б.А., Титов В.К., Балашова З.Н. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 339 с.
13. Богданов Ю.В., Апольский О.П. Геодинамическая модель формирования Олекмо-Витимской меденосной провинции//Геология руд. месторождений. 1988. № 3. С. 66-74.
14. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота// Геология руд. месторождений. 1998. № 2. С. 137-156.
15. Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А. Возраст кимберлитовых магматитов - основа прогнозирования алмазоносности территорий// Отеч. геология. 1997. № 9. С. 20-24.
16. Бычок Б.Г., Попов Л.Н. Хотойдохское колчеданно-полиметаллическое месторождение//Разведка и охрана недр. 1975. № 6. С. 7-9
17. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии// Отеч. геология. 1997. № 1. С. 16-24.
18. Волкодав И.Г. Субвулканическое Хаардахское месторождение касситерит - силикатной формации// Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск, 1978. С. 5-34.
19. Волкодав И.Г., Горбунов А.И., Механошин В.Ф. Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии//Разведка и охрана недр. 1976. № 10. С. 6-10.
20. Воронцова Л.А., Патык-Кара Н.Г. Некоторые вопросы структурной позиции и оловосносности Хонорского рудного узла//Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 226-231.
21. Галкин М.А. Ртутная формация Якутии//Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1969. С. 302-308.
22. Гамянин Г.Н. Барит-полиметаллическая формация Восточной Якутии//Новые данные по геологии рудных м-ний Восточной Якутии. Якутск, 1978. С. 56-71.
23. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Близповерхностное оруденение Восточной Якутии//Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 82-89.
24. Гамянин Г.И., Силичев М.И., Горячев И.А., Белозерцева Н.В. Полиформационная золоторудное месторождение//Геология руд. месторождений. 1985. № 5. С. 86-89.
25. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Кухтинский Г.Г., Недосекин Ю.Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 214 с.
26. Давыдов Ю.В. Рудовмещающие ископаемые фациальные системы стратиформных свинцово-цинковых месторождений//Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 70-76.
27. Давыдов Ю.И. Закономерности размещения медного оруденения в верхнекембрийских отложениях средней Лены//Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. Якутск, 1995. С. 6-17.

28. Давыдов Ю.В. Металлогенические этапы формирования стратиформного оруденения Якутии (свинец, цинк, медь)//Отеч. геология. 1997. № 9. С. 12-15.
29. Давыдов Ю.В., Галямов А.Л., Чиряев А.Г., Волкодав И.Г., Мишнин В.М., Старников А.И. Эволюция и закономерности распространения стратиформного оруденения свинца, цинка и меди в осадочных толщах Якутии //Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М., 1984. С. 165-173.
30. Давыдов Ю.В., Костин А.В. О стратиформном полиметаллическом оруденении Юго-Восточной Якутии// Стратиформные рудные месторождения. М., 1987. С. 120-126.
31. Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г. Меденосность нижнепротерозойских отложений Угуйского грабена (Южная Якутия)//Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 18-28.
32. Давыдов Ю.В., Чиряев А.Г., Костин А.В., Соболев А.Е. Стратиформное оруденение Якутии//Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 5-24.
33. Данилов В.Г., Гедько М.И., Шумов В.В. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох//Изв. Вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 67-72.
34. Еловских В.В. Принципы металлогенического районирования Якутии//Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972. С. 240-244.
35. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 236 с.
36. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
37. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
38. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 230 с.
39. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
40. Иогансон А.К. Геологическая строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения Якутии//Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 87-98.
41. Казаринов А.И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений Куранахского типа//Золоторудные формации Дальнего Востока. М., 1969. С.125-135.
42. Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лескова Н.В. Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана/Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, 1991. С.111-135.
43. Кислый А.В., Утробин Д.В. Геологическое строение и минералогия Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии// Отеч. геология. 1994. № 9. С. 47-54.
44. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю., Щитова В.И., Жидков С.Н., Слезко В.А. Факторы локализации стратиформного золото кварцевого оруденения// Геология руд. месторождений. 1988. № 5. С. 59-69.
45. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В., Ганеев А.Ш., Лобанов С.П. Серебряная провинция Западного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 155 с.
46. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Вотях О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
47. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 248 с.
48. Кропачев А.П., Коновалов А.Л., Федорова Н.П. Медное оруденение на северо-западе Омудевского поднятия//Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 98-110.
49. Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В., Толстых А.Н., Шлейкин П.Д. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона// Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 74-87.
50. Маршинцев В.К., Кырбасова Т.П. Минерально-сырьевая база Якутской алмазонасной провинции//Наука и образование. 1997. № 1. С. 56-59.
51. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигаийский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975. 124 с.
52. Масленников В.В. Условия локализации сурьмяно-ртутного оруденения Северного Верхоянья//Сов. геология. 1977. № 5. С. 115-125.
53. Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., 1958. С. 169-240.
54. Мельников В.Д., Израилев Л.М. О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегаантиклитория// Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 101-104.
55. Мерзляков В.М., Шпикерман В.И. Стратиформная рудоносность Омудевского поднятия// Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 67-72.
56. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
57. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В., Штех Г.И., Адамов С.Д., Брахфогель Ф.Ф., Голубева Т.В., Зимин Л.А. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 98.
58. Натапов Л.М. Стратиформные свинцово-цинковые руды в низовьях Лены// Геология руд. месторождений 1981. № 2. С. 125-129.
59. Наумов Г.Г. Минерально-сырьевые ресурсы цветных и редких металлов Якутии: Состояние и перспективы// Наука и образование. 1997. № 1. С. 68-74.
60. Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотский складчатой области. М.: Наука, 1966. 379 с.
61. Некрасов И.Я., Покровский В.К. Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоусного и Приморской низменности//Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973. С. 178-199.

62. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии//Геология и генезис эндоген. руд. формаций Сибири. М., 1972. С. 53-64.
63. Округин А.В. Платиноносные месторождения Якутии// Наука и образование. 1997. № 1. С. 109-116.
64. Орлов А.Н. Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов// Отеч. геология. 1994. № 8. С. 63-68.
65. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
66. Парфенов Л.М. (ред.). Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий м-ба 1:1500000. Якутск: ГУБК, 1994. 12 л.
67. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии// Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32-43.
68. Парфенов Л.М. Тектоническая эволюция земной коры Якутии// Наука и образование. №1. 1997. С. 36-41.
69. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии// Тихоокеан. геология. 1998. № 3. С. 3-13.
70. Парфенов Л.М., Трунилина В.А., Гамянин Г.Н., Яковлев Я.В. Геодинамика, магматизм и металлогения Верхояно-Колымских мезозойд// Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV: Металлогения Сибири. М., 1988. С. 179-188.
71. Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита// Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 148-161.
72. Рожков И.С. (гл. редактор) Принципы составления минерагенических карт территории Якутской АССР. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1962. 95 с.
73. Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н., Кухтинский Ю.Г., Соловьев В.И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М.: Наука, 1971. 238 с.
74. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
75. Суплецов В.М. Вкрапленные месторождения золота невадийского типа в карбонатных породах Селенняхского Кряжа//Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Материалы конф. Якутск, 1997. Т. III. С. 34-38.
76. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Позднемезозойские продольные и поперечные пояса гранитоидов северо-востока Якутии// Наука и образование. 1997. № 1. С. 50-55
77. Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.В., Орлов Ю.С., Зайцев А.И. Среднепалеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхояно-Колымских мезозойд и его тектоническая позиция// Геология и геофизика. 1996. № 4. С. 71-82.
78. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Ляликов А.В. Проблема возраста иенгрской серии Алданского щита// Докл. АН СССР. 1976. Т. 281, № 1. С. 169-172.
79. Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле// Отеч. геология. 1994. № 8. С. 17-24.
80. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 283 с.
81. Флеров Б.Л. Оловополиметаллическое оруденение юго-востока Якутии//Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 6-21.
82. Флеров Б.Л., Бичус Б.Я., Кростень В.И. Скарновое медно-вольфрамовое месторождение// Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, 1974. С. 41-64.
83. Флёрв Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
84. Фридовский В.Ю. Структурные особенности Юрско-Бриндакитского рудного узла// Внутривузовский сборник. Региональная геология Якутии. Якутск, 1995. С. 80-86.
85. Фридовский В.Ю. Деформация и оруденение Куларского сегмента Кулар-Нерского сланцевого пояса (Восточная Якутия)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 64-71.
86. Фридовский В.Ю. Классификация структур рудных полей и месторождений золота Восточной Якутии// Наука и образование. 1997. № 1. С. 169-175.
87. Фридовский В.Ю. Золотоносные структуры Верхояно-Черского коллизионного орогенного пояса// Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 61-65.
88. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.
89. Холмогоров А.И. Оловоносные грейзены Северо-Востока Якутии (Элементарные рудно-магматические системы)//Оловоносные магматические и рудные формации Восточной Якутии. Якутск, 1989. С. 44-56.
90. Черский Н.В. Богатства недр Якутии. Изд. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1971. 276 с.
91. Шатский Н.С. (отв. редактор) Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 532 с.
92. Шишигин П.Р., Ян-Жин-Шин В.А., Ситников В.С., Иванов Г.С., Ковалев Л.Н., Кошляк В.С., Наумов Г.Г. Минерально-сырьевые ресурсы - основа развития экономики Республики Саха (Якутия)// Отеч. геология. 1994. № 8. С. 3-9.
93. Шошин В.В., Вишневский А.Г. Оловянное оруденение одного из рудных узлов северо-востока Якутии и взаимоотношения его с золотым и сурьмяным оруденением. //Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 72-79.
94. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-востока Азии. Магадан: изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
95. Шур В.И. Атлас структур рудных полей Якутии. М.: Недра, 1985. 154 с.

- 96.Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А., Ненашев Н.И., Маршинцев В.К., О.А. Тян. Карбонатиты Якутии (вещественный состав, минералогия). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1991. 240 с.
- 97.Layer P.W., Newberry R., Parfenov L.M., Trunilina V., Bakharev A., Fujita K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia (in press).
- 98.Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Brew D.A., Plafker J. Metallogenesis and tectonics of porphyry copper and molybdenum (gold, silver), and granitoid-hosted gold deposits of Alaska//Porphyry deposits of the Northwestern Cordillera. Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum, Special Volume 46. 1995. P. 103-141.
- 99.Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Dawson K.N., Eremin R.A., Ratkin V.V., Shpikerman V.I., Goryachev N.A. et al. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-161. 2 sheets. Scale 1:5000000. 5 sheets. Scale 1:10000000. 1997.
- 100.Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets, scale 1: 5000000; 2 sheets, scale 1:10000000.
- 101.Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific (in press).
- 102.Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate-tectonics// Tectonophysics. 1991. V. 139 P. 319-342.
- 103.Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia. 1992 Proceedings of International Conference on Arctic Margins. Anchorage, Alaska. USA, 1994. P. 183-188.
- 104.Parfenov L.M. Tectonics and regional metallogeny of the Verkhoyansk-Kolyma region. //The geology and mineral deposits of the Russian Far East. Anchorage, Alaska. Alaska Miners Association. 1995. P. 61-84.
- 105.Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V. Terranes and Accretionary history of the Transbaikalian orogenic belts//International Geology Review. 1996. V. 37. P. 736-751.
- 106.Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in Northeast Asia// The Island Arc. 1993. V.2. P. 35-54.
- 107.Sawkins F.J. Metal deposits in relation to plate tectonics. Second edition, Springer-Verlag, 1990. 461 p.

Поступила в редакцию 11 декабря 1998 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

L.M.Parfenov, V.G.Vetluzhskikh, G.N.Gamyarin, Yu.V.Davydov, A.V.Deikunenko, A.V.Kostin, V.M.Nikitin, A.V.Prokopyev, A.P.Smelov, V.M.Supletsov, V.F.Timofeyev, V.Yu.Fridovsky, A.I.Kholmogorov, Ya.V.Yakovlev

Metallogenic zonation of the territory of Sakha Republic

A base for metallogenic zonation is discrimination of a metallogenic belt that incorporates all deposits and ore shows formed in a specific geodynamic environment, such as island-arc, active continental margin, passive continental margin, sedimentary basin of a certain type, rift, continental block collision, etc. The belts stretch for thousands of kilometers attaining a width of hundreds of kilometers, and are marked by a particular time of formation. They are distinguished by metallogenic zones, ore districts, deposits, and ore shows. The metallogenic units of the eastern part of the Siberian Platform and Verkhoyano-Kolyma orogenic area have been characterized. Metallogenic zones and finer units have been defined in the basement of the Platform and in a collage of terranes of the Verkhoyano-Kolyma orogenic area. Metallogenic belts of these assemblages can only be deduced from paleotectonic reconstructions, which is a subject of further investigations.

**ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ И РАЗЛОМНО-БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ****С.И.Шерман, К.Ж.Семинский, А.В.Черемных***Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск*

На базе геолого-структурного картирования и обобщения материалов составлена мелкомасштабная схема деструктивных зон литосферы (ДЗЛ) мира и более крупномасштабные схемы деструктивных зон Центральной Азии и сопредельных регионов с разными режимами геодинамического развития. Показано, что структурную основу ДЗЛ образуют разломы и разломно-блоковые структуры. Их формирование происходит закономерно и отвечает нелинейному закону, связывающему средние размеры блоков $L_{\text{бл}}$ или длины разломов L_p с количеством их индивидуумов $N_{\text{бл.р.}}$ нелинейной зависимостью $L=A / N^c$. Установлено, что тип напряженного состояния предопределяет структуризацию процесса деструкции. ДЗЛ Центральной Азии – как производные глубинной геодинамики Земли – можно использовать и как инструмент для оценки интенсивности глубинных геодинамических процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Исходя из современных моделей глубинной геодинамики Земли [8, 9, 16, 17, 25, 26, 37, 38], конвекционные потоки в верхней мантии и ее астеносферном слое являются основным энергетическим источником, обеспечивающим напряженное состояние и деструкцию литосферы. Подчиняясь структуре конвекционных потоков, аномально высокие напряжения возникают в больших объемах литосферы и охватывают громадные площади на поверхности Земли. Закономерной реакцией напряженных в течение длительного времени объемов литосферы является их разрушение с образованием деструктивных зон литосферы (ДЗЛ). В объем этого понятия входят области континентальной и океанической литосферы, характеризующиеся повышенной раздробленностью, интенсивным напряженным состоянием и современной сейсмичностью [31].

ДЗЛ развиваются на межплитных и межблоковых границах, охватывая и области их динамического влияния на близлежащих внутриплитных пространствах. Реже ДЗЛ образуют узкие линейные зоны, секущие складчатые комплексы. Границы ДЗЛ четко определяются при мелкомасштабном и становятся менее контрастными - при крупномасштабном картировании [31]. Более глубокие исследования показывают, что базовая структура ДЗЛ формируется за счет сгущения разломов и (или) разломно-блоковых структур. При этом последовательность деструкции литосферы, формы и размеры отдельностей и популяций разломов в их пределах определяются геодинамическими режимами. Целью проведенного исследования было изучение на структурно-геологическом уровне с применением количественных методов анализа об-

щих пространственных и временных закономерностей разрушения литосферы Центральной Азии и, прежде всего в тех ее регионах, которые развиваются в разных геодинамических обстановках.

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЗЛ И РАЗЛОМНО-
БЛОКОВЫХ СТРУКТУР**

Степень деструкции литосферы определяется интенсивностью ее разрушения трещинами и разноранговыми разломами, что приводит к формированию блоков самых различных иерархических уровней. Наиболее низкий иерархический уровень дробления коры хорошо фиксируется в обнажениях, где можно наблюдать “хаотическую” трещиноватость, а в ряде случаев и четкие системы трещин, разбивающие коренные выходы горных пород на отдельности - блоки. Такому виду деструкции подвержены практически все горные породы, слагающие верхнюю часть земной коры. Для выделения ДЗЛ того или иного масштабного уровня необходимо задаться определенной относительной степенью деструкции. Совершенно естественно, что относительная степень деструкции в обнажениях горных пород и на больших площадях континентов должна оцениваться различными единицами измерения. Для мелкомасштабной карты мира подобной единицей измерения может быть разлом длиной более 5 километров как минимум, или блок с такими же минимальными поперечными размерами.

В настоящее время нет карт разломов и разломно-блоковых структур, построенных в едином методическом ключе для всего мира. Однако с пространственным положением разломов и местами их пересечений тесно коррелируют эпицентральный поля землетрясений. Распределение последних на

земном шаре достаточно полно изучено за последние 50 лет, в том числе инструментальными методами [44]. Принимая во внимание тесную связь формирования и активизации разломов и сейсмичности, нами за базовую основу построения мелкомасштабной карты ДЗЛ были взяты данные о плотности эпицентров землетрясений с магнитудой более 4 за последние 50 лет [34]. Было принято, что более высокая плотность эпицентров коррелирует с относительно более высокой степенью деструкции (рис. 1).

Для последовательного прослеживания особенностей деструкции и более детального изучения ее закономерностей территория исследований уменьшалась, а масштаб укрупнялся. Для обширных континентальных провинций степень деструкции оценивалась по картам разломов и разломно-блоковых структур. Карты разломно-блоковых структур высших рангов составлялись по усовершенствованной методике. В соответствии с ней разлом - межблоковая граница - рассматривался как самостоятельное объемное призматическое тело, ширина которого соответствовала зоне активного динамического влияния разлома (рис. 2) [32]. Крупномасштабное картирование в областях динамического влияния разломов и внутриблоковых пространствах позволило выявить детали разломной и блоковой делимости литосферы на различных иерархических уровнях.

Особое место в методике уделялось математическому анализу параметров разломов и блоков. Для оценки закономерностей нарушения литосферы разломами разных иерархических уровней вычислялись длины разломов L_p и их количество N_p и определялась зависимость [30]:

$$L_p = f(N_p). \quad (1)$$

Для оценки закономерностей блоковой делимости литосферы в соответствии с [19, 20] определялись средние поперечные размеры блоков:

$$L_{\text{бл}} = \sqrt{S_{\text{бл}}}, \quad (2)$$

где $S_{\text{бл}}$ - площадь блока. В последующем после набора статистических данных определялась зависимость:

$$L_{\text{бл}} = f(N_{\text{бл}}), \quad (3)$$

где $N_{\text{бл}}$ - количество изученных блоков. Зависимости (1) и (3), выраженные в единых линейных единицах измерения упростили их математические сопоставления как между собой, так и с другими характеристиками "кусковатости" [19], а точнее, блоковой делимости литосферы.

Для полноты количественной характеристики закономерностей разломообразования и блоковой делимости, выяснения структурной организации процесса деструкции литосферы проводился фрактальный анализ разломной тектоники по общепринятому стандарту:

$$D_p = \frac{\lg N}{\lg R}, \quad (4)$$

где D_p - фрактальная размерность разломов, N - их количество, R - размеры пикселей.

Для выяснения влияния типа напряженного состояния литосферы на закономерности деструкции в пределах изучаемой территории Центральной Азии были выбраны тектонотипы регионов с преобладающим растяжением литосферы (Байкальская рифтовая зона) и преобладающими сдвиговыми деформациями (разлом Айлао-Шань-Красная река, разделяющий Индо-Китайский и Южно-Китайский блоки литосферы). Авторы статьи в течение ряда лет проводили детальные работы по изучению разломной тектоники в этих районах, что позволило исследовать искомые закономерности в широком объеме иерархического диапазона разломов и блоков.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ДЕСТРУКТИВНЫХ ЗОН ЛИТОСФЕРЫ

На рис.1 приведена схема современных деструктивных зон литосферы высшего иерархического уровня. Из схемы видно, что ДЗЛ охватывают территории, более широкие, чем межплитные границы, т.е. частично распространяются и на обширные внутриплитные пространства. ДЗЛ классифицируются на этой схеме на сосредоточенные, длина которых в плане существенно превышает ширину, и рассредоточенные, имеющие практически изометричную форму. Наиболее яркими примерами последних являются деструктивные зоны Центральной Азии, изучению разломно-блоковой структуры которых посвящена большая часть проведенного исследования.

Анализ представленной на рис.1 схемы, а также более крупномасштабных структурных схем отдельных регионов Центральной Азии (рис.2) свидетельствует о том, что определяющей особенностью внутреннего строения рассредоточенных и сосредоточенных ДЗЛ является дискретность проявлений геологических и геофизических полей. Во-первых, она выражается в присутствии внутри формирующихся в едином геодинамическом режиме деструктивных зон отдельных участков, существенно отличающихся типом напряженно-деформированного состояния. Так, для Гималайской деструктивной зоны (см. рис.2), наряду с господствующей здесь обстановкой сжатия, характерно наличие протяженных областей сдвига и, судя по данным некоторых исследователей [42], даже растяжения литосферы. Характер пространственно-временных взаимоотношений различных динамических обстановок в пределах ДЗЛ определяется особенностями упруго-вязкого деформирования субстрата под действием приложенных к литосфере внешних тектонических сил.

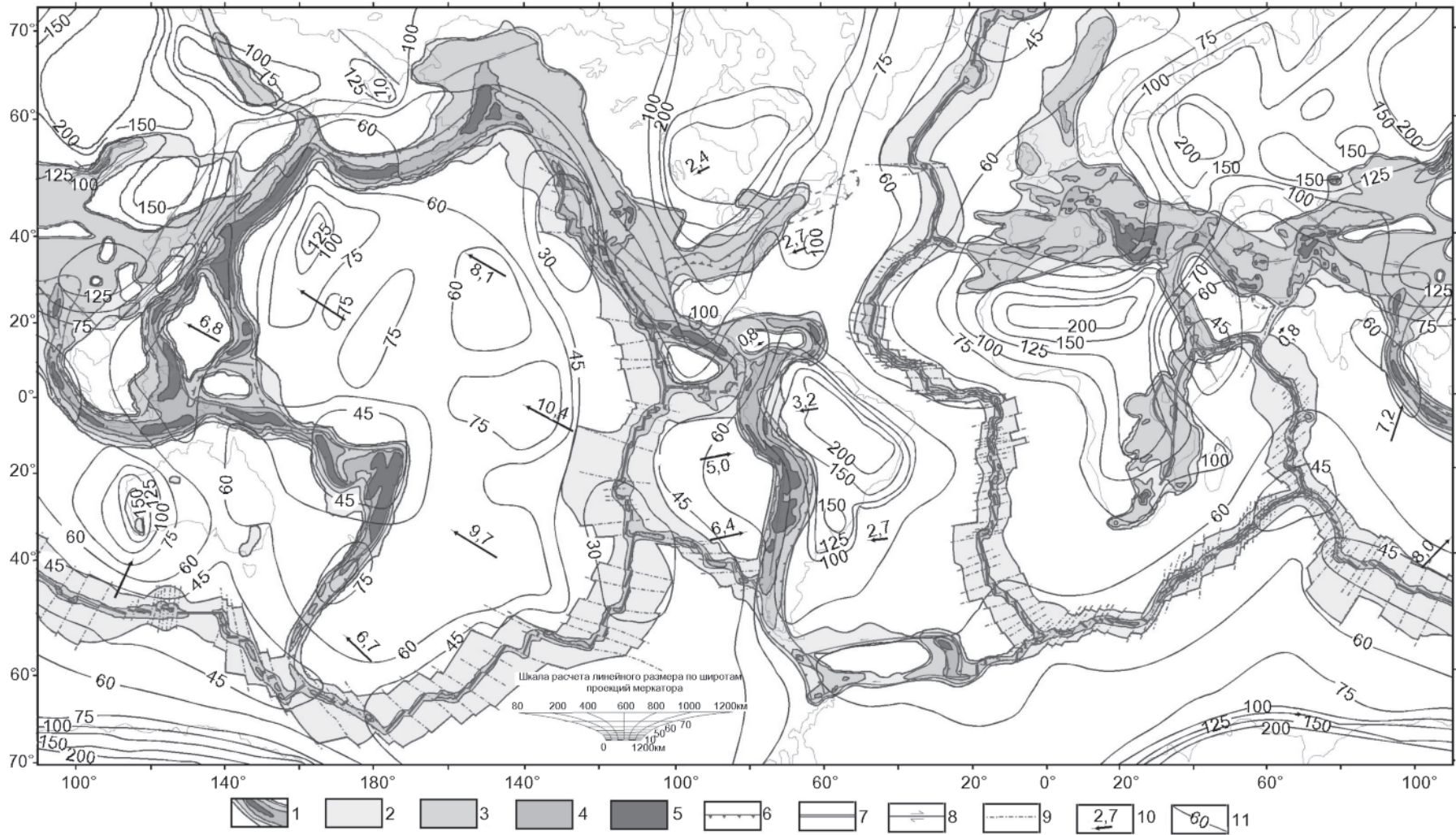


Рис. 1. Карта деструктивных зон литосферы.

1-деструктивные зоны литосферы; 2-5 - степень деструкции литосферы: 2- низкая, 3- средняя, 4- высокая, 5- очень высокая; 6-9 - крупные разломы: 6 – взбросы и надвиги, 7- сбросы и раздвиги, 8- сдвиги, 9- трансформные разломы; 10- направление и скорость перемещения литосферных плит, см/год [44]; 11- мощность литосферы, км [40].

Тонкой штриховой линией показаны контуры материков.

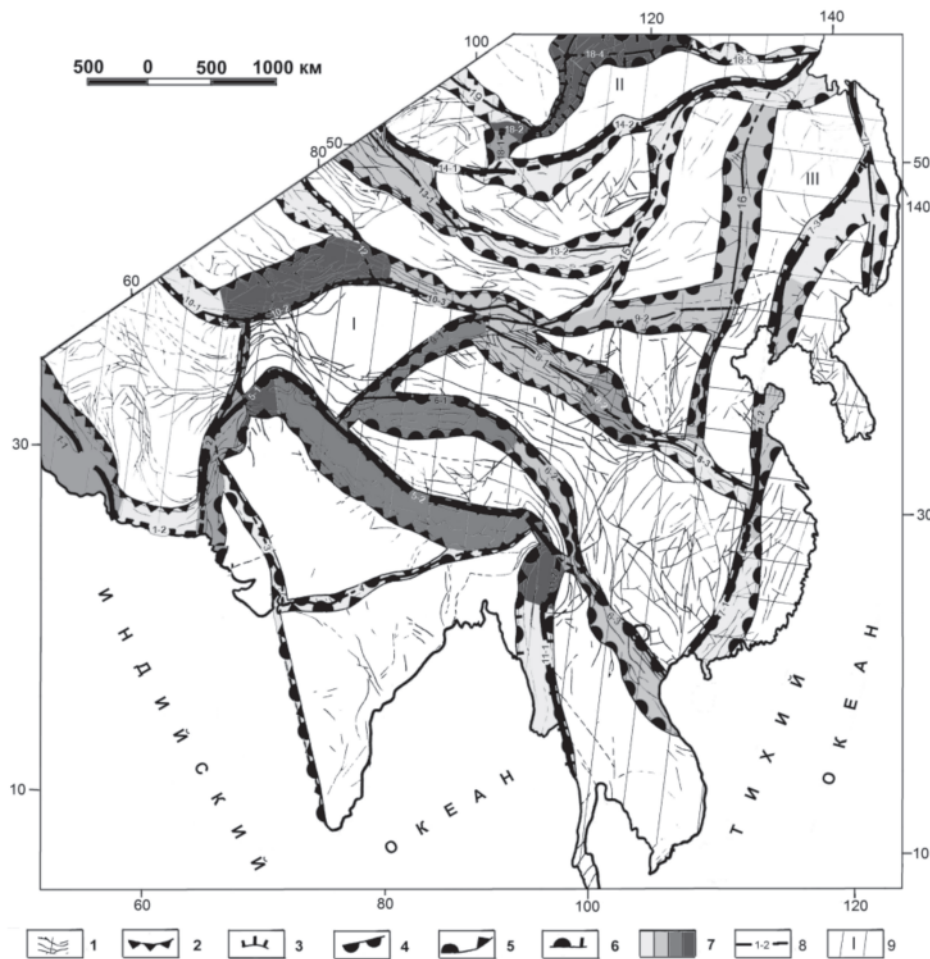


Рис. 2. Карта деструктивных зон Центральной Азии.

1 - разломы; 2 - зоны сжатия; 3- зоны растяжения; 4 - зоны сдвига; 5 - зоны сжатия со сдвигом; 6 - зоны растяжения со сдвигом; 7 - относительная степень деструкции (показана оттенками серого цвета); 8 - номера разломов; 9 - деструктивные зоны литосферы высшего иерархического уровня: I – Гималайская, II– Саяно-Байкало-Становая, III – Западно-Тихоокеанская.

Во-вторых, неравномерность внутреннего строения ДЗЛ выражается в существовании участков, значительно отличающихся по степени деструкции, что находит отражение в полях распределения плотностей эпицентров землетрясений и активных разрывных нарушений изучаемых территорий. Анализ составленных схем свидетельствует, что в ДЗЛ на фоне симметрично-зонального строения рассматриваемых полей имеют место области повышенной интенсивности деструкции, создающие определенные рисунки пространственного расположения. Для рассредоточенных ДЗЛ характерны главным образом “пятнистые” рисунки, а для сосредоточенных - вытянутые по простиранию цепочки участков повышенной интенсивности деструкции, разделенные минимальными значениями рассматриваемых характеристик.

Последовательно укрупняя масштаб исследований и анализа, рассмотрим более детально структуру ДЗЛ. Для этого обратимся к схеме разломно-блоковой структуры Центральной Азии, составленной в 1:15000000 масштабе на основе [2, 4, 10, 11, 12, 14, 15, 22, 24, 27, 28, 34, 36, 37, 39, 41, 42, 45, 46, 47, 48, 49] с использованием собственных материалов (рис.

2). На схеме отчетливо видны закономерности внутреннего строения взаимодействующих в регионе деструктивных зон высшего иерархического уровня. В каждой из ДЗЛ выделяются блоки, которые контактируют друг с другом по протяженным зонам, являющимся поверхностным выражением областей динамического влияния межблоковых разломов. Последние в данном случае представляют собой линейно вытянутые участки повышенной распространенности активных разломов и генетически связанных с ними землетрясений [23].

В этом смысле целесообразно рассматривать находящиеся в пределах крупных ДЗЛ блоки как рассредоточенные деструктивные зоны более низкого порядка, а разделяющие их, сложно построенные разломные зоны - как сосредоточенные деструктивные зоны. При этом необходимо отметить очень важную черту межблоковых деструктивных зон - они накладываются на пограничные участки блоков, очерчивая область динамического влияния межблоковых разломов. Последние приобретают характер объемных геологических тел, сочетание которых по простиранию формирует сосредоточенную ДЗЛ. Неоднородное строение последних видно из схемы

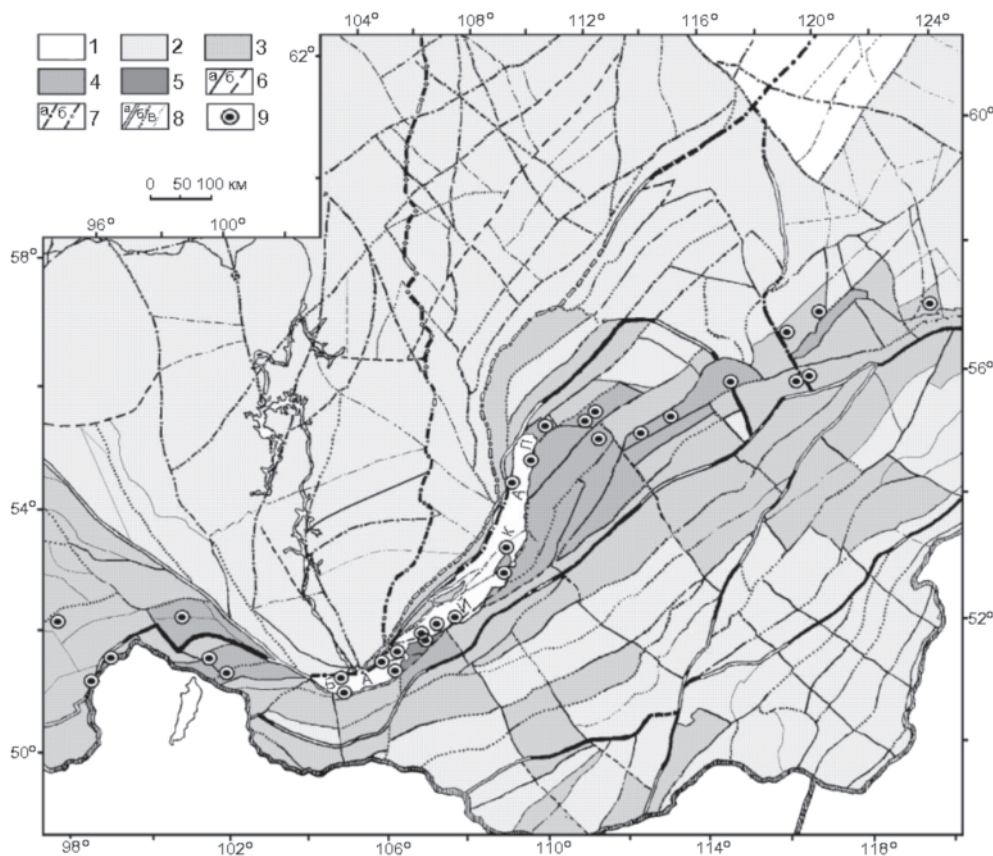


Рис. 3. Схема разломно-блокового строения Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления.

1-5 – степень стабильности разломно-блоковых структур [35]: 1 - стабильные; 2 - относительно стабильные; 3 - относительно нестабильные; 4 - нестабильные; 5 - весьма нестабильные; 6 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - разломы под осадочным чехлом платформ: а - установленные, б - предполагаемые; 8 - активизированные участки разломов: а - трансрегиональных, б - региональных, в - локальных; 9 - эпицентры зафиксированных сильных землетрясений.

(рис. 2), где и ширина зон деструкции, и плотность разломов в их пределах испытывают вариации значений по простиранию зон. На рис. 2 это видно по интенсивности серого цвета, которая пропорциональна степени деструкции.

Для более глубокого анализа сосредоточенных и рассредоточенных ДЗЛ, развивающихся в разных напряженных состояниях и геодинамических режимах, нами проанализированы карты разломов и разломно-блоковой тектоники Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и восточной части Индо-Китайского полуострова. Они показывают детали строения ДЗЛ на более низком уровне.

На рис. 3 отчетливо выражена блоковая структура БРЗ – тектонотипа зон растяжения литосферы. Разломы, ограничивающие блоки, как правило, имеют разный возраст заложения и (или) активизации. Причем, чем крупнее (более высокий ранг) блок, тем лучше выражена разновозрастность, точнее последовательность, в формировании разломных ограничений блока. Важно обратить внимание на формы блоков, среди которых преобладают четырехугольные и треугольные разновидности, а также на строение и степень активизации разломов, разграничивающих блоки.

В более крупном масштабе строение межблокового пространства изучено на примере разломно-

блоковой структуры Вьетнама (рис. 4), территория которого занимает восточную часть Индо-Китайского полуострова и лучше других изучена в этом районе. Здесь отчетливо выявлена структура собственно межблокового пространства. То есть область динамического влияния межблоковых ограничений также сформирована блоковыми формами, более мелкими по размеру. С укрупнением масштабов можно проследить блоковые отдельности вплоть до обнажений горных пород, т.е. до самого низкого ранга. И даже на самом низком иерархическом уровне, по пересечению систем трещин удастся установить не синхронное во времени (чаще всего) формирование пересекающихся трещин, формирующих блоковые отдельности горных пород.

Детальное изучение разломно-блоковой структуры Вьетнама (рис. 4) позволило обратить внимание еще на одно обстоятельство. Формы блоков в северной части Вьетнама, в области динамического влияния сдвигового разлома Айлао-Шань-Красная река, отличаются от остальной части территории и от форм наблюдаемых в БРЗ (см. рис. 3). Здесь, в сдвиговой зоне, преобладают треугольные и вытянутые формы. Это обстоятельство потребовало изучения форм блоков и их разломных ограничений в других регионах мира, характеризующихся разными режимами геодинамического развития. Такими регионами явились Кавказ [1], Калифорния [6], Средняя Азия [29], Кам-

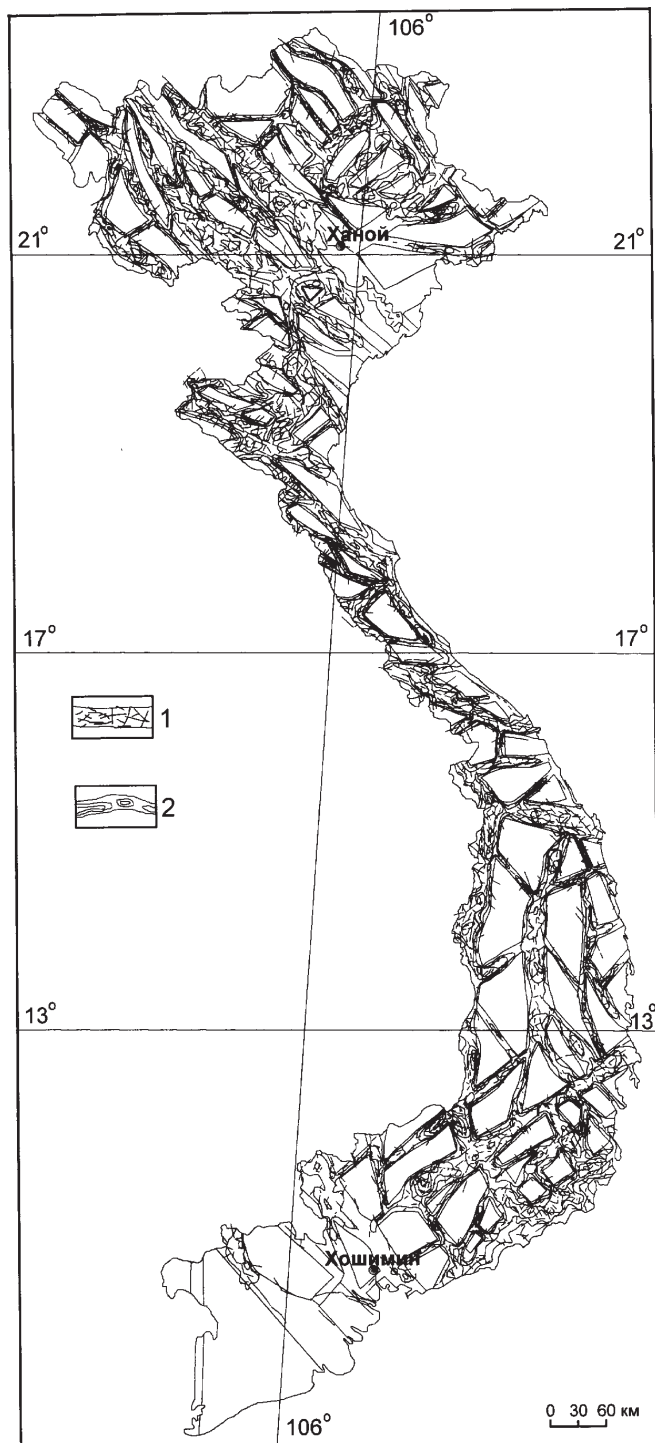


Рис. 4. Схема разломно-блоковой структуры Вьетнама.

1- разломные зоны; 2- изолинии распределения плотности разломов в пределах отдельных разломных зон.

чатка [5] и некоторые другие [3, 7]. У авторов нет возможности привести все эти материалы, свидетельствующие об описываемых ниже общих законах деструкции литосферы.

В результате сравнительного анализа установлено многоступенчатое по времени образование крупных блоков. Чем крупнее блок, тем большее количество временных этапов в развитии его ограниченный выделяется (рис. 5). И только для локальных блоков или макроблоков и “кусковатости” горных пород можно зафиксировать синхронность образования их ограничений. Особенно важно обратить внимание на многоступенчатое по времени образование крупных блоков. Ограничивающие их линейно вытянутые сосредоточенные деструктивные зоны второго (или третьего) порядков имеют разный возраст формирования. Отсюда, крупные блоки литосферы, блоки высоких порядков формируются, как правило, в течение длительного времени и ограничиваются разновозрастными структурными элементами. К таким же заключениям нас приводят и результаты экспериментальных работ. При моделировании в упруговязкой среде крупные блоки образуются при последовательном изменении типа нагрузки на образец. Мелкие блоки формируются при однотипном нагружении, но лишь после возникновения второй системы разрывов.

Таким образом, последовательное увеличение масштабов подчеркивает принципиальное строение ДЗЛ - их блоковую структуру. Фактически, структура блоков и межблоковых пространств, изученная в разных масштабах и с разной степенью детальности, остается одинаковой в своих главных чертах. Это свидетельствует об определенной структуризации литосферы на разных иерархических уровнях при ее разрушении (деструкции). Здесь трудно дать возрастную последовательность формирования разломной и блоковой делимости литосферы, однако проведенный анализ показывает, что в целом деструктивный процесс в литосфере может быть разбит на несколько последовательных стадий. Главные из них соответствуют формированию: 1) рассеянной трещиноватости и разрывов; 2) систем трещин и разломов двух-трех направлений; 3) блоковой структуры первых (низких) порядков; 4) крупных разломов; 5) крупных блоковых структур высших порядков и иерархии блоковых структур (см. рис.5).

Таким образом, независимо от масштаба и ранга ДЗЛ их основу образуют блоки и разломы различного иерархического уровня. Рассмотрим их структурную организацию и закономерности разломно-блоковой деструкции литосферы на основе количественного анализа.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ДЕКТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Для трансформации качественной картины в количественную форму нами использованы понятия геометрии о том, что средний линейный размер

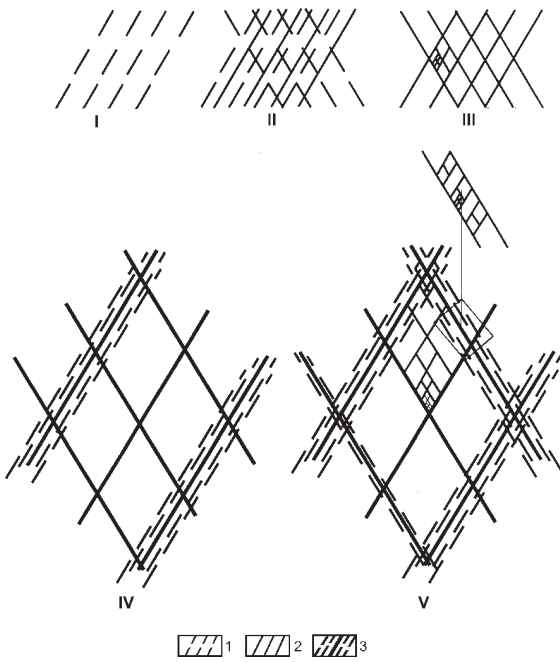


Рис. 5. Схема развития ДЗЛ по стадиям.

Римскими цифрами обозначены стадии и последовательность их развития: одной системы трещин (I), двух систем трещин или локальных разломов (II), локальных блоков (III), крупных разломов (IV), крупных блоков (V).

1- зарождающаяся или слабо развитая система трещин; 2- развитая система трещин и разломов; 3- крупные разломы неодноратной активизации.

сложного многоугольника L можно оценивать как $L = \sqrt{S}$, где S - площадь многоугольника. Это понятие успешно использовал М.А.Садовский [19] при изучении закономерностей строения блоковой среды. В частности, М.А.Садовский с соавторами [20] первыми показали дискретное распределение средних размеров блоков по ряду регионов. Нами дополнены эти исследования наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития (рис. 6). Для всех регионов характерно полимодальное распределение L_{cp} .

Принимая во внимание, что дискретное распределение средних поперечных размеров блоков в каждом регионе имеет несколько отличающиеся моды, нами проведена оценка L_{cp} по всему объему выборки, т.е. определялось соотношение между числом элементов множества (блоков) N и средним поперечным размером L . В результате анализа данных распределения блоков по размерам для структур различных рангов [12, 21, 35] построены графики и определены уравнения регрессии (рис. 7).

Расчеты по отдельным регионам свидетельствуют об изменении степенного показателя в пределах от 0.22 до 0.35. Свободный член уравнения определяется масштабом исследований. Идентичность

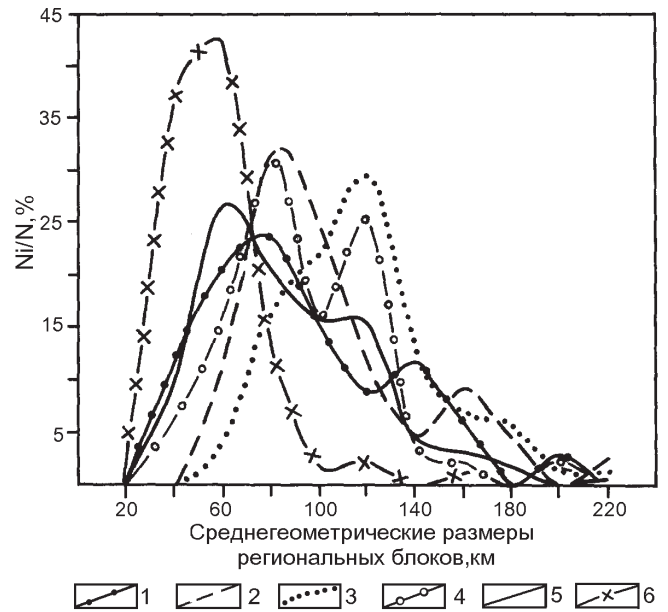


Рис. 6. Кривые распределения разломно-блоковых структур по размерам в регионах с различными геодинамическими режимами развития.

1- Камчатка, 2 - Тянь-Шань и Памир, 3 - Малая Азия, 4 - Калифорния, 5 - Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории, 6 - Вьетнам.

всех частных уравнений указывает на общую закономерность блоковой делимости литосферы в деструктивных зонах, не зависящую от их геодинамического развития и описываемую уравнением:

$$L = A / N^c, \quad (5)$$

при относительно постоянном $c \approx 0.22 - 0.35$ и вариациях свободного члена A при изменении масштабов выборки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные расчеты показывают, что блоковая делимость литосферы является закономерным выражением ее деструкции. Она развивается упорядочено, и система блоков образует закономерно изменяющийся иерархический ряд с некоторыми модами преимущественных размеров. Статистическое распределение всей совокупности блоков по размерам закономерно и предсказуемо (5).

Ранее [30, 34] было показано, что при разломообразовании в литосфере для разломов всех иерархических уровней имеет место устойчивая взаимосвязь вида:

$$L_{раз} = a / n^b, \quad (6)$$

где $L_{раз}$ - средняя длина разломов в выборке из n разломов; a и b - эмпирические коэффициенты, причем $b \approx 0.4$ и остается постоянным для всех регионов континентальной литосферы с разными режимами гео-

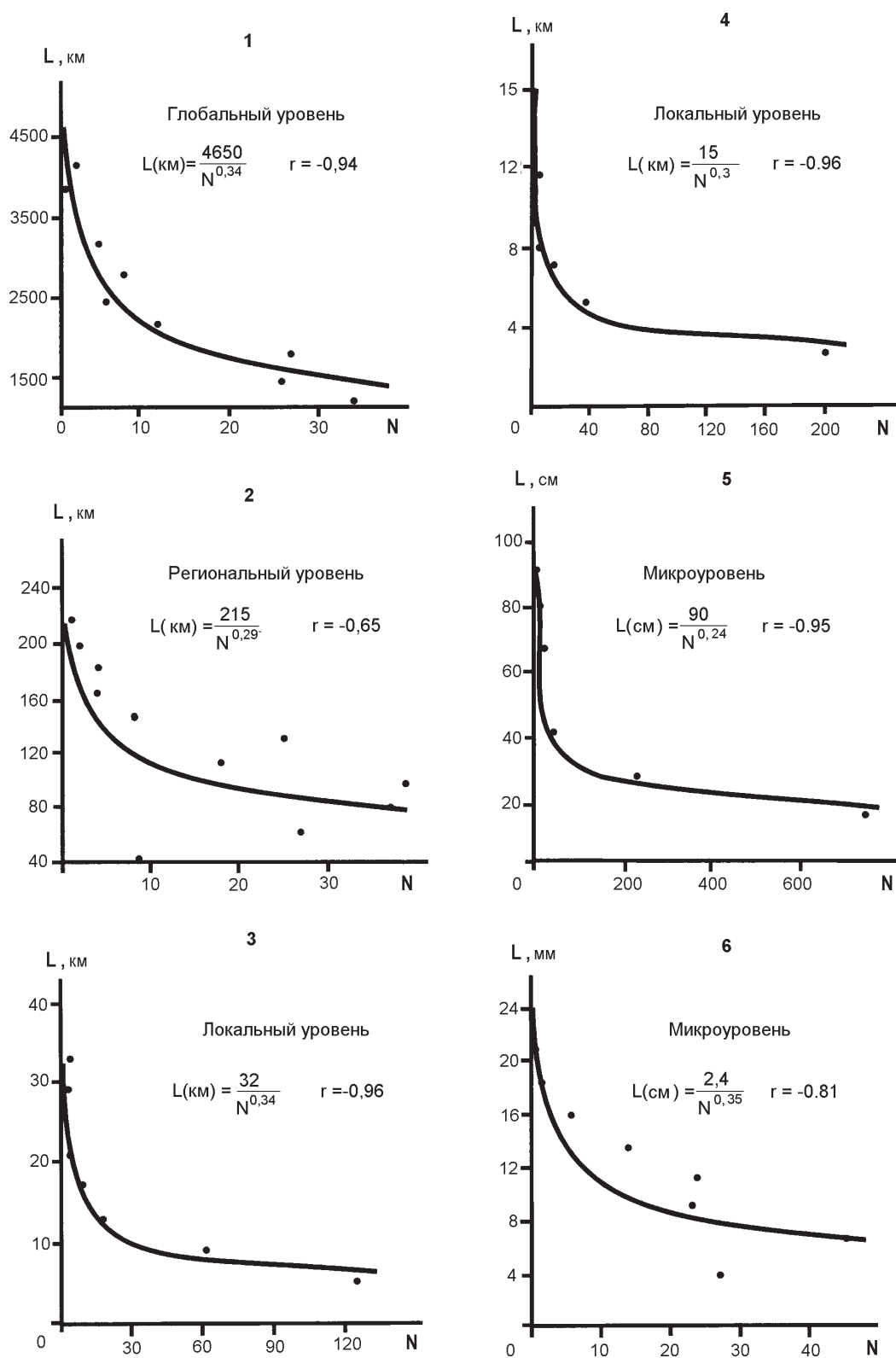


Рис. 7. Графики зависимости среднегеометрических размеров блоков (L) от количества блоков (N) для структур различных рангов.

1- геоблоки [13]; 2- региональные блоки БРЗ и сопредельных территорий [35]; 3- локальные блоки БРЗ; 4- морфоструктурные блоки Забайкалья [21]; 5- блоки в коренных обнажениях горных пород; 6- блоки на моделях (физическое моделирование на глинистых пастах).

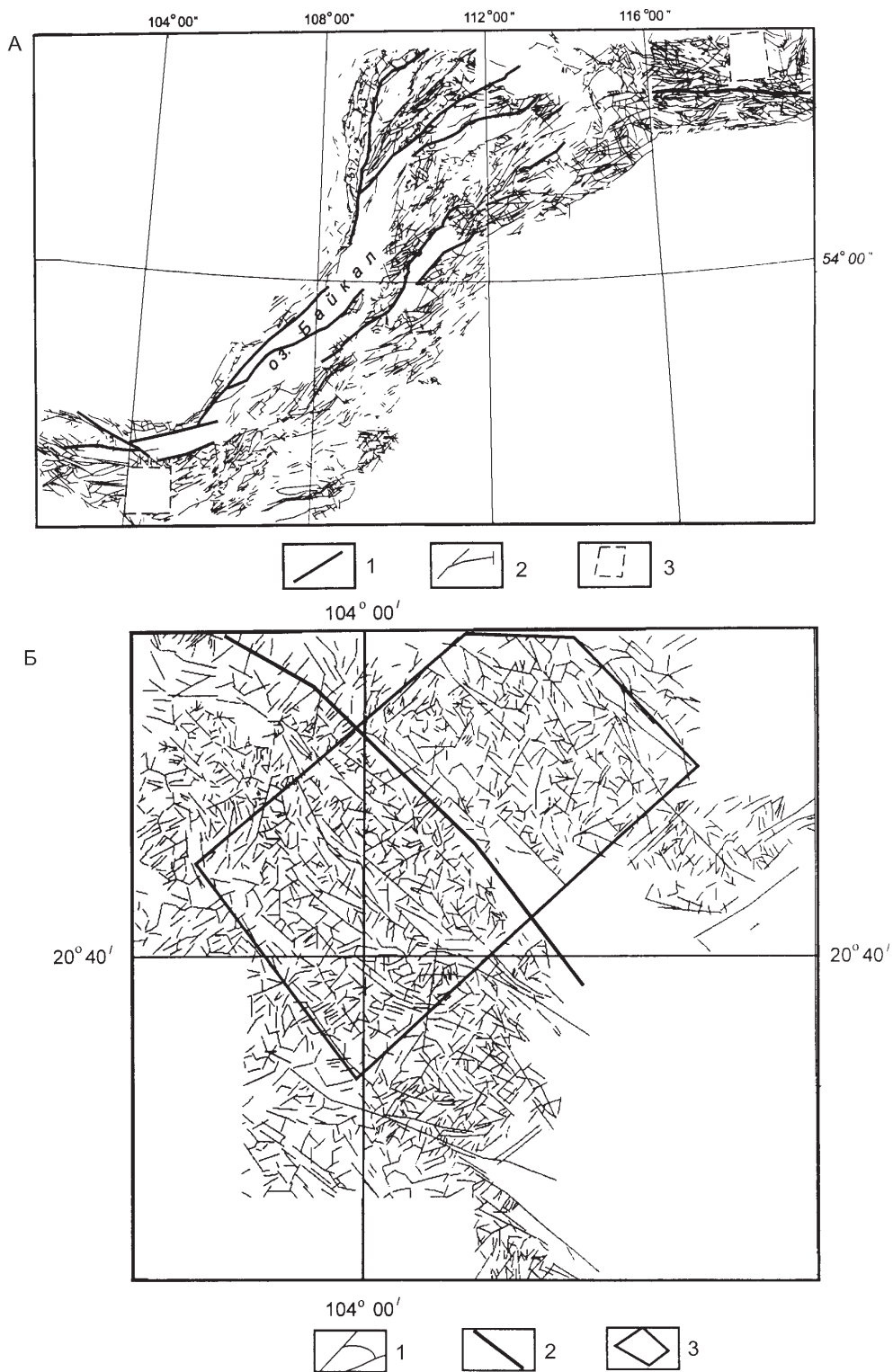


Рис. 8. Схемы разломов регионов, для которых подсчитывался фрактальный показатель.

А - Схема разломов Байкальской рифтовой зоны.

1 – генеральные (глубинные) разломы; 2 – региональные и локальные разломы; 3 – площади, исключенные из фрактального анализа из-за отсутствия наблюдений.

Б – Схема разломов Северного Вьетнама.

1 - линеаменты; 2- осевая зона сдвига Красной реки; 3- площадь расчета фрактальной размерности для сети линеаментов области динамического влияния сдвига.

динамического развития. Сходство уравнений для блоковой (5) и разломной (6) тектоники литосферы позволяет считать, что в основе деструкции литосферы лежат одни и те же законы, не зависящие от конкретных форм ее выражения. Таким образом, деструкция литосферы при разных геодинамических режимах и полях напряжений описывается общим математическим выражением:

$$L = A / N^c, \tag{7}$$

при этом степенной показатель c изменяется от 0,4 до 0,22 при переходе от разломов к блокам. Однако это

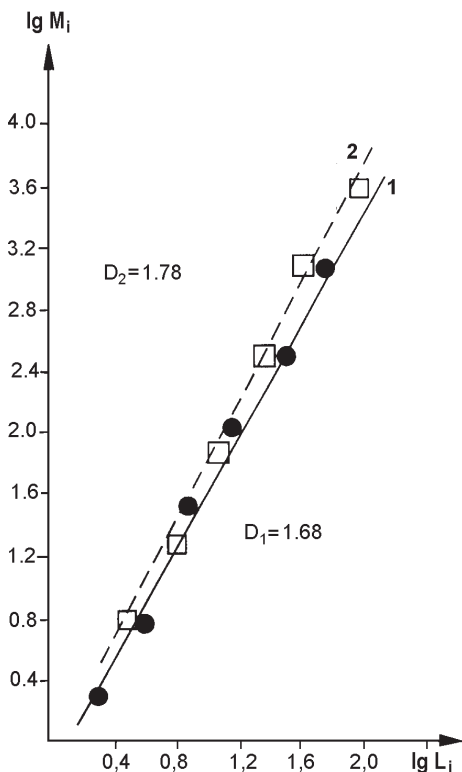


Рис. 9. Графики фрактальной размерности сети разломов Байкальской рифтовой зоны (1) и свдиговой зоны Красной реки (2).

не означает, что формы проявления деструкции в структурной организации разломов и блоков в различных регионах идентичны.

Специалистам по структурной геологии хорошо известно, что трещиноватость в свдиговых разломах отличается по рисунку от трещиноватости в сбросах или надвигах. Почти аналогично, общий рисунок разломов всех иерархических уровней (а не только сетки основных направлений, как сравнивали ранее) в регионах, где превалирует геодинамический режим растяжения, не идентичен общему рисунку разломов регионов, где превалирует геодинамический режим сжатия.

Сопоставление разломной тектоники разных регионов раньше проводилось по степени развития тех или иных направлений разломов. Естественно, сегодня такой путь сравнения будет неполным. Необходимо показать отличия в степени подобия и сложности рисунков разломной сети. Фрактальный анализ, проведенный для сопоставления деструкции в зонах растяжения [43] и сдвига [33] (рис. 8), показывает их отличия по фрактальной размерности. В выборке по Байкальской рифтовой зоне участвовало более 3000 разломов, по межплитной свдиговой границе по Красной реке - более 1000 разломов. На графике (рис. 9) видна высокая степень подобия популяций разломов в каждой из сравниваемых тектонических площадей, а также их различия в степени сложности, кажущейся хаотичности общей сети разломов. В зоне сдвига, в целом, сеть сложнее и, главное, более организована и структурирована. Тип поля напряжений, определяющий геодинамический режим развития территории, влияет на степень относительной сложности структур, образующихся в результате деструкции, но не влияет на функцию $L(N)$.

Влияние типа напряженного состояния на форму блоков при деструкции иллюстрируется рис.10, где показано соотношение преобладающих форм блоков в регионах с разными режимами геодинамики.

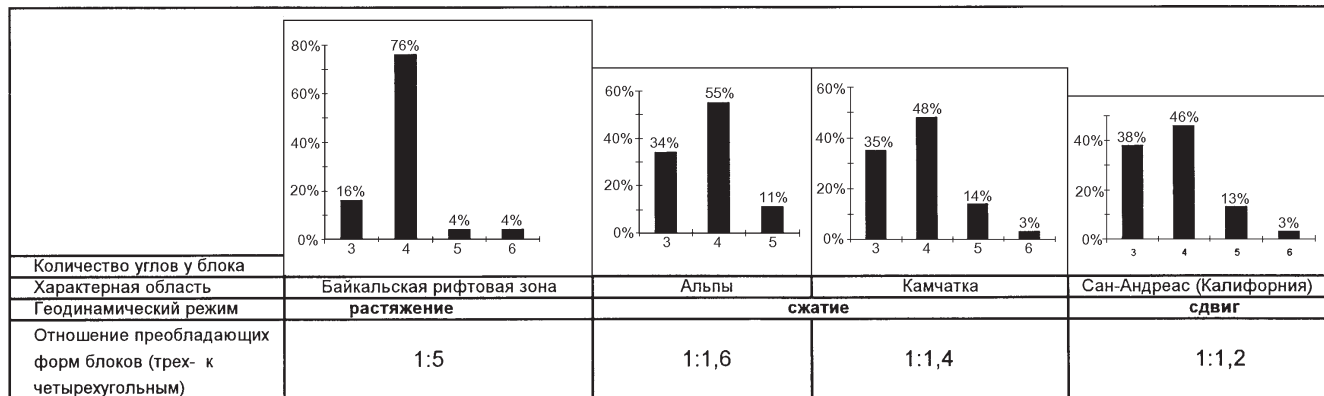


Рис. 10. Гистограммы форм блоков в регионах с различными геодинамическими режимами.

намического развития. Если за основные формы блоков принять 3-х и 4-х угольные, то в зонах растяжения будут существенно преобладать 4-х угольные блоки над треугольными в соотношении 5:1; в зонах сжатия это соотношение уменьшится в 3 раза и составит 1.4-1.6 : 1; в зонах сдвига еще больше уменьшится до 1.2 : 1. Последние выводы статистически малообеспечены, они требуют пополнения фактами, в т. ч. и за счет проведения экспериментов. Однако тенденция влияния типа напряженного состояния литосферы на форму разломно-блоковых структур не вызывает сомнений.

В природной обстановке много факторов, воздействующих на разрушение литосферы. Их комплексное взаимодействие установить трудно. Однако известно, что системы разломов литосферы, особенно ее верхней части - континентальной и океанической коры - характеризуются сбалансированными между собой в определенном поле напряжений параметрами. Для океанической коры на примере разломов центральной зоны Атлантики согласование параметров длины, глубины, а также внутренней неоднородной по простиранию структуры разломов хорошо показал Ю.М.Пущаровский с соавторами [18]. Взаимосвязи аналогичного типа для разломов континентальной коры (наряду с другими зависимостями) показаны в [34]. Следовательно, вместе с прочностными и реологическими свойствами литосферы, временем действия напряжений и другими геологическими факторами исходные параметры разломной тектоники предопределяют закономерности блоковой делимости литосферы. Отсюда и принципиальное единство уравнений (5) и (6), показывающее нелинейный (степенной) закон деструкции литосферы (7).

Этот степенной закон может рассматриваться как одно из проявлений следующего общего принципа подобия для разломно-блоковой тектоники: во всех масштабах, достаточно больших по сравнению с микроскопическими формами, но меньших по сравнению с континентами, статистическая картина популяции разломов и блоков одинакова. Степенной закон оказывается математическим следствием известного принципа подобия, что позволяет нам говорить о том, что мы имеем дело с фрактальной размерностью. Более того, мы можем использовать аппарат фрактального анализа для дополнительной характеристики разломной тектоники. При этом получаются довольно интересные результаты, указывающие на неординарность процессов деструкции в регионах с разными режимами геодинамического развития [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, рассмотренные разломно-блоковые структуры, составляющие основу ДЗЛ, позво-

ляют сделать вывод о трех главных закономерностях деструкции:

1) формирование блоков отражает заключительную стадию разрушения и логически завершает процесс деструкции литосферы - от трещин к блокам высшего иерархического уровня;

2) формирование разломов и блоков происходит закономерно и последовательно и отвечает нелинейному закону деструкции, описываемому уравнением вида $L = a / N^c$, причем c увеличивается и L уменьшается при переходе от блоков к разломам;

3) тип напряженного состояния не влияет на вид связи $L(N)$, но определяет преобладающие формы блоковых структур.

Более того, становится ясным, что ДЗЛ отражают глубинные геодинамические процессы, их интенсивность и напряженное состояние. Как продукт эндогенной глубинной геодинамики ДЗЛ можно использовать в виде инструмента для оценки интенсивности глубинных геодинамических процессов, происходящих под той или иной территорией. С другой стороны, ДЗЛ можно рассматривать как тектонические области, которые отражают одну из стадий структурного развития плит - основного понятия и образа плитной тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- 1.Акопян С.Ц. Тектоника плит и блоковая структура Кавказа и сопредельных территорий // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент, 1983. С. 73-80.
- 2.Буш В.А., Гатинский Ю.Г. Геодинамические условия формирования структуры альпийского пояса Юго-Восточной Азии по данным дешифрирования космических снимков // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. Геол. Конгр. (Вашингтон, июль 1989). М., 1989. С. 131-142.
- 3.Воеводова Г.П., Савицкий А.В. Принципы и методика выделения блоков и основных элементов глубинного строения северо-запада Русской платформы // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л, 1986. С. 5-21.
- 4.Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986, 195 с.
- 5.Гвишиани А.Д., Жидков М.П., Соловьев А.А. К переносу критериев высокой сейсмичности горного пояса Анд на Камчатку // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. №1. С. 20-33.
- 6.Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. и др. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы) // Исследование сейсмичности и моделей Земли. М., 1976. С. 3-91. (Вычислительная сейсмология; Вып. 9).
- 7.Горшков А.И., Ранцман Е.Я. Морфоструктурные линейменты Западных Альп // Геоморфология. 1982. №4. С. 64-72.

8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 299 с.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1984. №3. С.8-18.
10. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. 1: 2500000/ Гл. ред. Сидоренко А.В. 1978.
11. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Науч. Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
12. Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. 1984. №7. С. 17-32.
13. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. №6. С. 3-21.
14. Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Проблемы геотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. №2. С.108-119.
15. Международная тектоническая карта Мира. 1: 15 000 000/ Гл. ред. Хаин В.Е. 1981.
16. Пушаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. №1. С.33-42.
17. Пушаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. №4. С. 62-68.
18. Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН; Вып. 495)
19. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, №4. С. 829-831.
20. Садовский М.А. Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. // Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 102 с.
21. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 252 с.
22. Суворов А.И. История мобилизма в тектонике. М.: Наука, 1994. 220 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 494).
23. Трифионов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.С. Закономерности новейшего тектогенеза // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. Геол. Конгр. (Вашингтон, июль 1989). М., 1989, С. 211-218.
24. Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса // Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 3-14.
25. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. геология. 1992. №6. С. 34-41.
26. Хаин В.Е. Современная геология: проблемы и перспективы // Соросовский образовательный журнал. 1996. №1. С. 66-73.
27. Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского поясов как отражение пластичности верхнекоровых деформаций // Докл. РАН. 1997. Т. 353. С. 655-658.
28. Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1997. №6. С. 3-15.
29. Чигарев Н.В. Сейсмогенез и блоковое строение земной коры (на примере Средней Азии) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, №2. С. 313-317.
30. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. СО, 1977. 102 с.
31. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М., 1996, С. 157-158.
32. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области активного динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука СО, 1983. 112 с.
33. Шерман С.И., Гладков А.С. Фракталы в исследовании деструктивных зон литосферы и сейсмичности // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 197-199.
34. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука, СО, 1991. Т. 1. 262 с. 1992. Т. 2. 228 с. 1994. Т. 3. 263 с.
35. Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск, 1996. С. 74-77.
36. Explanatory notes for the Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas (scale 1:4000000) / Chief compiler Ma Xingyan. China: Beijing, 1986.
37. Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100, N1. P.24-34.
38. Maruyama Sh., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100, N1. P.1-3.
39. Peltzer G. and Tapponnier P. Formation of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, N. B12. P. 15,085 – 15,117.
40. Pollack H.N., Chapman D.S. The flow of heat from the Earth's interior // Scientific American. 1977. N T-8.
41. Schärer U., Tapponnier P. et al. Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan – Red River shear zone, China // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V.97. P.65-77.
42. Sengor A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: Synopsis of a Tethyan perspective // Tectonophysics. 1991. V. 27. P.1-201.
43. Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // The 29th General Assembly of the International association of seismology and physics of the Earth's interior. The Saloniki, Greece. August 18-28, 1997. P. 118.
44. The world map of volcanoes, earthquakes and plate tectonics. Compiled by Simkin T., Tilling R.I., Taggart J.N., Jones W.J., Spall H. Department of the Interior U.S. Geological Survey. 1989.
45. Thomas J.-C., Chauvin A., Gauvin D. et al. Paleomagnetic evidences for Cenozoic block rotations in the Tadjic depression (Central Asia) // J. Geophys. Res. 1994. V.99, NB8. P. 15.141-15.160.

46. Xia Kan-yuan, Huang Ci-liu et al. Comparison of the tectonics and geophysics of the major structural belts between the northern and southern continental margins of the South China Sea // *Tectonophysics*. 1994. V. 235. P.99-116.
47. Xixi Zhao, Robert Coe, et al. Tertiary paleomagnetism of North and South China and reappraisal of late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: implications for the Cenozoic tectonic history of Asia // *Tectonophysics*. 1994. V. 235. P.181-203.
48. World stress map-maximum horizontal stress orientations. Leader Zoback M.L. U.S. Geological Survey. 1992.
49. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97, NB8. P.11703-11728.

Поступила в редакцию 2 июля 1998 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

S.I.Sherman, K.Zh.Seminsky, A.V.Cheremnykh

Destructive zones and fault-block structures of Asia

Small-scale geological and structural mapping was carried out for destructive zones of the lithosphere (DZL) of the world. Larger-scale maps were compiled for destructive zones of Central Asia and its adjacent regions which vary in regimes of geodynamic development. It is shown that the structural base of the DZL is formed by faults and fault-block structures. Their formation is regular and occurs according to a non-linear pattern, which relates the average sizes of the blocks L_{bl} or fault lengths L_f with their number $N_{bl,f}$ by $L=A / N^c$. It is revealed that the type of a stress state predetermines structuring of the destruction process. In Central Asia, DZLs being a result of geodynamic activity at deep levels may also serve as an 'instrument' for assessing the intensity of deep geodynamic processes.

ГЕОФИЗИКА

УДК: [550.344.094.5:550.344.63] (571.66+571.56)

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ВДОЛЬ
ГЕОТРАВЕРСА ЮЖНАЯ КАМЧАТКА-ЯКУТИЯ

*Р.З.Тараканов**, *О.К.Омельченко***

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

***Институт Вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г.Новосибирск*

Построен уточненный вариант скоростного разреза Р-волн по длинному геотраверсу Южная Камчатка-Якутия (около 3000 км) на основе осредненного эмпирического годографа, полученного по данным наблюдений сети сейсмических станций. Двумерные скоростные разрезы, заданные на этом геотраверсе на нерегулярной сетке, гладко аппроксимируются путем применения аппарата выпуклых сплайнов и разложения единицы. Уточнение скоростных разрезов производится итерационным методом "стрельбы" с поточечным сравнением построенных лучевым методом теоретических годографов с эмпирическими. Особенности скоростного строения представлены на всю глубину тектоносферы (до 700 км). Геотраверс пересекает структуры, прошедшие разную историю тектонического развития: от выхода сейсмофокальной зоны в районе Южной Камчатки, через северную часть Охотского моря и активизированный вулканический пояс в прибрежной материковой части Азии до мезокайнозойских структур в районе Якутии. Построенный вариант скоростного разреза заметно отличается от осредненной для всей Земли модели Джеффриса. Он более низкоскоростной (на 0.1-0.15 км/с) под вулканическим районом Южной Камчатки, под прибрежной материковой областью, а также между известными слоями повышенной скорости, кровли которых располагаются на глубинах ~400 и 660 км. В интервале глубин 250-480 км он характеризуется более высокими скоростями, чем по модели Джеффриса. На данном геотраверсе не отмечается значительного продолжения высокоскоростного слоя, отождествляемого с сейсмофокальной зоной. Построенный скоростной разрез может быть использован для расчета годографов и разных геотектонических построений.

ВВЕДЕНИЕ

Зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану характеризуется очень сложным строением земной коры и верхней мантии, что в значительной степени определяется происходящими здесь интенсивными тектоническими процессами.

Более доступной для исследований является верхняя часть земной оболочки - земная кора. Исследования особенностей строения земной коры производятся обычно на профилях с помощью взрывных и пневматических источников. Об особенностях строения среды в соседних с профильными участками, можно судить только по результатам интерполяции.

Значительно хуже исследованы недра в пределах литосферы и верхней мантии, не говоря уже о больших глубинах. Это связано с тем, что мощность используемых источников возбуждения не позволяет просветить сейсмическими лучами всю мощность

тектоносферы (до 700-1000 км). В идеале можно было бы отработать профиль в несколько тысяч километров как это, например, сделано для Сибирской платформы [4]. Но это слишком дорогостоящие исследования.

Непосредственным толчком к выполнению этих работ явились, обнаруженные при обработке наблюдений, большие аномалии времен пробега Р и S-волн. Причем было отмечено, что эти аномалии в значительной степени зависят от направления трасс эпицентр-станция [12, 13]. В связи с этим основной целью настоящей работы является построение уточненных скоростных разрезов тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии, которые будут являться основой для вычисления уточненных годографов Р-волн. В этой статье рассматривается только один фрагмент большой работы - скоростные особенности строения тектоносферы по одному из 9 геотраверсов. Итогом всей работы должны явиться азимуталь-

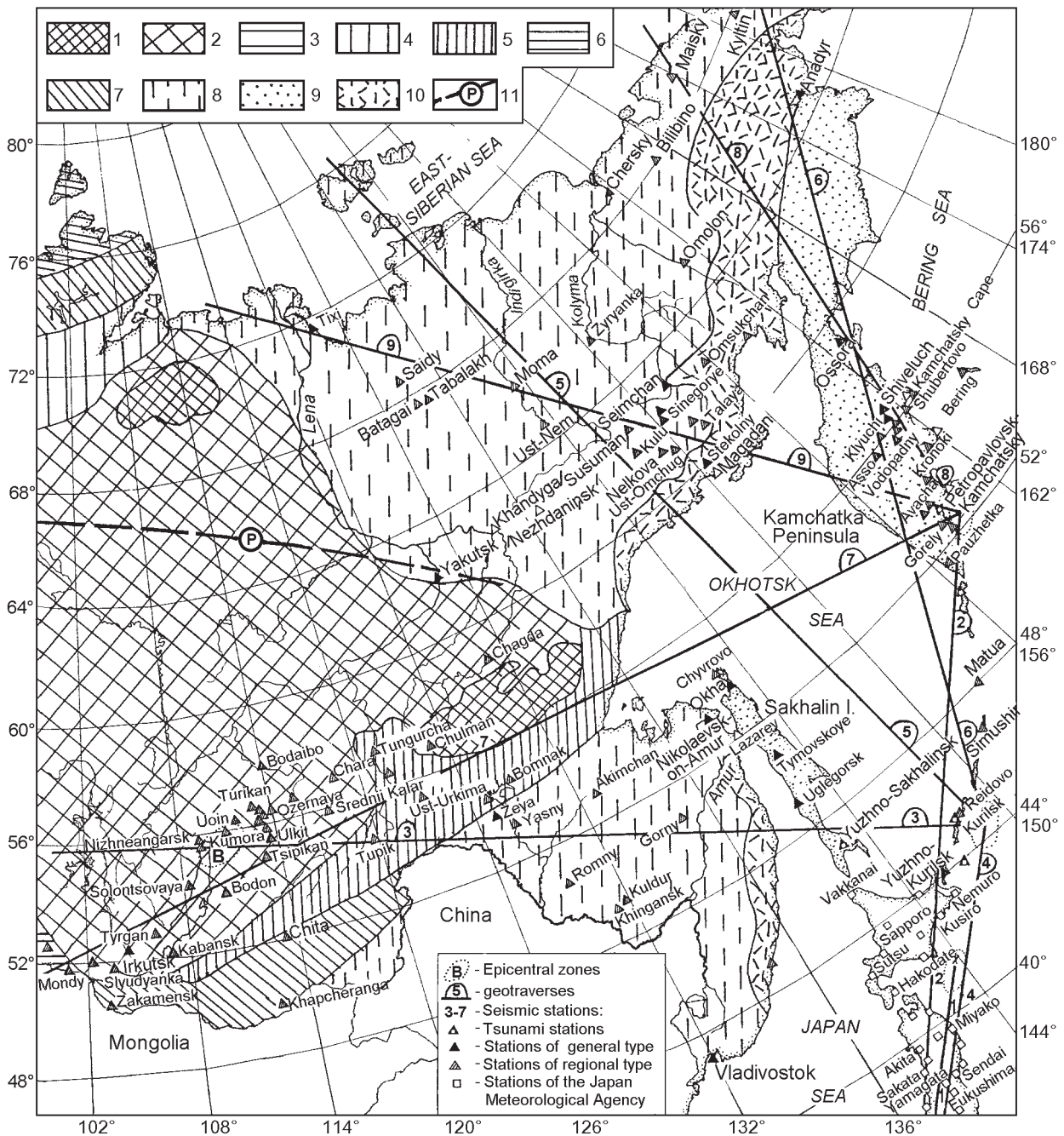


Рис.1. Сети сейсмических станций и система геотравверсов Тихоокеанской окраины Азии, использованная при исследованиях скоростного строения тектоносферы. Деление на тектонические зоны дается по данным [4].

1-щиты; 2-плиты; 3-синеклизы; 4-молодые платформы; 5-байкалиды; 6-каледониды; 7-герциниды; 8- мезозойды; 9-альпиды; 10-молодой вулканический пояс; 11- профиль ГСЗ.

ные годографы, которые должны значительно повысить точность определения параметров дальневосточных землетрясений.

СИСТЕМА ГЕНЕРАЛЬНЫХ ГЕОТРАВВЕРСОВ

В качестве источников сейсмических волнами использованы землетрясения Курило-Камчатской зоны, а в качестве сейсмоприемников - сейсми-

ческие станции Дальневосточного региона, Прибайкалья, Якутии и Японии. Исходя из реального размещения сейсмических станций и эпицентральных зон, на рис.1 приведена система профилей, состоящая из 9 геотравверсов. В качестве более представительных рассматриваются следующие геотравверсы: Южные Курилы-Прибайкалье (№3), Южная Камчатка-Япо-

ния (№2), Южные Курилы-Япония (№1 и 4) и Южная Камчатка-Якутия (№9). Наиболее плотная система наблюдений характерна для участков геотраверсов №1, 2 и 4, проходящих по региону Японии. Скоростные особенности строения тектоносферы по трем геотраверсам (№2, 3 и 7) рассмотрены в работе [13].

В настоящей работе рассматриваются скоростные особенности Р-волн по геотраверсу 9: Южная Камчатка-Якутия. Все геотраверсы пересекают районы, прошедшие разную историю тектонического развития. Не является исключением и геотраверс 9. Он начинается в районе выхода сейсмофокальной зоны восточнее Южной Камчатки, пересекает активный вулканический пояс Южной Камчатки, далее проходит через северную часть Охотского моря и, пересекая прибрежный активизированный вулканический район, проходит через мезокайнозойские структуры северо-восточной части Азиатского континента. Геотраверс 9 в рабочем варианте представлен не в виде линии, как при профильных наблюдениях, а в виде полосы значительной ширины. Этот геотраверс, за исключением участка Охотского моря и западной части Камчатки, обеспечен достаточно плотной системой наблюдений. Важным обстоятельством является также то, что на этом геотраверсе имеется 3 станции (Петропавловск-Камчатский, Ма-

гадан и Тикси), оборудованные современной аппаратурой "IRIS-2" с цифровой регистрацией. Это позволяет иметь на эмпирическом годографе 3 опорные точки с относительно высокой точностью ($\delta t = \pm 0,1-0,5c$) определения моментов вступления волн по сравнению с точностью записи стандартной аппаратурой ($\delta t = \pm 1-2c$).

ЗАДАННЫЙ СКОРОСТНОЙ РАЗРЕЗ Р-ВОЛН

Известно, что в настоящее время сейсмологами России и ряда других стран при обработке сейсмологических наблюдений используется годограф Джеффриса, построенный еще в 1940 г. За прошедшие годы накопилось много информации, свидетельствующей об отклонении скоростного разреза (как для Р, так и для S-волн) для разных районов от усредненной для всей Земли скоростной модели Джеффриса.

В качестве первого шага при решении вопроса об уточнении скоростной модели тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии был задан вариант скоростного разреза Р-волн по имеющимся литературным данным [3,4,8,10,11,15,16] и материалам собственных исследований [12]. Этот скоростной разрез Р-волн приведен на рис.2 пунктирной линией. На вертикальном разрезе в масштабе показаны рельеф

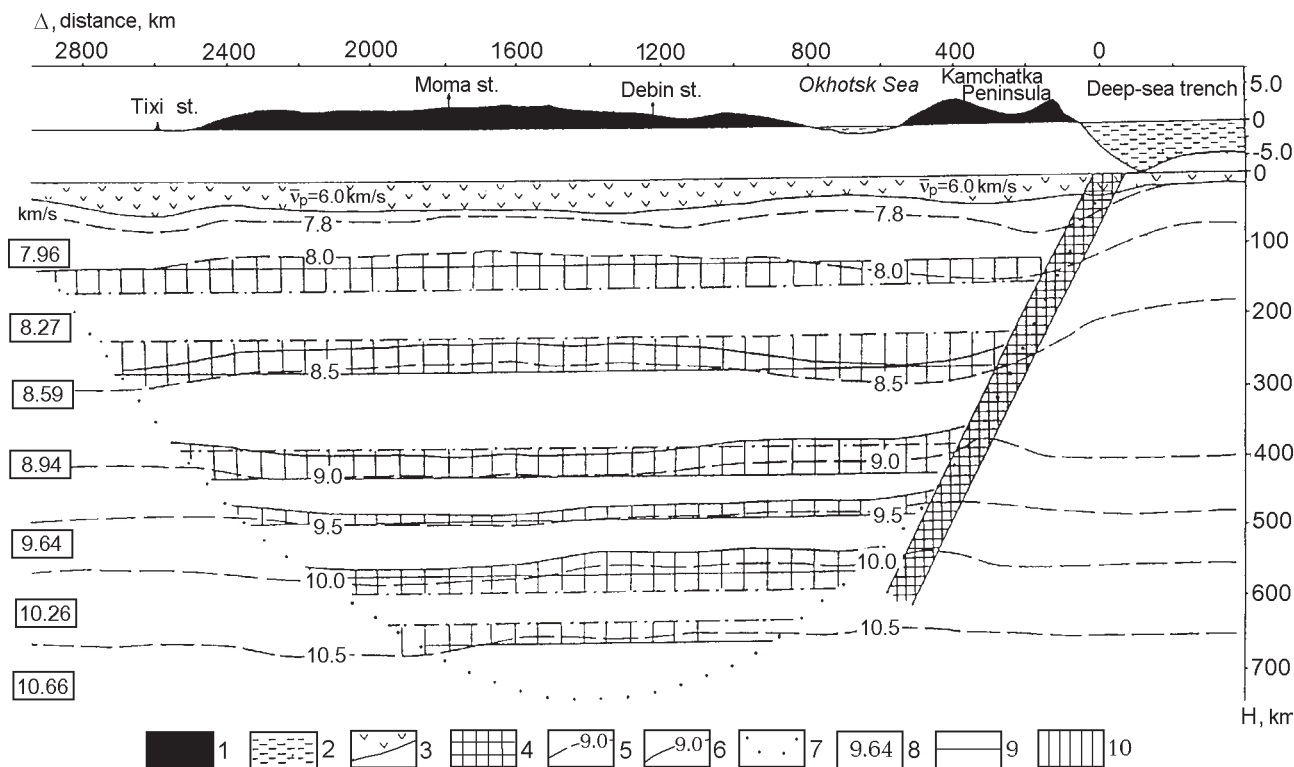


Рис.2. Варианты скоростного разреза для Р-волн по геотраверсу 9: Южная Камчатка-Магадан-Якутия. 1- суша, 2- море, 3 - земная кора, 4 - сейсмофокальная зона, 5 - заданные изолинии скорости Р- волн, 6 - уточненные изолинии скорости Р-волн, 7 - крайний сейсмический луч, 8 - значение скорости на глубинах 100, 200.... 700 км по Джеффрису, 9 - вариант скоростного разреза, построенного на основе кривой невязок $\delta t_p = t_{p,набл.} - t_{p,Дж.}$ (см рис.5, кривая II), 10 - полоса возможных скоростных разрезов.

поверхности Земли и морских бассейнов, а также положение сейсмофокальной зоны. Точками показан крайний сейсмический луч, за пределами которого, при существующей системе наблюдений, мы не имеем возможности уточнить особенности скоростного разреза. Такими областями тектоносферы являются участки верхней мантии под глубоководным желобом, которые ограничены левым краем сейсмофокальной зоны, а также “клин” под окрестностями станции “Тикси” на глубинах более 300 км.

Аномальное распределение скорости Р-волн под глубоководным желобом задано по данным сейсмических экспериментов с донными станциями, обобщение которых представлено в работе [14]. Известно, что при этих экспериментах основные результаты о скоростных особенностях тектоносферы получены для океанического блока в районе Хонсю, Хоккайдо, Южных и Средних Курильских островов. Предполагается, что аналогичное скоростное распределение будет свойственно и близкому по тектоническим условиям району Южной Камчатки. Наличие здесь аномально высоких скоростей Р-волн подтверждено при исследованиях на трассах от камчатских гипоцентров до станций на Алеутских островах, где пути волн, в основном, располагаются в верхней мантии океанического блока [17]. Эта часть скоростного разреза в дальнейшем не уточняется, так как находится за пределами досягаемости сети станций.

Мощность сейсмофокальной зоны составляет в среднем около 70 км и на рис.2 несколько занижена, так как задана в проекции по вертикали. Подъем изолиний скорости в пределах сейсмофокальной зоны обусловлен в целом относительно повышенными (на 4-7%) скоростями, как Р, так и S-волн [6,10]. В настоящее время аномально высокие скорости сейсмических волн в пределах сейсмофокальной зоны не вызывают сомнений. Хорошо известны также факты об относительно пониженной скорости Р-волн под районом активного вулканизма восточной части Камчатки [16]. Под Охотским морем отмечаются области как относительно пониженных, так и относительно повышенных (на глубинах, больших 400 км) скоростей [3,15].

Под материковой частью геотраверса 9 на глубинах до 300 км изолинии скорости Р-волн имеют тенденцию повторять рисунок рельефа поверхности, а на глубинах больших 300 км, вдоль всего геотраверса изолинии скорости имеют относительно спокойную конфигурацию и незначительно отличаются от скоростной модели Джеффриса.

Для этого геотраверса был построен также эмпирический годограф для глубины очага $h=40$ км, особенности которого будут рассмотрены ниже. Необходимо было сопоставить осредненный эмпирический годограф с теоретическим, рассчитанным на ос-

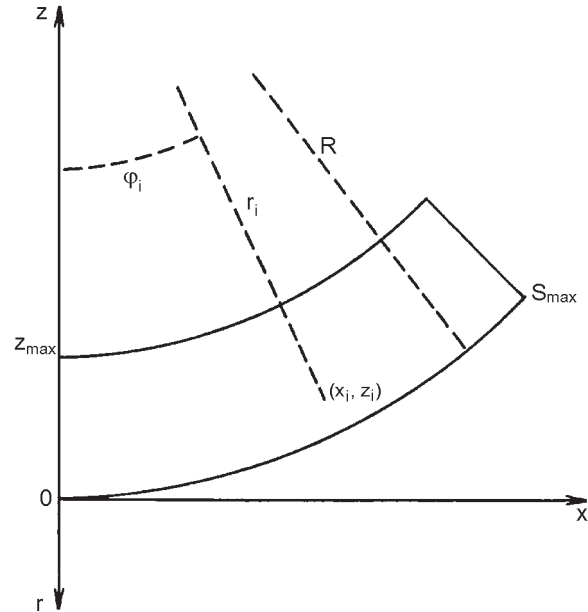


Рис.3. Схема решения прямой кинематической задачи сейсмологии R-радиус Земли; r-расстояние от центра Земли до узла с координатами x_i, z_i ; ϕ_i -угол, образуемый направлением из центра Земли на рассматриваемый узел (x_i, z_i) нерегулярной двумерной сетки с осью z; S_{max} -максимальное эпицентрально-расстояние вдоль криволинейной Земли, z_{max} -максимальная глубина. В дальнейшем изложении S заменено на Δ , а z на H.

нове заданной на рис.2 скоростной модели Р-волн. В связи с тем, что заданный скоростной разрез не является одномерным, возникла задача расчета сейсмических лучей на нерегулярной двумерной сетке.

МЕТОД ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ

Рассмотрим в прямоугольных декартовых координатах разрез Земли в плоскости xz до глубины z_{max} и расстояния по поверхности S_{max} (рис.3). Будем считать, что начало координат помещено в точку, где находится источник, ось x направлена по касательной к поверхности Земли, а ось z - к ее центру.

Процесс распространения сейсмических волн в недрах Земли описывается на основе ее двумерной скоростной модели. При этом скоростной разрез задается на нерегулярной (по глубине) двумерной сетке. Координатами каждого узла этой сетки являются его глубина и расстояние до источника по поверхности Земли.

С применением аппарата одномерных выпуклых сплайнов, производится интерполирование функции $V(\Delta, H)$ по каждому из направлений на регулярную сетку, но уже с более мелким шагом по глубине и расстоянию. В результате эта функция оказывается заданной на регулярной (по глубине и расстоянию) двумерной сетке. Здесь V - скорость сейсмической

волны. В дальнейшем расстояние вдоль поверхности Земли будет обозначаться Δ (вместо S), а глубина H (вместо z).

Поскольку радиус Земли R нам известен, то можно вычислить для каждого узла расстояние r_i от центра Земли и угол φ_i , образуемый направлением из центра Земли на рассматриваемый узел с осью z . Таким образом получается, что двумерная скорость задана в полярной системе координат (r_i, φ_i) с началом в центре Земли и осью r , проходящий через начало выбранной прямоугольной системы координат.

Для того, чтобы прямую и обратную задачи можно было решать в прямоугольной системе координат, скоростной разрез переводится из полярной системы координат в прямоугольную по формулам:

$$x = r \sin \varphi, \quad z = R - r \cos \varphi, \quad (1)$$

где R - радиус Земли (рис.3).

Однако, в прямоугольной системе координат сетка, на которой задан скоростной разрез, уже не будет регулярной. Для гладкой аппроксимации применяется метод гладкого приближения функций многих переменных, при котором [2,5,7] расчетные процедуры не требуют регулярности таблиц.

Используя этот метод, заданная на нерегулярной сетке двумерная скорость, пересчитывается в узлы произвольной регулярной сетки с запоминанием в них и значений ее первых производных. А затем значения скорости и ее производных в любой точке разреза вычисляются посредством билинейного интерполирования.

Для численного расчета на РС сейсмических лучей на нерегулярной сетке нами используется система [5], в которой в качестве параметра дифференцирования выбрано время распространения волны вдоль луча - t .

$$\frac{dx}{dt} = v \cos \chi$$

$$\frac{dz}{dt} = v \sin \chi \quad (2)$$

$$\frac{d\chi}{dt} = v_x \sin \chi - v_z \cos \chi$$

Для решения прямой кинематической задачи для системы (2) рассматривается задача Коши с начальными условиями:

$$x|_{t=0} = x_0; \quad z|_{t=0} = z_0; \quad \chi|_{t=0} = \chi_0; \quad (3)$$

Задача (2) - (3) решается методом типа Рунге-Кутта по формулам восьмого порядка точности с автоматическим выбором шага интегрирования.

После решения набора задач Коши для разных углов выхода луча из источника и построения теоре-

тического годографа первых вступлений для одной глубины источника, строятся таким же образом теоретические годографы первых вступлений для других глубин, на которых заданы экспериментальные годографы.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ГОДОГРАФЫ И ОСОБЕННОСТИ ЛУЧЕВОЙ КАРТИНЫ

На основе заданного скоростного разреза по геотраверсу 9 с применением метода гладкого приближения функций многих переменных, основанного на понятии разбиения единицы [2,18], построена двумерная численная скоростная модель среды. Для этой среды, путем (рассмотренного выше) численного решения прямой кинематической задачи сейсмологии рассчитан теоретический годограф для глубины очага $h=40$ км. Аналогичным путем можно рассчитать теоретические годографы для любого набора глубин очагов. Теоретический годограф, приведенный на рис.4 для сопоставления со сглаженным эмпирическим годографом, предназначен для уточнения скоростного разреза P -волн в первом варианте.

Теоретический годограф представляет практически набор точек, вычисленных при разных углах выхода сейсмических лучей из очага и характеризующихся координатами Δ и t_p ; где Δ - эпицентрально расстояние от очага до станции, t_p - время пробега продольной волны.

Лучевая картина, соответствующая теоретическому годографу на рис.4, отражает основные особенности скоростного строения тектоносферы по геотраверсу Южная Камчатка-Якутия (здесь она не приводится). Более отчетливо проявляется 20-градусная граница Голицына, при которой сейсмические лучи, проникая на большие глубины, выходят на поверхность на меньших эпицентральных расстояниях. Такое аномальное распределение лучей образует на годографе волн (P,S) характерную "петлю". На теоретическом годографе эта "петля" не представлена, так как в качестве рабочего принят годограф первых вступлений. На глубинах 100-170 км сейсмические лучи имеют относительно большой горизонтальный участок, что свидетельствует об относительно пониженной скорости в этом интервале глубин или пониженном градиенте ее изменения. Подошва земной коры представлена отдельными фрагментами по причине специфики методики расчета сейсмических лучей. На границе земной коры с верхней мантией заметно резкое преломление лучей.

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ГОДОГРАФЫ

Основой для уточнения заданной скоростной модели тектоносферы являются эмпирические годографы. К точности эмпирических годографов предъявляются серьезные требования. При рутинной

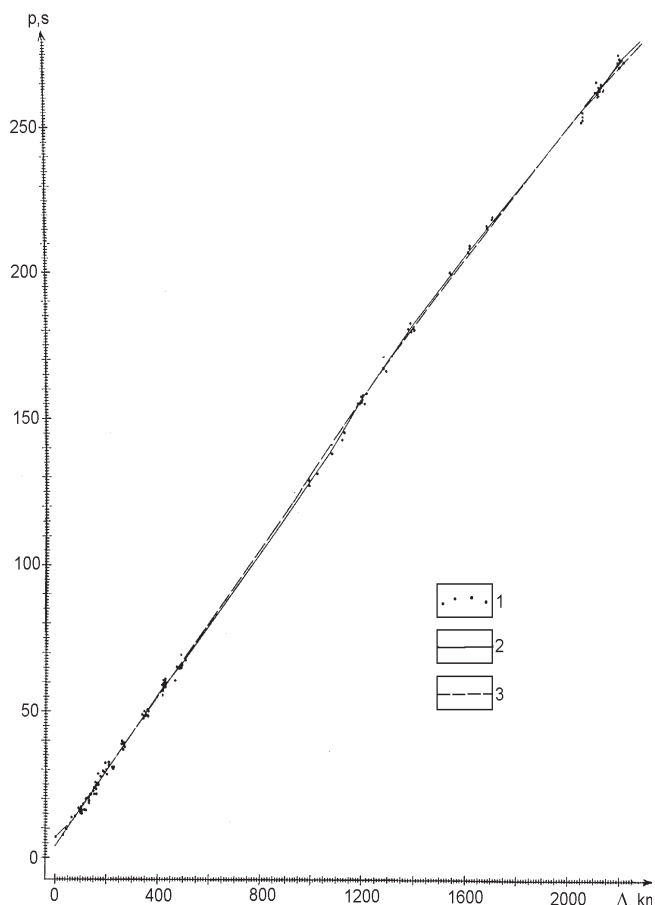


Рис.4. Сопоставление сглаженного эмпирического годографа для глубины очага $h=40$ км с теоретическим годографом, рассчитанным при скоростном разрезе в первом варианте:

1 - точки эмпирического годографа; 2 - сглаженный эмпирический годограф; 3 - теоретический годограф для глубины очага $h=40$ км вдоль геотраверса 9.

обработке данных наблюдений над землетрясениями как в России, так и в международном центре данных (ISC), все три основных параметра землетрясения: время в очаге t_0 , положение эпицентра (φ и λ) и глубина очага h определяются совместно при использовании годографа (как правило годографа Джеффриса). В этом случае ошибка в вычислении какого-либо одного параметра влечет за собой искажение и других.

В данной работе основные параметры землетрясений определялись с помощью способов, независимых от годографа. Время в очаге определялось с помощью графика Вадати

$$t_0 = P_0 - \frac{(S-P)_n}{K-1}, \quad (4)$$

где P_n и S_n моменты вступлений P и S-волн на n-ую станцию, а K - отношение скоростей продольных и

поперечных волн, определяемое эмпирически для каждого землетрясения. Положение эпицентра определено также с помощью методов, независимых от годографа (эпицентральной, средних линий и др.). Глубина очага оценивалась по разностям фаз pP-P и sP-P, отраженных вблизи эпицентра. При существующей системе наблюдений точность определения времени в очаге составляет $\delta t_0 = \pm 1$ с, положения эпицентра $\delta(\varphi, \lambda) = \pm(10-20)$ км, глубины очага $\delta h = \pm(5-10)$ км).

В настоящее время (начиная с 1994 г.) точность определения параметров землетрясений заметно повысилась за счет использования наблюдений станций, оснащенных современной аппаратурой с цифровой регистрацией: японских станций "Datamark" и американских станций "IRIS-2".

Несмотря на отмеченное улучшение исходных данных о землетрясениях, остается еще достаточно большой разброс точек эмпирических годографов, как по причине различных ошибок в исходных данных, так и, особенно, за счет различных аномалий в скоростях сейсмических волн.

Построение эмпирического годографа и уточнение скоростного разреза проводилось в два этапа. Это связано как с увеличением (и уточнением) массива данных для построения эмпирического годографа, так и с некоторыми изменениями в методике оценки поправок к скоростям δV_p на разных глубинах. Первый вариант осредненного годографа для $h = 40$ км с изображением эмпирических точек, приведен на рис.4. Для осреднения эмпирического годографа в настоящей работе применялся сглаживающий сплайн Рейнша [22]. Для нахождения коэффициентов сплайна процедура Рейнша переписана на язык Фортран и несколько улучшена.

На рис.4 приведен для сопоставления со сглаженным эмпирическим теоретический годограф, рассчитанный с помощью уточненного в первом варианте скоростного разреза. Как видно из рис.4, сглаженный эмпирический и рассчитанный теоретический годографы в пределах точности совпадают между собой. Отметим, что в двух интервалах расстояний -550-950 км и 1700-2000 км - годограф не обеспечен данными наблюдений из-за отсутствия сейсмических станций на этих участках геотраверса 9. Этим участкам эпицентральных расстояний соответствуют интервалы глубин $H_1 = 60-100$ км и $H_2 = 230-320$ км. В связи с этим, скоростные особенности в отмеченных интервалах глубин, определенные с помощью сглаженных (продолженных) участков годографа, представляются менее уверенными.

УТОЧНЕНИЕ ЗАДАННОЙ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

Строгое решение обратной кинематической задачи требует наличия эмпирических годографов

для разных глубин расположения источника. В связи с тем, что для рассматриваемого геотраверса 9 имеется только эмпирический годограф для глубины очага 40 км, был разработан метод частичного уточнения скоростного разреза. Уточнение скоростной модели тектоносферы основано на расхождении сглаженного эмпирического и теоретического годографа, рассчитанного на основе заданного скоростного распределения Р-волн.

При наличии заданного скоростного распределения $V = f(\Delta, H)$ и сглаженного эмпирического годографа процесс уточнения скоростного разреза сводится к следующим операциям: 1) оцениваются интервалы эпицентральных расстояний ($\Delta_i - \Delta_k$), в которых отмечается заметное расхождение эмпирического и теоретического годографов; 2) по таблицам Джеффриса определяются глубины максимального проникновения лучей $H_{\max} = f(h, \Delta)$, соответствующие заданным значениям h и Δ , а также интервал глубин, в котором нужно уточнить значение скорости; 3) определяются значения δt_p , соответствующие расхождению теоретического и эмпирического годографов; 4) при известных значениях разности эпицентральных расстояний $\Delta_i - \Delta_k$ и невязок δt_{pi} для каждого аномального участка оценивается поправка к скорости δV_p (со знаком, обратным знаку δt_p) по специальным номограммам $\delta V = \varphi(\delta \Delta, \delta t)$ или с помощью уравнения

$$\delta V = \frac{\Gamma \delta t}{t(t \pm \delta t)}, \quad (5)$$

где t - время пробега рефрагированной волны для заданных значений Δ и h . Предполагается, что гипоцентрального расстояние будет незначительно отличаться от разности эпицентральных расстояний $\Gamma \approx \Delta_i - \Delta_k$.

На основе рассмотренных операций подправляется скоростной разрез и вновь решается прямая задача, т.е. рассчитывается теоретический годограф при исправленном скоростном разрезе. Вновь производится сопоставление теоретического и сглаженного эмпирического годографа, и так до тех пор пока не произойдет их удовлетворительного согласия. В нашем случае заданный скоростной разрез подправлялся в первом варианте только один раз. В интервале глубин 260-500 км была введена поправка к скорости Р-волн равная +0,12 км/с. Уточненная в первом варианте изолиния скорости Р-волн на рис.2 изображена сплошной линией. При частичном уточнении скоростного разреза делается предположение об одномерности скоростных поправок, т.е., что скоростная поправка для заданной глубины является постоянной по всей трассе. В дальнейшем предполагается сделать поправки двумерными.

УТОЧНЕНИЕ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ Р-ВОЛН НА ОСНОВЕ КРИВОЙ $\delta t_p = f(\Delta)$ НЕВЯЗОК ГОДОГРАФА

Рассмотренный первый вариант скоростного разреза по геотраверсу 9 требует уточнения на основе дополнительных и более точных данных о временах пробега Р-волн. Потребовались также некоторые изменения в методике представления эмпирических данных и введения поправок к принятому для расчетов скоростному разрезу. Основные элементы нового подхода к уточнению скоростной модели: 1) за исходный скоростной разрез принимается распределение $V_p(H)$ по модели Джеффриса. Это позволяет избавиться от построения умозрительного варианта скоростного разреза при недостатке информации; 2) рассматриваются не осредненные эмпирические годографы, а осредненные эмпирические кривые поправок $\delta t_p - t_{pнабл.} - t_{pДж} = \varphi(\Delta)$ к годографу Джеффриса. Это позволяет получить большее разрешение времен по вертикали, так как самые большие поправки δt_p редко превышают $\pm 5c$. Такой подход позволяет установить более мелкие (чем при первом варианте) детали скоростного разреза Р-волн.

Поясним особенности нового подхода для уточнения скоростной модели на теоретическом примере. Кривая I (пунктир на рис.5) приведена для иллюстрации эффективности нового подхода. Она представляет теоретический случай, который принят условно, исходя из общих представлений о слоистом строении среды переходной зоны. Заданы три горизонтальных слоя повышенной скорости на глубинах: 1) 150-220 км. 3) 350-450 км. 5) 625-725 км. Заданы также три аналогичных слоя пониженной скорости на глубинах: 2) 60-150 км. 4) 220-300 км и 6) 450-550 км. Здесь цифры впереди интервала глубин обозначают номер экстремума на кривой $\delta t_p = f_1(\Delta)$ (Рис.5). Эпицентральные расстояния экстремумов кривой I соответствуют глубинам максимального проникновения лучей в данный аномальный слой. Аномалии скорости во всех слоях приняты равными $\pm 0,2$ км/с. Сейсмофокальная зона рассматривается как аномальный слой с перепадом скорости $\pm 0,2$ км/с.

Восстановить глубины расположения и мощности заданных аномальных слоев, а также перепада скоростей в них можно с помощью операций, отмеченных в предыдущем параграфе. Различие в подходах в первом и втором вариантах заключается в замене разности эпицентральных расстояний значением гипоцентрального расстояния, пройденного лучом в данном аномальном слое. Отметим, что гипоцентрального расстояние Γ значительно (иногда в 2-3 раза) отличается от разности эпицентральных расстояний, особенно для относительно небольших разностей $\Delta_i - \Delta_k$. Значение δt_{pi} в первом варианте соответствует невязке годографов в интервале расстоя-

ний Δ , $-\Delta_k$, а в рассматриваемом случае невязки δt_{pi} и δt_{pk} соответствуют кровлям и подошвам аномальных слоев. При известных значениях гипоцентральных расстояний Γ и невязок δt_p поправка к скорости δV_p оценивается как и в первом варианте.

С учетом аномалии $\delta t_p = 0,2$ км/с высокоскоростной сейсмофокальной зоны и выполнения вышеперечисленных операций были восстановлены как мощности аномальных слоев, так и заданный переход скоростей в них $\pm 0,2$ км/с. Это может свидетельствовать об эффективности примененного подхода.

На рис.5 приведена также осредненная эмпирическая кривая II - $\delta t_{pi} = f(\Delta)$. Кривая II, также как и кривая I, имеет немонотонный характер. На фоне общего роста отрицательных значений δt_p отмечаются максимумы и минимумы кривой, свидетельствующие о слоистом скоростном строении тектоносферы вдоль геотраверса 9. По сравнению с эмпирическим годографом, приведенным на рис.4, для построения кривой II использованы дополнительные данные о сильных афтершоках Южно-Камчатского (1996 г.) и Шикотанского (1994) г. землетрясений; из прежних отобраны наиболее надежные эмпирические данные. Пользуясь вышеотмеченными операциями, составлена таблица, в которой приведены результаты определений поправок δV_p с использованием нового подхода. Начиная с расстояний $\Delta=1000$ км, выделяется 5 слоев различной мощности: 3 слоя относительно пониженной скорости и два слоя относительно повышенной скорости. Аномалии скоростей Р-волн близки между собой по абсолютной величине (от $\pm 0,1$ до $0,13$ км/с). Слой под номером 1 (Н-а)

(в таблице) - хорошо известный слой пониженной скорости под литосферой, а слой под номером 3 (б-в) разделяет два известных слоя повышенной скорости с кровлями на глубинах около 400 и 660 км. Третий слой пониженной скорости в интервале глубин 740-890 км, по-видимому, отделяет верхнюю мантию от нижней. Примечательно, что мощный слой ($\delta h=300$ км) повышенной скорости в интервале глубин 170-480 км неплохо согласуется со слоем повышенной скорости, выделенном с помощью первого метода.

Результаты определений поправок к скорости δV_p изображены на сводном рис.2 (прямые штрихпунктирные линии). Кривая III на рис.5 отражает общую тенденцию увеличения отрицательных невязок δt_p с расстоянием Δ и осредняет отмеченные выше экстремумы "а-г". Близкий к этому вариант расхождения эмпирического и теоретического годографов использован при оценке значений поправок δV_p в первом случае. Положение аномальных слоев и перепады скоростей в них, отмеченные в таблице, будут в дальнейшем уточнены путем перебора вариантов.

ВАРИАНТЫ СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ

Известно, что на основе заданного эмпирического годографа можно построить полосу возможных скоростных разрезов, которые в пределах точности будут соответствовать этому годографу. В данной работе рассматриваются четыре варианта скоростных разрезов (рис.2). В дополнение к заданному распределению скорости Р-волн нанесены поправочные изолинии скорости для следующих трех вариантов $V_p = f(H)$: 1). скоростная линейная модель Джеффри-

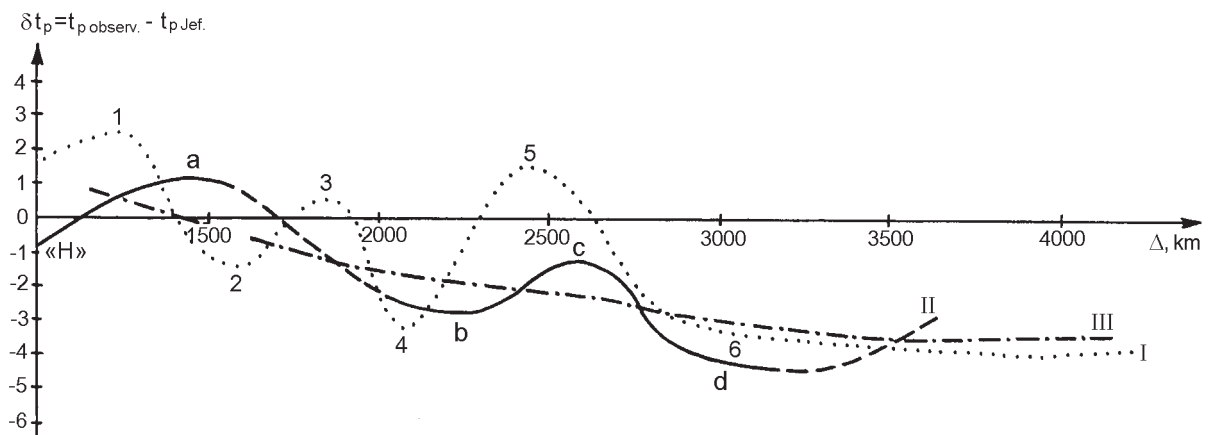


Рис.5. Теоретическая и осредненные эмпирические кривые невязок $\delta t_{pi}=f(\Delta)$ для Р-волн.

I - кривая невязок δt_p для заданной аномальной среды (с 3 слоями повышенной и 3 слоями пониженной скорости). Перепад скоростей в аномальных слоях $\pm 0,2$ км/с в сейсмофокальной зоне $+0,2$ км/с; II - Обобщенная эмпирическая кривая невязок $\delta t_{pi}-\delta t_{pk}=f(\Delta)$ с учетом дополнительных данных о невязках для Южно-Камчатской зоны и геотраверса 5 (для расстояний, больших 1500 км);

III - Кривая невязок $\delta t_{pi}=f(\Delta)$ при плавном осреднении всех эмпирических данных (аналог осреднения, примененный в первом варианте уточнения скоростного разреза).

1-6 - экстремумы теоретической кривой невязок δt_{pi} (I); а-г - экстремумы эмпирической кривой невязок δt_{pi} (II).

Таблица. Определение средних аномалий скорости δv_p в слоях, мощностью δh , по известным значениям разности невязок $\delta t_{p1} - \delta t_{pk}$ к годографу Джеффриса и гипоцентрального расстояния Γ .

№№ слоев	Э, П.	Δ км		δН, км	Γ, км	δt ₁ -δt _k , с	δv, км/с
		Δ ₁	Δ ₂				
1	н-а	1000	1450	70	1000	+1.9	-0.12
2	а-б	1450	2250	310	2000	-4.3	+0.13
3	б-в	2250	2550	85	1000	+2.2	-0.12
4	в-г	2550	3200	170	1500	-2.4	+0.1
5	г-	3200	3750	150	1550	+2.6	-0.1

В таблице 1-5 номера слоев, Э, П -обозначение экстремумов на кривой П (рис.5), Δ₁ и Δ₂ -эпицентральные расстояния, соответствующие кровле и подошве аномальных слоев.

са; 2). поправочные изолинии, определенные в первом варианте скоростного распределения $V_p = f(H)$ на основе сопоставления сглаженного эмпирического и теоретического годографов для глубины очага $h = 40$ км; 3). линейные поправочные изолинии $V_p(H)$, рассчитанные на основе уточненной эмпирической кривой невязок $\delta t_1 - \delta t_k = f(\Delta)$.

Как и следовало ожидать, сравниваемые скоростные модели заметно различаются между собой. Наиболее широкие полосы отмечены в верхней части скоростного разреза, а также для глубины около 550 км, соответствующей изолинии $V_p = 10$ км/с. В самой верхней части разреза (глубины меньше 100 км) скоростной разрез уточнить не удалось из-за сложного скоростного распределения в этом интервале глубин, а также значительного рассеяния эмпирических точек. На глубинах 100-170 км во втором варианте отмечен четкий слой пониженной скорости. Уточненная во втором варианте изолиния скорости $V_p = 8,0$ км/с расположена ~ на 0,1 ниже изолинии по Джеффрису. Эта изолиния еще больше отклоняется от заданного скоростного разреза. В результате для отмеченного интервала глубин получилась довольно широкая полоса возможных скоростных разрезов. Это относится и к изолинии $V_p = 8,5$ км/с. Но в этом случае изолинии скорости, уточненные как в первом, так и во втором вариантах, располагаются выше соответствующей изолинии по Джеффрису. Аналогичная картина отмечается и для глубины около $H = 400$ км. Уточненные изолинии для этой глубины ($V_p = 9,0$ км/с) располагаются выше, чем следует по модели Джеффриса. Эта изолиния близка к границе Голицына, на которой скорость увеличивается скачком. Положение уточненных изолиний $V_p = 9,0$ км/с должно свидетельствовать о более высоком положении этой границы. Однако по данным об отраженных волнах отмечается более низкое ее положение по сравнению с таковой для Курило-Камчатского региона.

Широкая полоса возможных скоростных разрезов отмечается и в районе изолинии $V_p = 10$ км/с. Например, в первом варианте получено увеличение

скорости Р-волн на 0,12 км/с, по сравнению с заданным скоростным разрезом, а во втором – уменьшение на ту же величину. Этот интервал глубин известен как относительно низкоскоростная прослойка между слоями повышенной скорости, кровли которых приурочены к глубинам 400 и 660 км.

В окрестности глубин $H \approx 650$ км (изолинии $V_p = 10,5$ км/с) отмечается увеличение скорости на 0,1 км/с. К этим глубинам приурочен известный слой повышенной скорости. Отмеченная глубина на вертикальных разрезах гипоцентров проявляется как нижняя граница сейсмичности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обратная кинематическая задача, как и любая обратная задача геофизики, не имеет единственного решения. Однако ширина области возможных скоростных разрезов в значительной степени зависит от точности построенных эмпирических годографов и применяемого метода решения этой задачи. Очевидно, что наша попытка уточнить скоростную модель Р-волн по геотраверсу Южная Камчатка - Якутия на основе сглаженного эмпирического годографа (или сглаженной эмпирической кривой невязок $\delta t_p = f(\Delta)$) для одной глубины очага ($h=40$) - всего лишь первый шаг на пути дальнейшего уточнения скоростного распределения $V_p = f(\Delta, H)$ в зоне перехода от континента к океану. Отметим, что даже на этом этапе исследований нами установлены значительные различия скоростного распределения Р-волн по геотраверсу 9 по сравнению с осредненной для всей Земли скоростной моделью Джеффриса.

Установлено, что тектоносфера вдоль геотраверса 9 имеет сложное скоростное строение. Отмечается чередование слоев относительно повышенной и пониженной скорости Р-волн. Аналогичная картина чередования слоев установлена и в исследованиях скоростного строения Сибирской платформы, территориально примыкающей к окончанию нашего геотраверса 9 [4]. Подтверждены, полученные ранее данные об относительно высоких скоростях сейсмических волн, распространяющихся в пределах сейс-

мофокальной зоны [10,14]. В качестве аномальной зоны Джеффрис признавал только 20° -границу Голицына. Обобщенные нами данные, полученные при уникальных экспериментах с донными станциями [14] свидетельствуют об аномально высоких скоростях сейсмических волн под районом глубоководного желоба до глубин ~200 км [1, 9,19,21]. Отмеченный эффект отчетливо отражен на заданном скоростном разрезе Р-волн (см.пунктир на рис.2). Наблюдается также аномально малый градиент скорости Р-волн под глубоководным желобом в интервале глубин 200-400 км.

Изолинии скорости Р-волн до глубины ~300 км имеют тенденцию повторять рельеф земной поверхности, что может свидетельствовать о генетической связи глубинных и поверхностных структур. На вертикальном разрезе по геотраверсу 9 сейсмические лучи в начальной части, по мере роста эпицентральных расстояний, все больший путь проходят в пределах высокоскоростной сейсмофокальной зоны и кривая невязок до расстояний $\Delta \approx 3250$ км резко идет вниз. Однако на расстояниях больших 3250 км, когда сейсмический луч проникает глубже нижней границы сейсмичности, эмпирическая кривая невязок $\delta t_p = f(\Delta)$ изменяет свой ход на противоположный. Это может означать, что на данном геотраверсе не наблюдается значительного продолжения аномального высокоскоростного слоя (продолжения сейсмофокальной зоны), как это отмечено в работах [20,23].

При выявлении деталей скоростного строения большое значение имеет способ представления эмпирических данных. Например, при обычном способе сопоставления эмпирического и теоретического годографов трудно выявить детали скоростного разреза по причине малой разрешимости вертикального масштаба (как в нашем первом варианте). Более детальное представление скоростного распределения можно сделать в случае, если рассматривать не расхождение годографов, а изменение невязок $\delta t_p = f(\Delta)$ с расстоянием Δ (второй вариант уточнения).

В дальнейшем для решения обратной кинематической задачи предполагается построить систему годографов для нескольких глубин очагов. Для уменьшения неоднозначности решения этой задачи необходимо также привлекать другие типы волн (обменные, отраженные и др.), а также их динамические характеристики.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, код проекта 96-05-64903.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аниконов Ю.Е., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки // Математические проблемы геофизики. Новосибирск, 1974. Вып.5. Ч.1. С.92-117.
2. Белоносов А.С., Цецохо В.А. Вычислительный алгоритм и процедуры сглаживания функций, заданных приближенно в узлах нерегулярной сетки на плоскости // Некорректные задачи математической физики и проблемы интерпретации геофизических наблюдений. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1976. С.6-29.
3. Болдырев С.А., Пономарев С.Ф. Построение скоростной модели Охотоморского блока мантии // Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М., 1983. С.139-151.
4. Глубинное строение территории СССР / В.В.Белоусов, Н.И.Павленкова, А.В.Егоркин и др. М.: Наука, 1991. 224 с.
5. Елисеевнин В.А. Расчет лучей, распространяющихся в неоднородной среде // Акуст. журн. 1964. Т.10, Вып.3.
6. Касахара Д., Харви Р. Изучение Курильского желоба с помощью донного сейсмографа // Гидрофизические исследования океана. Владивосток, 1977. Вып.54. С.17-34.
7. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1977. 456 с.
8. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Буравцев А.А. Результаты нового сейсмического литосферного эксперимента в Северо-Западной котловине Тихого океана // Океанология. 1989. Т.29. С.599-607.
9. Строение литосферы по данным сейсмических исследований по геотраверсу Южные Курильские острова - хребет Шатского / Л.Н.Рыкунов, Ю.В.Непрочнов, В.В.Седов и др. // Строение дна северо западной части Тихого океана. М., 1984. С.106-114.
10. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С.11-29.
11. Тараканов Р.З. Модель скоростного строения верхней мантии и сейсмофокальной зоны по геотраверсу залив Терпения (о.Сахалин) - о.Итуруп - Тихий океан // Сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. Владивосток, 1989. Ч. 1. С. 100-113.
12. Тараканов Р.З. Пространственно-энергетическое распределение землетрясений СФЗ // Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1992. С. 189-193.
13. Тараканов Р.З., Омельченко О.К. Скоростные особенности строения тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии по трем генеральным геотраверсам // Обратные задачи геофизики. Новосибирск: ВЦ СО РАН, 1996. С.166-169.
14. Тараканов Р.З. Скоростные особенности строения океанического блока верхней мантии северо-западной части Тихого океана по данным наблюдений с донными сейсмографами // Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск, 1997. Т. VI С. 21-39.
15. Туезов И.К. Скоростная астеносфера Курило-Камчатского региона и прилегающих частей Охотского моря и Тихого океана // Докл. АН СССР. 1987. Т.296, №1. С.193-196.
16. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчатской / С.А.Федотов, Л.Б.Славина, Л.С. Шумилина и

- др. // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С.180-189. (Тр.СахКНИИ; Вып.39).
- 17.Феофилактов В.Д. Козырева Н.П., Плешакова Т.Т. Кинематические невязки сейсмических волн по данным островной сейсмической станции Медный // Вулканология и сейсмология. 1990. №2. С.107-111.
 - 18.Цецохо В.А., Белоносов А.С. Белоносова А.В. Об одном методе гладкого приближения функций многих переменных // Математические проблемы геофизики. Новосибирск, 1995. Вып.6. С.298-309.
 - 19.Duennebieer F.K., Lienez B., Cessaro R. Controlled-source seismic experiment at hole 581// Init. Repts. DSDP. Washington, 1987. V.91. P.105-125.
 - 20.Kamiya Sh., Miyamake T., Hirahara K. Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese islands // Bull.Earthq.Res.Inst. Univ. Tokyo. 1989. V.64. P.457-485.
 - 21.McDermott J.G., Labhart R.,J., Marshall V.O. Preliminary bulletin Kurile islands experiment. Ocean-bottom seismographic experiments // Texas Instruments Incorporated, Science Services Division Dallas: Texas, 1967. 245 p.
 - 22.Reinsch C.H. Smoothing by spline functions // Numerische mathematik. 1967. V.10. P. 177-183.
 - 23.Yamanaka Y., Miyamake T. and Hirahara K. Three-dimensional S-wave velocity structure beneath the Japan Islands - Configuration of the subducting slab // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1992. V.67. P.265-302.

Поступила в редакцию 10 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

R.Z. Tarakanov, O.K. Omelchenko

Peculiarities of the velocity structure of tectonosphere from data on the South Kamchatka-Yakutia geotraverse

A verified version of a P-wave velocity cross-section was constructed from the long South Kamchatka-Yakutia geotraverse (about 3000 km) on the basis of observations of seismic station networks. Two-dimensional velocity cross-sections stipulated on this geotraverse on an irregular network are smoothly approximated by using an apparatus of convex splines and unit expansion. Verification of velocity cross-sections is made by an iterative method of "shooting" in consort with a point-by-point comparison of the theoretical travel time curves constructed by a ray method with the empirical ones. The velocity structure peculiarities are presented for the entire depth of the tectonosphere (up to 700 km). The geotraverse crosses structures with different histories of tectonic development: from a seismic focal zone outcrop in the South Kamchatka area through the Okhotsk Sea northern part and the activated volcanic belt in the coastal continental part of Asia to Mesozoic-Cenozoic structures in the Yakutia area. The constructed version of the velocity cross-section differs from Jeffrey's model averaged for the entire Earth. The cross-section is characterized by much lower velocities (up to 0.1-0.15 km/sec) in the South Kamchatka volcanic region and beneath the coastal continental area and also between the known layers of higher velocities, whose roofs lie at depths of about 400 and 660 km. Over a depth range of 250-480 km it is characterized by higher velocities than in Jeffrey's model. No considerable continuation (deeper than boundaries of seismic manifestations) of the high-velocity layer identified with a seismic focal zone is observed on the given geotraverse. The constructed velocity cross-section can be used for calculation of travel time curves and for different geotectonic constructions.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ
СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ*Н.М. Левашова*, М.Н. Шапиро*****Геологический институт РАН, г.Москва****Институт планетарной геофизики ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г.Москва*

В северной части Срединного хребта, на перешейке Камчатки, было произведено палеомагнитное опробование верхнемеловых островодужных комплексов ирунейской свиты. Коллекция прошла температурное ступенчатое размагничивание в 12-18 шагов. В большей части образцов была выделена либо характеристическая компонента намагниченности обратной полярности, либо круги перемагничивания. Намагниченность имеет доскладчатый возраст и, вероятно, является первичной. Направление намагниченности в стратиграфической системе координат склонение 105.5° наклонение -67.0° , $\alpha_{95} = 41^\circ$, соответствует палеошироте $49.7^\circ \pm 5.6^\circ N$. Если бы в верхнем мелу изученный блок принадлежал к Северо-Американской плите, то в кампане он должен был находиться на широте $70^\circ - 72^\circ N$, так что островная дуга к которой первоначально принадлежал опробованный блок, должна была испытать дрейф с северной компонентой порядка 2500 км. Для всех кампан маастрихтских островодужных комплексов, по которым имеются палеомагнитные определения, палеошироты совпадают в пределах ошибки метода. Это дает основание предполагать, что большая часть поздне меловых пород Камчатки и южной части Корякии формировалась в пределах одной дуги, которая в кампане-маастрихте заложилась на океанической коре на $20^\circ - 25^\circ$ южнее окраины континента и перемещалась с плитой Кула до прибытия к континенту в палеоцене. Поскольку движение островной дуги совпадало по времени с процессом вулканической активности, сопряженная зона субдукции должна была двигаться на север со скоростью океанической плиты. Зона субдукции должна была быть наклонена под плиту Кула, а поглощалась в ней, видимо, океаническая окраина континентальной плиты.

ВВЕДЕНИЕ

В ряде работ по геологии Дальнего Востока России было показано, что северо-западное обрамление Тихого океана представляет собой агломерат террейнов, многие из которых являются фрагментами древних островных дуг. На Камчатке и в южной части Корякского нагорья фрагменты поздне меловых и палеогеновых островных дуг наиболее детально описаны в работах [5, 15].

На Камчатке крупные выходы осадочно-вулканогенных комплексов позднего мела приурочены к двум основным хребтам полуострова: Срединному и Восточным хребтам. Структуры Восточных хребтов прослеживаются через п-ов Озерной на север от Камчатки к о-ву Карагинский (рис.1). В южной части Корякского нагорья верхнемеловые островодужные комплексы распространены также на п-ве Ильпинский и в Олюторской зоне. Структуры Срединного хребта ограничены с запада пологим Лесновским надвигом, по которому поздне меловые вулканогенно-осадочные комплексы надвинуты на разновозрастные терригенные формации Западно-Камчатской-Укэляятской зоны. Системы поднятий Срединного и Восточных хребтов разделены Центрально-Камчатской депрессией и прогибом пролива

Литке, заполненными кайнозойскими осадками. И в Срединном, и в Восточных хребтах поздне меловые вулканогенно-осадочные комплексы по своему составу сопоставляются с продуктами внутриокеанических островных дуг [12, 6].

Попытки восстановить по имеющимся фрагментам древних островных дуг эволюцию конвергентной границы на северо-западе Тихого океана предпринимались неоднократно [5, 6, 15 и др.]. Для того, чтобы обосновать такие реконструкции, необходимо установить возрастной диапазон надсубдукционного вулканизма, возраст деформаций, сопоставляемых с коллизией дуги и материка и первичное положение островной дуги. Только палеомагнитные данные могут дать количественную оценку горизонтальных смещений островных дуг. Отвечающие современным требованиям палеомагнитные данные по поздне меловым островодужным комплексам зоны Восточных хребтов уже получены на хребте Кумроч [24], на о-ве Карагинском [10], на п-ве Ильпинский [9], а также в Олюторской зоне Корякин [8]. Все верхнемеловые островодужные комплексы, по которым имеются палеомагнитные определения, формировались на $20^\circ - 25^\circ$ южнее окраины континента (табл.2). Однако имеющихся данных недостаточ-

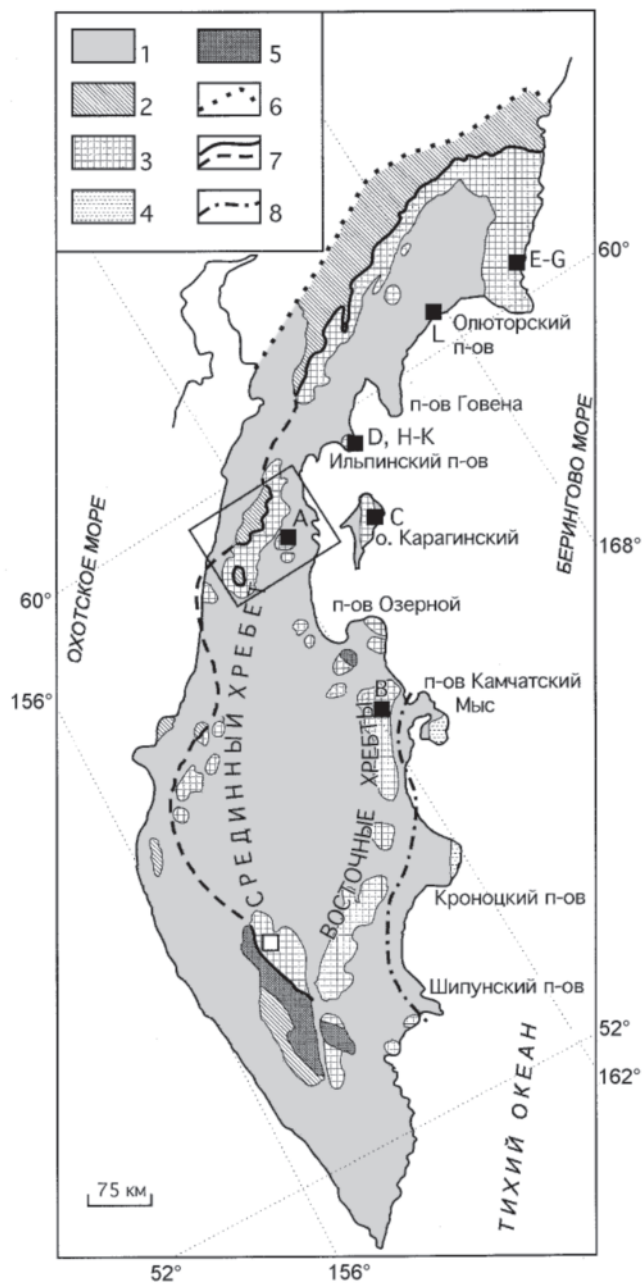


Рис. 1. Распространение верхнемеловых формаций на Камчатке и в южной части Корьякского нагорья.

1 - кайнозойские породы; 2-3 - верхний мел; 2 - терригенные формации; 3 - осадочно-вулканогенные формации Срединного хребта, Восточных хребтов и Олюторской зоны Корьякского нагорья; 4 - Восточных полуостровов; 5 - доверхнемеловые метаморфические породы; 6 - северная граница Олюторско-Камчаткой области; 7 - Лесновско-Ватынский надвиг (достоверно установленный - сплошная линия, предполагаемый - пунктирная); 8 - западная граница зоны Восточных полуостровов. Участок палеомагнитного опробования на юге Срединного хребта показан незалитым квадратом. Залитыми квадратами показаны районы, по которым имеются палеомагнитные определения (обозначения как в табл.2).

но, чтобы определить, сформировались островодужные комплексы Срединного и Восточных хребтов в пределах одной широкой островной дуги, или в двух разных позднемеловых палеодугах, впоследствии со-

вмещенных тектонически. Можно предположить, что если островодужные комплексы Срединного хребта формировались в той же островной дуге, что и одновозрастные комплексы Восточных хребтов, их палеошироты должны совпадать в пределах ошибки метода. Для проверки этой гипотезы были опробованы кампан-маастрихтские островодужные комплексы ирунейской свиты в северной части Срединного хребта, на перешейке Камчатки (рис. 2) и верхнемеловые-нижнепалеоценовые островодужные комплексы ирунейской и кирганикской свит в южной части Срединного хребта, в бассейнах рек Хим и Богдановская (рис.1, отдельная карта не приводится). Полученные по этим комплексам новые палеомагнитные данные и их тектоническая интерпретация представлены в данной работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОПРОБОВАННОГО РАЗРЕЗА

Наиболее обширный выход меловых пород на северной Камчатке приурочен к западным склонам Срединного хребта и обычно выделяется в качестве Лесновского поднятия (рис.2). Структура меловых комплексов определяется в первую очередь крупным пологим Лесновским надвигом северо-западной vergentности. Автохтон этого надвига сложен интенсивно дислоцированным терригенными флишидами Лесновской серии. Это глубоководные турбидиты и контуриты, по составу и строению отвечающие отложениям подводного склона относительно молодой пассивной континентальной окраины [14]. Вблизи перекрывающего надвига они превращены в тектонический меланж, содержащий глыбы базальтов океанического типа и кремнистых пород с остатками кампан-маастрихтских радиолярий. Возраст лесновской серии устанавливается на основании сопоставлений с близкими по составу толщами Западной Камчатки и Укелаятской зоны Корьякского нагорья. Последняя сложена терригенным флишем с редкими линзами базальтов и кремнистых пород. В разных частях разреза содержатся радиолярии кампана-маастрихта и палеоцен-нижнеэоценовые фораминиферы, в связи с чем предполагается, что накопление флиша продолжалось здесь с кампана до начала эоцена [4, 12]. Однако на Западной Камчатке, в частности, в районе Паланы, территориально очень близком к Лесновскому поднятию, палеоцен, отделенный от мела стратиграфическим несогласием, представлен грубообломочной континентальной молассой [3]. Поэтому представляется возможным ограничить возраст лесновской серии верхним мелом и, может быть, самыми низами палеоцена.

В аллохтоне Лесновского надвига наблюдается система чешуй, большая часть которых сложена ирунейской свитой: пестрым по составу комплексом

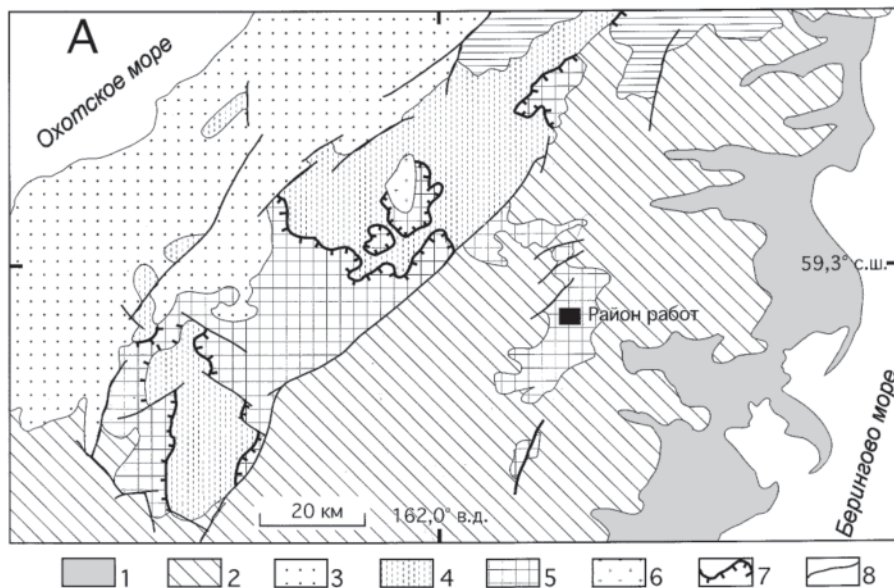


Рис. 2А. Схема геологического строения перешейка Камчатки.

1 - четвертичные отложения; 2 - осадочные и вулканогенные отложения верхнего эоцена, олигоцена и неогена; 3 - палеоцен-среднеэоценовые вулканиты и осадки; 4,5 - верхний мел: 4 - лесновская серия, 5 - ирунейская свита; 6 - Шаманкинский гранитный массив; 7 - Лесновский надвиг; 8 - прочие разрывы. Положение участка опробования на р.Вакингинваям показано залитым квадратом.

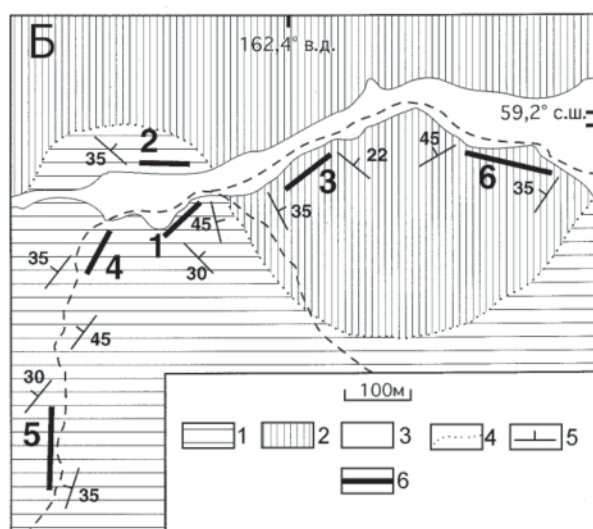


Рис. 2Б. Схема опробования пород ирунейской свиты в среднем течении р. Вакингинваям.

1,2 - ирунейская свита: 1 - кремнистые туффиты с иноцерамами, 2 - туфоалевролиты и туфы; 3 - аллювий р.Вакингинваям; 4 - граница между пачки ирунейской свиты; 5 - элементы залегания; 6 - участки опробования, пронумерованные как в табл.1.

Таблица 1. Палеомагнитные данные по верхнемеловым комплексам ирунейской свиты.

Обнажение	N/N ₀	Th, m	A/d	Географическая сист. коорд.				Стратиграфическая сист. коорд.			
				D°	I°	K	α ₉₅	D°	I°	K	α ₉₅
1	7/8	30	44/31	72.8	-35.8	12.6	17.9	98.0	-61.2	27.3	11.9
2	6/9	40	27/31	71.5	-50.4	70.3	8.0	118.1	-64.0	41.5	10.5
3	10/14	85	35/27	60.9	-54.7	17.6	12.8	104.8	-74.5	18.2	11.8
4	7/10	50	318/38	33.7	-69.5	47.6	8.9	100.8	-54.0	38.9	9.9
5	7/10	70	326/27	21.2	-68.5	40.3	9.7	94.1	-66.7	30.7	11.2
6	12/23	110	323/38	336.6	-59.7	26.9	8.7	115.2	-74.8	41.6	6.9
Среднее (образцы)	49/74			44.4	-65.0	10.0	6.8	105.5	-67.0	25.2	4.1
Среднее (обнажения)	6/6			48.7	-61.3	14.3	15.2	104.2	-66.1	83.3	6.3
F _(2,8) =4.46				f=16.86				f=0.10			

Примечания. Номера обнажений - как в тексте и на рис.2б; N/N₀- количество образцов изученных/включенных в анализ; Th, мощность опробованного интервала; A/D, азимут падения/ угол падения; D, склонение; I, наклонение; K, кучность; α₉₅, радиус 95% круга доверия; F = 95% критическое значение F статистика, числа в скобках обозначают степени свободы; F - рассчитанные величины F статистики. Подчеркнутый результат использовался для интерпретации.

Таблица 2. Палеомагнитные данные по островодужным комплексам Корьякско-Камчатского региона

Координаты района опробования				Наблюдаемые напр. намагниченности							
N	ВП	Lat°N	Lon°E	D°	I°	K	α_{95}°	Lat° _{ожд.}	Lat° _{набл.}	Δ Lat°	Ref
Верхнемеловые породы											
A	K ₂ ^{ср}	59	162	105	-67	25	4.1	70-72	49.7±5.6	20-22	1
B	K ₂ ^{ср-ма}	56	161	160	-68	16	37	68-70	48.7±5.0	19-21	2
C	K ₂ ^{ср-ма}	59	164	332	63	20	4.5	69-73	44.5±5.6	25-29	6
D	K ₂ ^{ср-ма}	60	165	299	61	18	6	70-74	42.1±7.1	29-32	5
E	K ₂ ^{ср-ма}	61	172	80	66	15	8	72-75	49.0±10.9	23-26	4
F	K ₂ ^{ср-ма}	61	172	88	65	14	5	72-75	47.0±6.5	25-58	4
G	K ₂ ^{ср-ма}	61	172	97	68	12	5	72-75	51.1±7.0	21-24	4
Палеогеновые породы											
H	Tr Th	60	165	285	75	12	8	67-68	61.8±13.2	5-6	5
I	Te ^{Ypr}	60	165	321	76	14	6	65-66	63.5±10.2	2-3	5
J	Te ^{Lut-Brt}	60	165	299	73	10	10	63-65	58.6±15.8	4-6	5
K	Te ^{Prb} -To ^{Rup}	60	165	338	80	10	9	62-63	70.6±16.3	-8-9	5
L	Te	61	168	348	74	17	4.2	64-67	60.2±6.8	4-7	3

Примечания. N- районы опробования обозначены как на рис.1; В.П.-возраст пород: K₂^{ср-ма} - верхний мел, кампан-маастрихт; TrTh, палеоцен, танет; Te^{Ypr}, эоцен, ипр; Te^{Lut-Brt}, эоцен, лютет-барто; Te^{Prb}-To^{Rup}, эоцен, приабон-олигоцен, рупетий; Te, верхний-средний эоцен. Палеомагнитные данные приведены в стратиграфической системе координат: D, склонение; I, наклонение; k, кучность; α_{95}° , радиус 95 % круга доверия. Lat°_{ожд.}, Lat°_{набл.}, ожидаемая и наблюдаемая палеошироты; Δ Lat°, разница между ожидаемой и наблюдаемой палеоширотами. Ref, ссылки: 1 - эта работа; 2 - хребет Кумроч, [24]; 3 - хр. Малиновского [7]; 4 - Олюторская зона [8]; 5 - Ильпинский п-ов [9]; 6 - о-в Карагинский, [10].

зматическими слоями иноцерамов. Редкие хорошо сохранившиеся раковины определяются как сантон-кампанские [1,2].

Более высокие чешуи, распространенные на востоке Лесновского поднятия и в значительной степени перекрытые неогеновыми вулканитами, имеют другое строение: нижняя часть разреза сложена здесь в основном серыми кремнями и кремнистыми туффитами, содержащими обломки призматических слоев иноцерамов. Количество таких обломков увеличивается вверх по разрезу, где появляются пачки насыщенные крупными фрагментами раковин и практически целыми раковинами, вплоть до перехода к линзам иноцерамовых ракушняков. Выше согласно и с постепенным переходом залегают толща пестрых по составу (от базальтов до риодацитов) туфов и эффузивов, с несогласием перекрытая кайнозойскими осадками или вулканитами.

Нижние чешуи Лесновского аллохтона полностью сопоставимы с некоторыми разрезами ватынской серии в Олюторской зоне Корьякского нагорья, а восточные отвечают переходу от ватынской к ачайваемской серии. В Олюторской зоне нижняя часть ачайваемской свиты по радиолариям отнесена к кампану-маастрихту.

Наиболее древние из кайнозойских пород, с несогласием залегающих на меловых комплексах и перекрывающих Лесновский надвиг - это вулканиты кинкильской свиты. Их возраст достаточно дискус-

сионен, но во всяком случае и сами вулканиты, и связанные с ними граниты, прорывающие надвиг, образовались до начала верхнего эоцена [1,11,13]. Очевидно, что Лесновский надвиг сформирован в промежутке между концом мела и началом верхнего эоцена. К этому промежутку времени относятся: собственно надвигообразование и сопутствующие тектонические деформации, предкинкильский размыв, накопление кинкильских эффузивов с одновременным становлением гранитов и, наконец, глубокий предверхнеэоценовый размыв. Все эти процессы требуют времени, поэтому логично предположить, что значительные перемещения по Лесновскому надвику прекратились уже к началу среднего эоцена, а возможно и к началу эоцена.

В дальнейшем восточная часть Лесновского поднятия была перекрыта миоплиоценовыми вулканитами и выходы меловых пород выглядят здесь как отдельные эрозионные окна. Опробованный нами в северной части Срединного хребта разрез ирунейской свиты приурочен к одному из таких окон в верховьях р. Вакингимваям, самого крупного из левых притоков р. Караги. Ирунейская свита смята здесь в серию относительно пологих складок с общим погружением шарниров на северо-северо-запад. Нижняя часть видимого разреза сложена серыми кремнистыми туффитами с прослоями пепловых туфов и постоянной примесью мелких обломков раковин иноцерамов. В разрезе неоднократно повторяются лин-

зовидные горизонты мощностью 0.4-2 м, насыщенные крупными обломками таких раковин и почти нефрагментированными раковинами. Мощность этой части разреза не менее 120 м. Выше, согласно и с постепенным переходом залегает пачка черных туфогенных алевролитов с прослоями псаммитовых и гравийных туфов, практически не содержащих обломков иноцерамид. В верхней части этой пачки, общая мощность которой превышает 100 м, появляются прослои грубообломочных базальтовых туфов. Структурно выше начинаются выходы толщи туфов и эффузивов. На этом участке нижняя граница этих толщ нами не наблюдалась, но согласный переход от толщи туффитов с иноцерамидами к туфоэффузивной толще в верхней части ирунейской свиты неоднократно описывался ранее в бассейнах р. Кичиги и Белой [13]. Никаких данных о возрасте ирунейской свиты, относящихся непосредственно к опробованному участку у нас нет, но исходя из региональной характеристики возраста иноцерамосодержащих слоев Северной Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья, опробованные породы можно отнести к сантону-кампану.

Позднемеловые-раннепалеоценовые островодужные комплексы были опробованы нами и в южной части Срединного хребта (рис.1, отдельная карта не приводится). Здесь позднемеловые-раннепалеоценовые осадки и вулканиты разделены на две свиты: ирунейскую (сантион-кампан) и вышележащую кирганикскую (маастрихт-нижний палеоцен), надвинутую с востока на метаморфические комплексы. Фрагмент разреза ирунейской свиты (туфы, кремнистые туффиты, силициты) был опробован в верхнем течении р. Хим, а фрагмент разреза кирганикской свиты (туфы, туфогенные песчаники и алевролиты) - в верховьях р. Богдановской.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В обнажениях вручную отбирались штуфы, которые ориентировались горным компасом. В южной части Срединного хребта (рис.1), в пяти обнажениях из тонкозернистых туфов было отобрано 60 ориентированных штуфов. В северной части хребта было опробовано 6 обнажений (рис. 2а,б). Здесь из туфов и туфосилицитов было отобрано 74 ориентированных штуфа. Мощность опробованного стратиграфического интервала в разных обнажениях составляла от нескольких десятков до более чем ста метров (табл.1). В каждом обнажении с одного стратиграфического уровня отбирался один штуф, точки отбора распределялись равномерно по всему опробуемому стратиграфическому интервалу. От 1 до 3 (обычно 2) образцов кубической формы из каждого штуфа были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию в 12-18 шагов. Макси-

мальная температура нагрева составляла 580°C. Один кубик из каждого штуфа подвергался ступенчатой температурной чистке в самодельной печи с остаточным полем около 10 нТ, намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-4 с уровнем шума 0.05 мА/м, помещенном в кольца Гельмгольца в палеомагнитной лаборатории ГИН РАН. Второй кубик из того же штуфа подвергался терморазмагничиванию в печи с многослойным пермалоевым экраном, измерения проводились на криогенном магнитометре в палеомагнитной лаборатории Института Физики Земли в Париже.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В образцах, отобранных в южной части Срединного хребта, кроме вязкой намагниченности, снимающейся при температурах до 300°-350°C, не было выделено никаких стабильных компонент намагниченности. Вся эта коллекция была исключена из рассмотрения.

По литологически сходным комплексам, опробованным в северной части Срединного хребта, были получены значительно лучшие результаты. В этих образцах интенсивность естественной остаточной намагниченности (NRM) варьировала от 0.07 до 300 мА/м. Максимальные блокирующие температуры менялись в пределах 530°-570°C (рис. 3), что позволяет говорить о магнетите как основном носителе намагниченности. Результаты температурного размагничивания были представлены в виде ортогональных векторных диаграмм [28]. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траектории, включающие не менее трех измерений [22].

Во многих образцах наблюдается сильный спад намагниченности на интервале 0°-200°C. Намагниченность, по направлению близкая к современному полю, в части образцов была снята при температурах 200°-350°C, и после этого выделялась одна характеристическая компонента намагниченности (ChRM), спадающая к началу координат (рис. 3а,б). В большинстве образцов, кроме низкотемпературной намагниченности и ChRM, выделяемой при высоких температурах, на температурах 300°-480°C можно видеть более или менее линейные (рис. 3в), а чаще криволинейные участки траектории (рис. 3г).

Прямолинейные участки траектории можно принять за некую среднетемпературную компоненту намагниченности. Направления этой среднетемпературной компоненты сильно рассеяны как в древней, так и в современной системе координат, и распределены между направлением современного поля и ChRM. Это позволяет предположить, что среднетемпературная «компонента» появляется (в результате

частичного перекрытия спектров блокирующих температур) направленной по современному полю намагниченности и ChRM. В коллекции было также значительное количество образцов, где криволинейность траектории сохранялась до полного размагничивания (рис. 3д). В этих случаях ChRM выделить не удалось, и были определены только круги перемагничивания. Наконец, в части коллекции, после нагревов до 400°-430°C направление стало меняться хаотически. Эти образцы были исключены из рассмотрения.

Все выделенные направления ChRM имеют обратную полярность. Средние направления по обнажениям определялись либо с использованием только направлений ChRM для штуфов, либо при помощи комбинированного анализа ChRM и кругов перемагничивания [26]. Средние по обнажениям определены достаточно хорошо (табл. 1, рис. 4). Тест складки [25] положительный (табл.1), что говорит о доскладчатом

и, вероятно, первичном возрасте ChRM. В каждом обнажении были опробованы достаточно большие стратиграфические интервалы и средние по обнажениям распределены очень компактно в древней системе координат (рис.4). Это дает основания предполагать, что вековые вариации достаточно хорошо осреднены в пределах каждого обнажения.

Общее среднее направление ChRM для изученной коллекции в древней системе координат составляет: $D = 105.5^\circ$, $I = -67.0^\circ$, $\alpha_{95} = 4.1^\circ$. Это соответствует палеошироте $49.7^\circ \pm 5.6^\circ N$.

ВОЗРАСТ ОПРОБОВАННЫХ ПОРОД

Согласно региональной характеристике возраста иноцерамосодержащих слоев Северной Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья, опробованные породы относятся к сантону-кампану [1,2]. Палеомагнитные исследования показали, что ChRM во всех изученных образцах имеет обратную полярность. По-

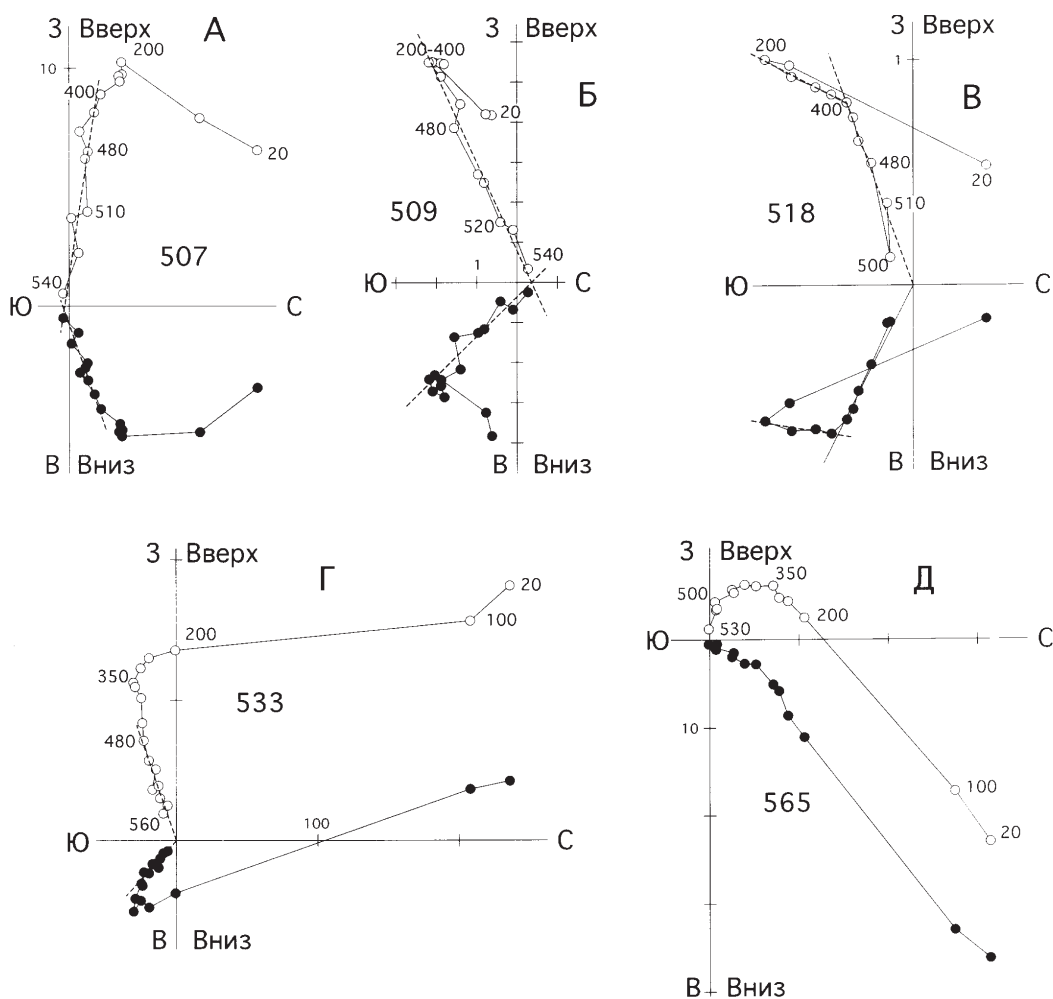


Рис.3. Примеры векторных диаграмм Зийдервельда для кампанских туфогенных пород ирунейской свиты. Все диаграммы даны в древней системе координат. Залитыми (незалитыми) символами обозначены проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Выделенные компоненты показаны пунктирными линиями. Температуры в градусах Цельсия.

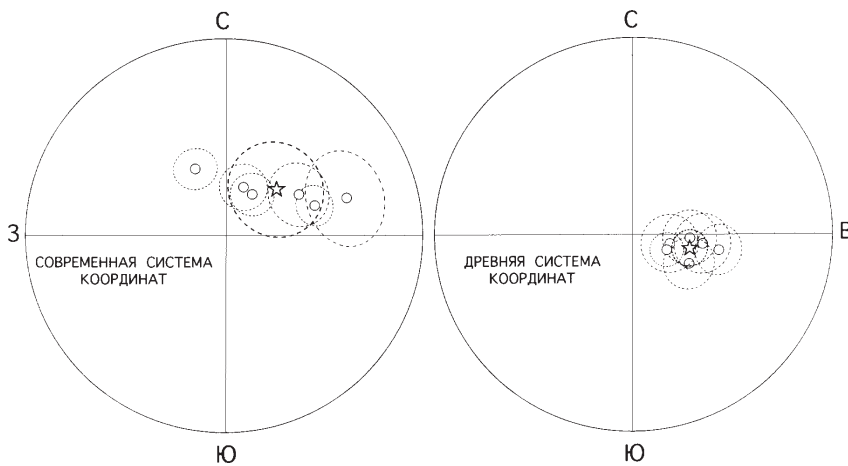


Рис.4. Стереогаммы средних направлений намагниченности по обнажениям (кружки) с кругами доверия (тонкие пунктирные линии) в современной и древней системах координат. Общее среднее показано звездочкой, круг доверия-толстой пунктирной линией. Все символы спроектированы на верхнюю полусферу.

скольку меловой суперхрон нормальной полярности заканчивается на границе сантона и кампана (83 млн лет) [17], можно с уверенностью утверждать, что накопление опробованных толщ началось не раньше кампана. Согласно магнитохронологической шкале [17], в кампане есть только один хрон обратной (83-79 млн лет) и один прямой полярности (79-74 млн лет). Таким образом, время накопления опробованных комплексов можно ограничить интервалом 83-79 млн лет.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КАМПАН-МААСТРИХТСКИМ ОСТРОВОДУЖНЫМ КОМПЛЕКСАМ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Опробованный блок не является единственным фрагментом кампан-маастрихтской островной дуги/дуг, по которому имеются палеомагнитные данные (табл.2). Имеется палеомагнитное определение по верхнемеловым островодужным комплексам хребта Кумроч [24], входящего в зону Восточных хребтов. Возраст опробованной здесь части кампан-маастрихтской хапицкой свиты предположительно составляет 83-79 млн лет и накапливались эти породы на широте $48.7^{\circ} \pm 5.0^{\circ} \text{N}$ (табл. 2, В). На северном продолжении зоны Восточных хребтов, палеомагнитное определение имеется по кампан-датским островодужным комплексам о-ва Карагинский, палеоширота $44.5^{\circ} \pm 5.6^{\circ} \text{N}$ (рис.6, табл.2, С) [10]. В южной части Корякского нагорья палеомагнитные определения имеются по кампан-маастрихтским островодужным комплексам п-ва Ильпинский, палеоширота $42.1^{\circ} \pm 7.1^{\circ} \text{N}$ (рис.6, табл.2, D) [9], и Олюторской зоны, палеошироты: $49.0^{\circ} \pm 10.9^{\circ} \text{N}$, $47.0^{\circ} \pm 6.5^{\circ} \text{N}$, $51.1^{\circ} \pm 7.0^{\circ} \text{N}$ (рис.6, табл. 2, Е, F, G) [8]. Для всех изученных кампан-маастрихтских островодужных комплексов палеошироты, включая представленное в данной работе определение по кампанским острово-

дужным породам Срединного хребта ($49.7^{\circ} \pm 5.6^{\circ} \text{N}$), совпадают в пределах ошибки метода.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ДИСКУССИЯ

Совпадение палеоширот дает основание предполагать, что большая часть верхнемеловых пород Камчатки и южной части Корякии формировалась в пределах одной дуги, которую в дальнейшем мы вслед за В.П. Зинкевичем и Н.В. Цукановым [5] будем именовать Ачайваям-Валагинской палеодугой. В настоящее время деформированные фрагменты этой дуги включены в континентальное обрамление Северо-Западной Пацифики. Считается, что сейчас Корякско-Камчатский регион принадлежит к Северо-Американской плите, однако где проходила граница между Северо-Американской и Евроазиатской плитами в конце мела и кайнозой, точно неизвестно. Если бы в верхнем мелу район исследований (сейчас 59°N , 162°E) принадлежал к Северо-Американской плите, то в кампане он должен был находиться на широте $70^{\circ} - 72^{\circ} \text{N}$, а если к Евроазиатской, то на широте $69^{\circ} - 71^{\circ} \text{N}$. В обоих случаях, для всех изученных верхнемеловых островодужных комплексов наблюдаемые палеошироты более чем на 20° ниже ожидаемых. Большинство исследователей полагает, что граница между Северо-Американской и Евроазиатской плитами проходила к юго-западу от Камчатки [18, 19, 27], поэтому при кинематических построениях мы будем исходить из того, что после своего причленения к окраине континента, Ачайваям-Валагинская палеодуга двигалась с Северо-Американской плитой.

Палеомагнитные данные по всем изученным верхнемеловым островодужным комплексам (табл.2) показывают, что Ачайваям-Валагинская палеодуга формировалась на $20^{\circ} - 25^{\circ}$ южнее окраины континента (рис.6) и испытала дрейф с северной компонентой порядка 2500 км . Кинематические модели

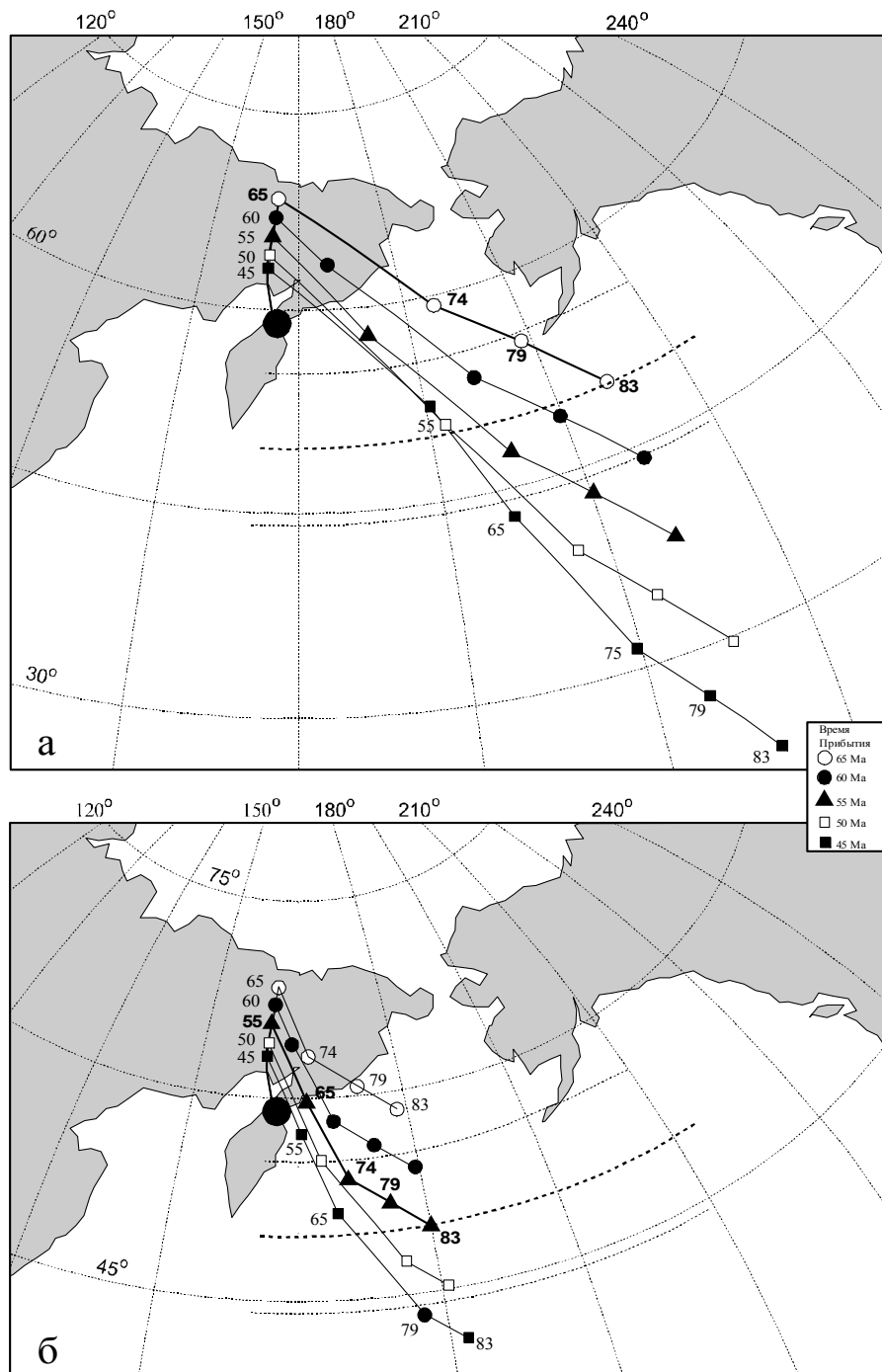


Рис.5. Траектории движения опробованного фрагмента Ачайваям-Валагинский дуги с: (а) плитой Кула, (б) плитой Пацифика для различных времен прибытия опробованного блока к окраине континента (от 45 до 65 млн лет). Наблюдаемая палеоширота и ее доверительные интервалы показаны толстой и тонкими пунктирными линиями, соответственно. Траектория, для которой расчетные и наблюдаемые значения лучше всего согласуются, показана толстой линией.

перемещения Ачайваям-Валагинской палеодуги на север должны учитывать не только палеошироту и возраст формирования островодужных комплексов, но и датировки прекращения движения дуги относительно континента. Границей Ачайваям-Валагинской дуги в современной структуре перешейка является Лесновский надвиг, сформированный в интервале 65-45 млн лет. Таким образом, максимальный временной диапазон дрейфа Ачайваям-Валагинской дуги - от начала кампана до середины эоцена.

С момента возникновения в начале кампана, и до прекращения вулканизма в начале-середине палеоцена, Ачайваям-Валагинская палеодуга маркировала зону субдукции на границе плит. Большую часть этого времени дуга была ближайшей к окраине континента надсубдукционной структурой, то есть находилась на границе Северо-Американской плиты и одной из плит северной части Тихого океана, Кула или Пацифика. Островная дуга либо располагалась непосредственно на краю материка, либо была отделена от него океанической литосферой, входящей в

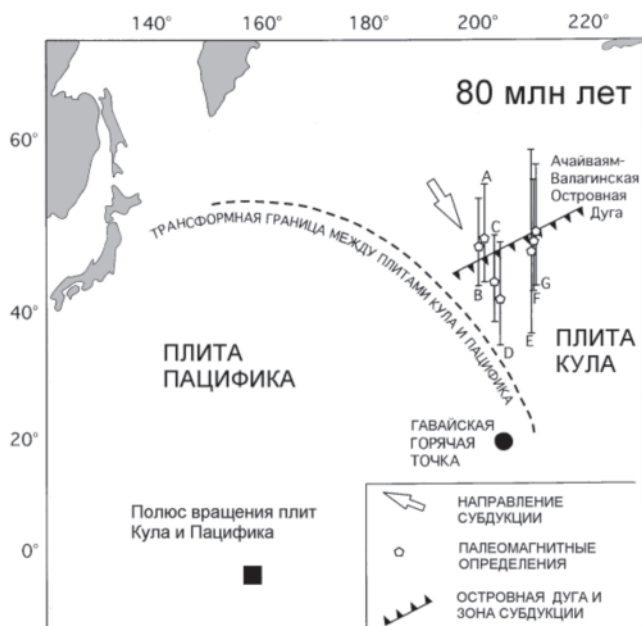


Рис.6. Реконструкция положения Ачайвааем-Валагинской островной дуги в кампане. Палеодуга движется на лидирующем краю плиты Кула, океаническая окраина континента субдуцируется под эту плиту. Палеомагнитные определения обозначены как в табл. 2; ошибки в определении палеоширот показаны вертикальными отрезками.

состав Северо-Американской плиты. Движение островной дуги относительно континента может осуществляться двумя принципиально разными способами: или в составе океанической плиты, или в виде самостоятельного блока, скользящего вдоль края нависающей континентальной плиты при субдукции, направленной косо по отношению к границе плит. По составу вулканических и осадочных пород Ачайвааем-Валагинская палеодуга сопоставляется с островными дугами, заложенными на океанической коре [12, 6), поэтому ее движение исключительно вдоль края континента маловероятно. Тем не менее, была рассчитана максимально возможная амплитуда смещения опробованного блока вдоль края Евразии с кампана (нижний возрастной предел островодужных комплексов) по середину эоцена (верхний временной предел окончания дрейфа). Где в верхнем мелу проходила трансформная граница между плитами Кула и Пацифика, точно не известно, поэтому были рассчитаны максимальные возможные амплитуды смещения по разломам вдоль окраины континента для обеих плит. В интервале 83-45 млн лет океанические плиты Кула и Пацифика двигались под тупым углом к окраине континента, и хотя тангенциальные составляющие векторных сумм скоростей движения континентальной и океанических плит имеют северо-восточное направление, их величины недостаточно, чтобы объяснить наблюдаемую

разницу в палеоширотах. Смещение островной дуги вдоль края нависающей плиты не может превышать 60% от величины тангенциальной составляющей [23], так как взаимодействие плит вдоль конвергентных границ происходит весьма сложным образом, и реальная скорость вдольберегового смещения значительно меньше тангенциальной составляющей скорости движения субдуцирующейся плиты [16]. Таким образом, вдольбереговое смещение с плитой Кула, не могло составить более 5°-6°, а с плитой Пацифика - более 6°-7° по широте. Поэтому можно уверенно утверждать, что если смещение вдоль края нависающей плиты после коллизии и имело место, то оно может отвечать лишь за незначительную часть перемещения Ачайвааем-Валагинской палеодуги на север.

Поскольку значительное перемещение палеодуги вдоль края континента можно исключить, северный дрейф дуги должен был происходить, главным образом, в составе океанической плиты, а взаимодействие дуги с континентом может рассматриваться как коллизия. Датировка этой коллизии необходима для построения кинематических моделей движения палеодуги на север. Как уже говорилось, формирование деформаций и тектонического шва на границе дуги и континента, на Камчатке происходило в диапазоне от 65 до 45 млн лет. Важным признаком если не столкновения, то сближения Ачайвааем-Валагинской палеодуги с окраиной континента, можно считать накопление позднепалеоценового флиша в хребте Кумроч, в зоне Восточных хребтов Камчатки. Эти породы сформированы за счет размыва континентальной суши [14]. Флишевая толща содержит фашии средних частей подводных конусов, и расстояние от места ее накопления до питающей провинции не могло превышать первые сотни километров. Следовательно, хотя окончательное приращение Ачайвааем-Валагинской палеодуги к континенту могло произойти в интервале 65-45 млн лет, большую часть своего пути к окраине континента дуга прошла до начала середины палеоцена (65-60 млн лет). Палеомагнитные исследования Д.В. Коваленко подтверждают предположение о том, что в палеогене палеодуга была уже около окраины континента. Он показал, что все эоценовые и олигоценовые породы Ильпинского п-ва и о-ва Карагинский [7, 9] сформированы на широтах, которые в пределах ошибки измерений не отличаются от ожидаемых палеоширот для Северо-Американской плиты (табл. 2, H-L). Быстрый дрейф дуги к северу в первом приближении совпадает по времени с активным вулканизмом в ней (кампан-нижний палеоцен). Поскольку других надсубдукционных структур того же возраста в регионе нет, такое совпадение было возможно только если зона субдукции, соответствующая Ачайвааем-Валагинской палеодуге, была направлена под океаническую плиту, а сама дуга формировалась на краю нависающей океанической плиты. В этом слу-

чае вулканизм в дуге является одним из признаков ее дрейфа, и прекращение вулканизма в первой половине палеоцена, связанное с прекращением субдукции, также может рассматриваться как результат остановки дуги. С учетом того, что прекращение вулканизма может несколько запаздывать по отношению к прекращению субдукции, наиболее вероятным временем коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с континентом представляется начало палеоцена (65-60 млн лет).

Из всего сказанного выше можно сделать вывод, что Ачайваям-Валагинская дуга с момента своего формирования и до коллизии с окраиной континента двигалась на лидирующем краю одной из океанических плит. Поскольку положение трансформной границы между плитами Кула и Пацифика точно неизвестно, дуга могла двигаться с любой из этих плит. Для обоих случаев было проведено обратное моделирование согласно [20], причем время прибытия дуги к окраине континента варьировалось от 65 до 45 млн лет (рис. 5). Все кинематическое моделирование проводилось в системе координат горячих точек, с использованием кинематических параметров из [21]. Если дуга двигалась с плитой Кула, она должна была прибыть к окраине континента 65-60 млн лет назад (рис. 5а), если с плитой Пацифика, то - 55-50 млн лет назад (рис. 5б). На рис.5 представлены только траектории движения для опробованного блока. Аналогичные расчеты для хребта Кумроч (табл.2,В) представлены в работе [24]. Обратное моделирование по всем имеющимся данным дает сходные результаты. Поскольку наиболее вероятным временем прибытия дуги к окраине континента представляется начало палеоцена (65-60 млн лет), то, вероятно, до коллизии с окраиной континента Ачайваям-Валагинская дуга двигалась с плитой Кула, а трансформная граница между плитами Кула и Пацифика проходила где-то к юго-западу от островной дуги (рис. 6).

Следует отметить, однако, что ошибки используемых методов: палеомагнитных и возрастных определений, а также точность определения кинематических параметров океанических плит таковы, что не дают полной уверенности в правильности предложенной модели. Вполне уверенно можно утверждать только, что в кампане-маастрихте на 20°-25° южнее окраины континента, на океаническом основании заложилась островная дуга и в процессе своей активности двигалась с одной из океанических плит до приближения к окраине континента. Скорее всего несущей плитой была плита Кула. Поскольку движение островной дуги на лидирующем краю океанической плиты совпадало по времени с процессом вулканической активности, можно сделать вывод, что сопряженная зона субдукции также двигалась на север со скоростью океанической плиты. Эта зона субдукции должна была быть наклонена под океаническую

плиту, а поглощаемая в ней океаническая кора, по всей видимости, должна была принадлежать к океанической окраине континентальной плиты.

Можно предположить, что прекращение вулканизма в Ачайваям-Валагинской палеодуге и прекращение ее быстрого дрейфа в начале палеоцена связаны с коллизией этой дуги и континента. Вместе с тем, тектонические деформации на границе этих структур и формирование тектонического шва между ними, по-видимому, начались позднее: на Камчатке с небольшим отрывом по времени, в начале эоцена, а в Олюторской зоне только в миоцене. Возможная причина этого несовпадения - косое столкновение палеодуги с континентом на юго-западе Камчатки. Такая коллизия затормозила движение плиты Кула и вызвала перестройку ее границ. Возможно, в это время закладываются новые зоны субдукции: Алеутская и Камчатская, но до начала эоцена еще происходит некоторое сближение отмершей Ачайваям-Валагинской дуги с Западной Камчаткой и формирование шва на их границе.

Авторы благодарят Н.М. Шапиро за помощь в полевых работах, Н.Я.Дворову - за проведение лабораторных измерений и М.Л.Баженова - за консультации на всех стадиях работы. Мы также выражаем признательность С.В. Шипунову, Р. Энкину, Ж.-Ш.Канье и А.Ландеру, чьим программным обеспечением мы пользовались, а также сотрудникам палеомагнитной лаборатории Института Физики Земли в Париже, где проводилась часть лабораторных исследований. Работы выполнялись за счет грантов М2К000 и М2К300 Фонда Сороса и гранта 95-05-1533а Российского Фонда Фундаментальных Исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта СССР. 1:1000000 (новая серия), лист О-57 (58)- Палана: Объяснительная записка, Л., 1989. 105 с.
2. Геология СССР. Т.XXXI, ч. 1: Геологическое описание. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
3. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки, М.: Наука, 1991. 184 с.
4. Ермаков Б.В. Укэлятско-Шумагинский прогиб Корякии и Южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. №6. С.42-46.
5. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозоо-раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С.97-112.
6. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
7. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов о-ва Карагинский и хребта Малиновского (Олюторская зона): тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С.36-46.

8. Коваленко Д.В. Анализ палеомагнитных и геологических данных по Олюторской зоне и о-ву Карагинский: тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1992. № 5. С.78-96.
9. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский (южная часть Корякского нагорья) // Физика Земли. 1993. № 5. С.72-80.
10. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. О конвергенции литосферных плит в районе Карагинский аккреционной призмы (по палеомагнитным данным) // Докл. АН (в печати).
11. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. Геология. 1992. № 12. С.147-151.
12. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
13. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозойе: (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С.66-74.
14. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С.36-49.
15. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С.58-70.
16. Beck M.E., Rojas C., Cembrano J. On the nature of the buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems // Geology. 1993. V.21. P.755-758.
17. Cande S.C., and Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N13. P. 917-953.
18. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P.921-930.
19. Cook D.V., Fujita K., McMullen C.A. Present day plate interactions in northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // J. Geodynamics 1986. V 6. P.33-51.
20. Debiche M.G., Cox A., Engebretson D.C. The motion of allochthonous terranes across the North Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1987. V. 207. P.1-49.
21. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. V. 206. P.1-59.
22. Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 62. P.699-718.
23. Lallemand H., Ave G. Displacement partitioning and arc parallel extension in the Aleutian volcanic island arc // Tectonophysics. 1996. V.256. P.279-293.
24. Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island-arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the Northwest Pacific // J. Geophys. Res. 1997. N 11.
25. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P.53-58.
26. McFadden P.L., McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Planet. Sci. Lett. 1988. V.87. P.161-172.
27. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S., Cook D.B. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P.607-610.
28. Zijderveld J.D.A., AC demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in Paleomagnetism, D.W. Collinson, K.M. Creer, and S.K Runcorn (eds.), Elsevier, New York, 1967. P.254-286.

Поступила в редакцию 25 декабря 1997 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

N.M.Levashova, M.N.Shapiro

Paleomagnetism of Upper Cretaceous island-arc complexes, Median Range of Kamchatka

Late Cretaceous island-arc complexes were sampled for paleomagnetic study in the northern part of the Median Range of Kamchatka. After thermal demagnetization involving 12-18 steps, either a reversed characteristic remnant magnetization component (ChRM) was distinguished or remagnetization circles were defined in most samples. The fold test is positive, and the ChRM is likely to be primary. Magnetization trend of $\text{dec.}=105.5^\circ$, $\text{inc.}=-67.0^\circ$, $\alpha_{95}=4.1^\circ$ for these rocks corresponds to a paleolatitude of $49.7^\circ \pm 5.6^\circ$ N. This value is by $20^\circ-22^\circ$ lower than the Late Cretaceous North American reference values, and a northward transportation of the studied tectonostratigraphic terrain and the island arc to which it had originally belonged, is strongly indicated. The observed paleolatitudes approximately coincide for all other Late Cretaceous island-arc complexes from Kamchatka and the southern part of the Koriak Highlands. We conclude that all these complexes were formed within the same island arc which had originated $20^\circ-25^\circ$ more to the south from the continental margin in the Campanian and then had been moving until the emplacement in the Paleocene. The northward drift of the island arc coincided with volcanic activity, and the related subduction zone also had to drift with a quickly moving oceanic plate, most probably with the Kula plate. This implies that the subduction zone dipped oceanward and was consuming the oceanic lithosphere, presumably the oceanic periphery of the North American plate.

МАГМАТИЗМ

УДК [550.93:552.321.5](517.3)

ПОЛИХРОННОСТЬ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В
ОФИОЛИТАХ АЗИИ

Ф.П.Леснов, А.В.Травин, Ю.Н.Лебедев

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

На примере Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) рассмотрены пространственно-временные взаимоотношения ультрамафитов и мафитов в составе офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. По данным геолого-структурных исследований массив состоит из трех элементов: 1 - ультрамафитовая протрузия, 2 - прорывающий ее мафитовый интрузив и 3 - расположенная вдоль их границы существенно пироксенитовая контактово-реакционная зона. Это свидетельствует о одновременности формирования указанных фрагментов массива, т.е. о его полихронности. Дополнительные свидетельства полихронности массива получены на основе изотопных исследований, выполненных с помощью модифицированного К-Аг метода. Поведение калий-аргоновой изотопной системы изучено на примере 17 валовых и мономинеральных проб из ультрамафитовых и мафитовых пород. На основе изохроны, построенной для мономинеральных проб клинопироксена и плагиоклаза из габброноритов мафитового интрузива и вебстеритов контактовой зоны установлено, что мафитовый интрузив сформировался на рубеже 745 ± 100 млн лет (поздний рифей). Изотопная система пород и минералов ультрамафитовой протрузии оказалась в той или иной мере нарушенной в результате вторичных процессов, что не позволило оценить возраст их образования. Судя по тому, что ультрамафиты прорываются мафитовым интрузивом, и что представленный в них клинопироксен из лерцолита существенно обогащен радиогенным аргоном, можно предполагать, что породы ультрамафитовой протрузии сформировались до рубежа 745 ± 100 млн лет, то есть в допозднерифейское время. Усовершенствованный К-Аг метод позволяет получить удовлетворительные результаты при датировании мафит-ультрамафитовых комплексов по валовым пробам пород и мономинеральным пробам клинопироксенов и плагиоклазов при их хорошей сохранности и тщательной подготовке.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, как и среди более поздних структур западного обрамления Тихого океана, широким распространением пользуются разновозрастные офиолитовые ассоциации, каждая из которых характеризуется индивидуальными особенностями строения, специфическим вещественным составом пород и различной степенью их сохранности [2, 4-6, 13-15, 19, 24, 25, 27]. В ряду проблем, связанных с изучением условий формирования офиолитов, весьма актуальными являются выяснение пространственно-временных взаимоотношений между отдельными их членами и проведение изотопного датирования пород, в особенности из мафит-ультрамафитовых комплек-

сов. В качестве одного из полигонов, благоприятных для таких исследований, рассматривается фрагмент Центрально-Азиатского пояса, расположенный на территории Монголии. В последнее время в этом регионе были выделены офиолитовые ассоциации четырех возрастных групп: предрифейская, поздне-рифейско-вендская, раннепалеозойская и позднепалеозойская [6,8]. Среди них наиболее широким распространением пользуются позднерифейско-вендские офиолиты, которые в составе серии разнонаправленных поясов значительной протяженности, тяготеющих к линейным разрывным зонам глубинного заложения, сосредоточены в каледонских структурах северного мегаблока Монголии [4]. Геолого-струк-

турные и петрологические исследования типичных мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав этих офиолитовых ассоциаций, показали, что многие из них являются полихронными и полигенными комплексами [14,16,17,25, 43, 45]. Попутно отметим, что массивы такого типа распространены и в более молодых складчатых структурах западного побережья Тихого океана - в пределах Чукотки, Корякии, Камчатки и о. Сахалин [23]. В частности, на территории последнего находятся такие изучавшиеся нами мафит-ультрамафитовые массивы, как Южно-Шмидтовский, Шелтингский, Комсомольский, Березовский [15]. Геолого-структурные данные о полихронности Березовского массива, а также первые оценки возраста представленных в нем габброидов, полученные К-Аг методом, ранее нами были опубликованы [29].

В предлагаемой статье предпринята попытка на примере одного из типичных мафит-ультрамафитовых массивов позднерифейско-вендской офиолитовой ассоциации Монголии - Наранского - дополнить имеющиеся геологические свидетельства полихронности подобных массивов [13, 19, 26,46] новыми данными по изотопному датированию слагаю-

щих их пород и минералов с помощью модернизированного К-Аг метода.

ГЕОЛОГИЯ НАРАНСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА

Наранский мафит-ультрамафитовый массив является одним из наиболее детально геологически изученных на территории Монголии, чему способствовали его хорошая обнаженность, удовлетворительная сохранность многих типов пород, а также обнаруженные в его пределах проявления хромитовой и платиноидной минерализации [7, 19, 26, 46]. Он находится в Западной Монголии вблизи города Алтай Гоби ($96^{\circ} 40'$ в.д., $46^{\circ} 10'$ с.ш.). Совместно с близлежащим Тайширинским мафит-ультрамафитовым массивом он входит в состав хантайширинской позднерифейско-вендской офиолитовой ассоциации [5]. В виде крутопадающего линзовидного тела протяженностью более 30 км и шириной около 6 км массив залегает в зоне Дзабханского глубинного разлома и включается в состав одноименного офиолитового пояса (рис. 1). Каледонские структуры, обрамляющие массив, образованы сложнодислоцированными метаморфизованными терригенно-вулканогенными отложениями борогольской серии, которую принято относить к венду-нижнему кембрию [24, 25,27]. В составе последней присутствуют зеленые

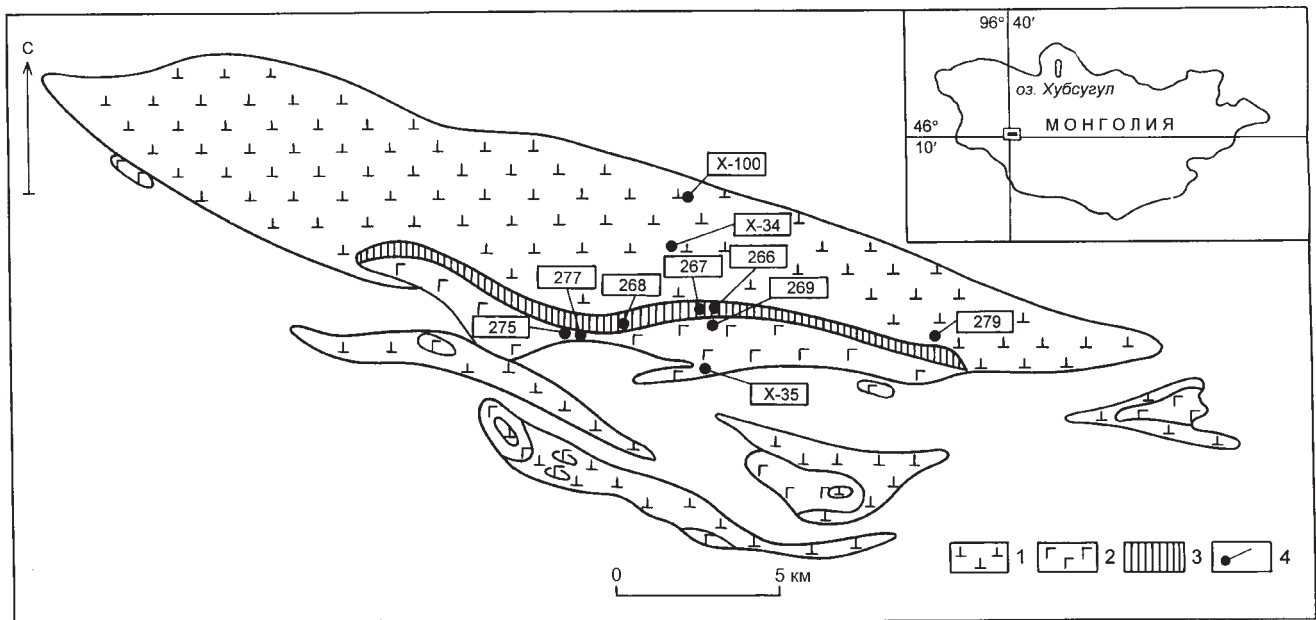


Рис.1. Схематическая геологическая карта Наранского мафит-ультрамафитового массива и места отбора проб для изотопного датирования К-Аг методом.

1 - ультрамафиты (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты и образованные по ним серпентиниты); 2 - мафиты (габбронориты, габбро); 3 - породы контактово-реакционной переходной зоны (вебстериты, подчиненные им верлиты, клинопироксениты с реликтовыми блоками-ксенолитами ультрамафитов, реже полосчатые мелано-, мезо- и лейкократовые оливковые габбро); 4 - места отбора проб для изотопного датирования и их номера (см.таблицу).

сланцы, мраморизованные известняки, метаэффузивы известково-щелочного и бонинитового состава, а также яшмы и алевролиты.

В Наранском массиве выделяются три главных структурных элемента: 1 - протрузивное тело ультрамафитов (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, серпентиниты); 2 - расположенный вдоль его южного тектонического контакта с породами метаморфического обрамления и прорывающий ультрамафиты линейно вытянутый мафитовый интрузив (габбронориты, габбро); 3 - контактово-реакционная переходная зона (полосчатый комплекс), расположенная вдоль границы между протрузией ультрамафитов и интрузивом мафитов (вебстериты, подчиненные им верлиты, клинопироксениты с реликтовыми блоками-ксенолитами ультрамафитов, реже полосчатые мелано-, мезо- и лейкократовые оливиновые габбро). Среди ультрамафитов встречаются рои гидротермальных жил и прожилков серпофита и магнетита. Залежи последнего образуют в северной части массива среднее по масштабам месторождение. В состав этой офиолитовой ассоциации включаются также многочисленные субпараллельные дайки диабазов, секущие как породы мафит-ультрамафитового массива, так и обрамляющие его с юга терригенно-вулканогенные породы борогольской серии. Перечисленные члены хантайширинской офиолитовой ассоциации не образуют сколько-нибудь отчетливую стратиграфическую последовательность, которая нередко описывается в классических примерах офиолитовых ассоциаций [9].

Гетерогенный комплекс пород рассматриваемой офиолитовой ассоциации трансгрессивно перекрыт палеозойскими (девон?) грубообломочными конгломератами и реликтами покровов эффузивов андезит-дацитового состава. Завершают разрез плохо сортированные сероцветные конглобрекции и песчаники с существенно карбонатным цементом, позднеплиоценовый возраст которых определен споро-пыльцевым методом. Среди пород ультрамафитовой протрузии массива, особенно в ее восточной части, обнаружены многочисленные делювиальные и коренные проявления массивных хромититов, образующих небольшие залежи [21]. В хромититах выявлена тонкая вкрапленность минералов платиновых металлов, преимущественно рутениридосмина [3]. Повышенным геохимическим фоном платиноидов характеризуются породы контактово-реакционной переходной зоны, где в основном представлены минералы палладия и платины. Кроме того, в современных рыхлых продуктах дезинтеграции пород массива обнаружена весьма неоднородная по фазовому составу россыпная микроминерализация платиноидов [18, 20].

Для изотопных исследований возраста пород Наранского массива К-Аг методом было отобрано 17 образцов, включающих валовые пробы ультрамафитов (дуниты, лерцолиты) и мафитов (габбронориты, габбро), пород переходной зоны (вебстериты), а также мономинеральные пробы клинопироксенов и плагиоклазов. Дополнительно в экспериментальных целях были изучены изотопные системы в пробах оливинов, серпентинов, серпофитов и магнетитов из этих пород.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопное исследование мафитовых и особенно ультрамафитовых пород и их минералов с помощью К-Аг метода представляет собой достаточно сложную в методическом отношении задачу. Это связано в первую очередь с весьма низкими концентрациями калия и радиогенного аргона в этих образованиях. Достоверно известно, что калий может входить в незначительных количествах непосредственно в структуру клинопироксенов и плагиоклазов основного состава в качестве изоморфной примеси. В плагиоклазах он, кроме того, может быть сосредоточен в криптоантипертигах, что обуславливает его неравномерное распределение в пределах зерен [12]. В клинопироксенах калий, как и натрий, при гетеровалентном изоморфизме может замещать ионы Mg, Fe²⁺, Ca и Mn в позиции M2 [22]. При этом вхождение калия в структуру клинопироксенов способствует повышенное давление, на что указывают как экспериментальные данные [47], так и результаты рентгено-спектрального (микронзондового) анализа этого минерала из ультрамафитов глубинных ксенолитов [30]. Максимальное из установленных содержаний калия в таких клинопироксенах достигает 3000 г/т при нижнем пределе обнаружения его этим методом порядка 80 г/т. В клинопироксенах из низко- и среднебарических пород содержания этого элемента обычно ниже этого уровня, что не позволяет эффективно использовать электронный микронзонд для его определения. В настоящее время для анализа калия в клинопироксенах преимущественно используется метод изотопного разбавления с применением масс-спектрометрии. В этом случае нижний предел его обнаружения составляет порядка 0,1 г/т. Так, например, в клинопироксенах из вулканических пород с помощью указанного метода были определены содержания калия в интервале 7,26 - 29,4 г/т [39].

Определение изотопного возраста пород и минералов из Наранского массива проводилось нами в лаборатории радиогенных и стабильных изотопов ОИГГМ СО РАН с применением усовершенствованного К-Аг метода. Особое внимание при этом было уделено подготовке проб, в процессе которой образ-

цы подвергались трехкратной очистке в дистиллированной воде с применением ультразвука.

Содержание калия в пробах определялось из навесок 100-300 мг методом изотопного разбавления с применением масс-спектрометра МИ 1201 "Т". Холостой опыт не превышал величины 500 нг, что для образца с содержанием калия в 1 г/т составляет погрешность не более 0,5%. Воспроизводимость анализа контролировалась по стандартным образцам "Азия-1/65" и "ОСО-МСА-11". Точность определения содержаний калия по эталонным образцам, как правило, составляла порядка 1%. В некоторых пробах разброс содержаний калия заметно превысил эту величину, что, возможно, связано с неоднород-

ностью его распределения за счет включений амфибола, частично заместившего клинопироксен, или криптоантипертитов, присутствующих в плагиоклазе.

Содержание Ar определялось методом изотопного разбавления (трассер - ^{38}Ar) на цельнометаллической установке, сконструированной на базе масс-спектрометра МИ 1201 "В" [31], из навесок 200-500 мг. Измерения на масс-спектрометре проводились в "статическом" режиме, позволяющем с хорошей точностью определять изотопный состав аргона в порции $(2-3) \cdot 10^{-11}$ г. Плавление образцов проводилось в молибденовом тигле при температуре 1800°C. До и после определения аргона проводился холостой

Таблица. Калий-аргоновые изотопные данные и оценки возраста пород и минералов Наранского мафит-ультрамафитового массива

№№ проб	Порода (минерал)	К. г/т	Т. млн лет	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (атом.)	$(^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}) \cdot 10^{-3}$ (атом.)	Изохронный возраст
Ультрамафитовая протрузия						
X-34	Дунит (валовая проба)	32	1260 ± 200	322 ± 7	0.18 ± 0.05	
X-34	Оливин (из дунита)	3.3	595 ± 150	332 ± 8	0.11 ± 0.07	
X-34	Серпентин (из дунита)	7.1	4573 ± 430	325 ± 7	0.035 ± 0.007	
X-34	Магнетит (из дунита)	6.3	3175 ± 220	375 ± 30	0.15 ± 0.04	
279	Клинопироксен (из лерцолита)	14.7	-	525 ± 30	0.47 ± 0.2	
X-100	Серпофит (из жилы в серпентините)	43	239 ± 8	306 ± 15	0.79 ± 0.2	
Контактово-реакционная переходная зона						
266	Клинопироксен (из вебстерита)	11.8	1222 ± 180	414 ± 5	1.28 ± 0.01	740 ± 180 млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} =$ $= 346 ± 30$
267	То же	18	1155 ± 150	453 ± 20	2.0 ± 0.1	
268	То же	7.7	-	397 ± 20	0.41 ± 0.1	
Мафитовый интрузив						
269	Габбронорит (валовая проба)	190	600 ± 30	451 ± 27	3.3 ± 0.5	
275	То же	160	592 ± 30	373 ± 4	1.74 ± 0.03	
277	То же	95	720 ± 100	378 ± 34	1.45 ± 0.2	
277	Плагиоклаз (из габбронорита)	144	871 ± 25	471 ± 25	2.4 ± 0.2	
277	Клинопироксен (из габбронорита)	14	1709 ± 300	358 ± 20	0.28 ± 0.11	749 ± 100 млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} =$ $= 343 ± 20$
X-35	Габбро (валовая проба)	1760	504 ± 10	1502 ± 100	34 ± 3	
X-35	Клинопироксен (из габбро)	170	558 ± 20	619 ± 40	8.3 ± 0.3	
X-35	Плагиоклаз (из габбро)	5780	356 ± 9	2377 ± 70	88 ± 2	

Примечание. Анализы выполнены А.В.Травиным и Ю.Н.Лебедевым усовершенствованным К-Аг методом в лаборатории радиогенных и стабильных изотопов Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН.

роткого отрезка времени (несколько млн лет) и при этом произошло полное выделение накопленного в серпофите (обр. X-100) радиогенного аргона, то рассчитанный для последнего модельный возраст (239 ± 8 млн лет) должен отвечать времени завершения массовой серпентинизации ультрамафитов исследованной офиолитовой ассоциации.

Более достоверную информацию о возрасте удалось получить по образцам из пород мафитового интрузива и контактовой зоны. Так, изохронный возраст, рассчитанный по плагиоклазу и клинопироксену из габбронорита (обр.277), оказался равным 749 ± 100 млн лет. Точки, соответствующие клинопироксенам из двух отобранных вблизи друг от друга образцов вебстеритов (266 и 267), слагающих контакто-реакционную зону, расположились на этой же изохроне, и рассчитанный по ним возраст (740 ± 180 млн лет) практически совпал с возрастом минералов из габбронорита (обр.277). Такое совпадение датировок, полученных по двум парам минералов, позволяет с высокой степенью достоверности выделить в истории формирования Наранского массива рубеж 745 ± 100 млн лет, который соответствует времени прорывания ультрамафитов габброидным интрузивом при одновременном образовании вдоль их контакта реакционной зоны, сложенной вебстеритами и другими гибридными породами. Менее вероятным представляется соответствие этой даты более поздним событиям, например, времени обдукции или прогрева всего массива в континентальных условиях, поскольку такого рода процессы должны были привести к полному омоложению изотопных систем почти всех минеральных фаз. С другой стороны, отсекаемое изохроной на оси ординат (см. рис.2) изотопное отношение 344 ± 30 требует равновесного распределения аргона с таким отношением в различающихся по устойчивости минералах. Наиболее вероятным процессом, зафиксированным указанной изохроной, представляется захват аргона минералами габброноритов и вебстеритов при кристаллизации мантийных базальтоидных расплавов, внедрившихся вдоль тектонического контакта ультрамафитовой протрузии с породами рамы. В пользу правоты такого вывода о возрасте мафитов Наранского массива свидетельствуют и определения, сделанные по габброидным породам из офиолитовых ассоциаций соседних регионов Монголии. Так, полученная с помощью самарий-неодимового метода оценка возраста габбро из расположенной в 100 км к западу от Наранского массива офиолитовой ассоциации хр. Дариби соответствует 695 ± 25 млн лет [10]. Несколько меньшее значение (569 ± 21 млн лет) было получено при определении этим же методом возраста габбро из баян-хонгорской офиолитовой ассоциации, находящейся в 200 км к востоку от массива [7].

Наряду с относительно слабо измененным клинопироксеном из вебстеритов, представленным в обр.266 и 267, этот минерал был проанализирован еще в одном образце вебстерита - 268, однако соответствующая ему точка расположилась на корреляционной диаграмме несколько выше изохроны. Пока трудно объяснить причину такого смещения, поскольку нам не удалось проанализировать другие минералы из того же образца.

На корреляционной диаграмме видно, что все точки, отвечающие валовым пробам габброноритов и габбро, расположились ниже изохроны, полученной по мономинеральным пробам клинопироксенов и плагиоклазов из этих же образцов. Этот факт можно объяснить тем, что наряду с преобладающими зернами названных минералов, которые не были изменены или изменены в минимальной степени (их изотопные системы практически не были нарушены), в валовых пробах присутствует некоторое количество зерен тех же минералов, которые частично замещены вторичными минералами и, вследствие этого, имеют нарушенную изотопную систему. Поэтому изотопная система таких валовых проб также оказалась в той или иной мере нарушенной. Что касается габбро из обр. X-35, отобранного в краевой части мафитового интрузива, то в нем значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (атом.) оказалось существенно пониженным не только в валовой пробе, но и в выделенных из этого образца фракциях клинопироксена и плагиоклаза. Очевидно, эпигенетическое воздействие на габбро на данном участке массива оказалось настолько интенсивным, что обусловило существенную потерю радиогенного аргона из породы в целом. При этом клинопироксен, как минерал с более устойчивой изотопной системой по сравнению с сосуществующим плагиоклазом (модельный возраст - 356 ± 9 млн лет), показал, соответственно, и более значительный модельный возраст (558 ± 20 млн лет). Можно предположить, что упомянутое внешнее воздействие, приведшее к существенному нарушению изотопных систем в минералах из этого габбро, произошло позже рубежа 356 ± 9 млн лет.

Результаты изотопных исследований пород Наранского массива позволяют коснуться одного важного аспекта в методике датирования мафит-ультрамафитовых комплексов с помощью K-Ar анализа. Так, из данных таблицы следует, что значения начальных отношений изотопов аргона для тех проб, по которым была построена изохрона, оказались достаточно близкими (346 ± 30 и 343 ± 20). Этот факт может иметь принципиальное значение, поскольку почти такие же значения начальных отношений ранее были получены по образцам из некоторых других габброидных массивов Монголии (346 ± 15), а также Кузнецкого Алатау (334 ± 10) [28, 46].

Подобная стабильность значений начального отношения изотопов аргона в минералах из габброидов Монголии и сопредельных территорий, как можно предположить, обусловлена их соответствием изотопному составу того аргона, который был изначально растворен в поступающих из верхней мантии их материнских базальтоидных расплавах.

Как было показано, оценки изотопных отношений в ультрамафитовых породах и их минералах, полученные К-Аг методом, оказались весьма неопределенными вследствие нарушения изотопной системы этих пород в течение более поздних событий в их истории. Можно предположить, что важнейшим из этих событий являлся процесс серпентинизации, который протекал при взаимодействии ультрамафитов с метеорными водами и неизбежно приводил к потере породой накопленного ею до этого радиогенного аргона или к разбавлению его атмосферным аргоном, растворенным в метеорных водах [33,35,51]. Вместе с тем известно, что присутствие в некоторых минералах из пород офиолитовых ассоциаций захваченного ими аргона с повышенным относительно атмосферного изотопным составом может обусловить завышение оценок К-Аг возраста таких пород [32,34, 36, 38].

Для датирования пород офиолитовых ассоциаций в настоящее время используется комплекс изотопных методов. Так, данные, полученные с помощью изохронных построений Sm-Nd методом по некоторым минералам из мафит-ультрамафитовых пород офиолитовых ассоциаций Бей-оф-Айлендс, Семайла и Урала, были проинтерпретированы как собственно возраст формирования последних [37, 41, 45]. Согласующийся с указанными самарий-неодимовыми оценками возраст был получен U-Pb методом по цирконам из более поздних членов тех же офиолитовых ассоциаций - из плагиогранитов (Бей-оф-Айлендс) и трондьемитов (Семайл) [44,50]. В то же время широкие вариации изотопного состава стронция в породах и минералах из офиолитовых ассоциаций, которые, как предполагают, связаны с воздействием на них морской воды, как правило, не позволяют получить достоверную информацию об их возрасте с помощью Rb - Sr метода [1, 37, 41, 45]. Очевидно, Sm-Nd системы в таких случаях оказываются более устойчивыми и могут обеспечить более надежное датирование офиолитов. Причиной несущественного влияния на Sm - Nd изотопную систему морской воды, очевидно, является очень низкое содержание в ней неодима - порядка $3 \cdot 10^{-6}$ г/т [40]. Помимо названных методов при изотопном датировании пород из офиолитовых ассоциаций все шире используется Ar - Ar метод, который позволяет получать хорошие результаты [34, 36, 42, 48].

Следует еще раз подчеркнуть, что мафит-ультрамафитовые породы, входящие в состав офиолитовых ассоциаций, представляют собой полихронные и весьма сложные для изотопного датирования объекты. В зависимости от кристаллической структуры и химического состава анализируемые минералы имеют различные по своей устойчивости изотопные системы, из-за чего получаемая аналитическая информация оказывается далеко неоднозначной. При этом может возникнуть несколько вариантов интерпретации получаемых экспериментальных данных, в том числе: 1) изохронный возраст, полученный по минералам из мафит-ультрамафитовых пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, отражает время образования океанической коры, однако, лишь при том условии, что исследуемая изотопная система не была нарушена при более позднем преобразовании пород; 2) возраст, полученный по минералам из пород мафитовых даек, секущих основную офиолитовую последовательность, рассматривается как верхний предел возраста всей офиолитовой ассоциации, то есть как минимальный возраст последней; 3) оценки возраста, получаемые по минералам и валовым пробам пород из метаморфического окружения мафит-ультрамафитовых массивов, определяют нижний предел возраста офиолитовых ассоциаций [38]. Опыт показывает, что при детальных исследованиях возраста офиолитовых ассоциаций с помощью комплекса изотопных методов расхождения между значениями датировок, получаемых по трем перечисленным вариантам подходов, как правило, не отличаются более чем на 100 млн. лет [41, 42,50].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-структурными наблюдениями установлено, что в строении Наранского мафит-ультрамафитового массива, являющегося одним из типичных массивов позднерифейской-вендской офиолитовой ассоциации Центрально-Азиатского складчатого пояса, наиболее ранними образованиями являются породы ультрамафитовой протрузии. Последняя с некоторым временным отрывом была интродуцирована линейно вытянутым мафитовым телом, вдоль контакта с которым по ультрамафитам сформировалась существенно пироксенитовая контактово-реакционная переходная зона. Наблюдаемые в массиве пространственно-временные взаимоотношения ультрамафитов и мафитов позволяют рассматривать его в качестве полихронного и полигенного мафит-ультрамафитового плутона.

Для получения дополнительных свидетельств полихронности Наранского массива и определения времени его формирования впервые проведено исследование главных типов слагающих его пород и их минералов с помощью усовершенствованного К-

Аг метода. По результатам анализа мономинеральных проб клинопироксенов и плагиоклазов из габброноритов мафитового интрузива и вебстеритов контактовой переходной зоны установлено, что формирование мафитового интрузива, сопровождавшееся его активным воздействием на более древнюю протрузию ультрамафитов с одновременным образованием на их границе существенно пироксенитовой контактово-реакционной зоны, произошло на рубеже 745 ± 100 млн. лет назад, т.е. в позднем рифее. Эту датировку следует рассматривать в качестве вероятного верхнего предела возраста габброидного интрузива, входящего в состав Наранского массива. Однако в некоторых частях этого интрузива изотопные системы габброидов и их минералов были нарушены в результате более поздних событий. Судя по соотношению модельных возрастов клинопироксена и плагиоклаза из таких габброидов, наиболее позднее событие, приведшее к нарушению К-Аг изотопной системы в них, произошло после рубежа 356 ± 9 млн. лет.

К-Аг изотопные системы проанализированных образцов пород и минералов из ультрамафитовой протрузии после ее подъема в верхние горизонты земной коры также оказались в той или иной мере нарушенными преимущественно из-за воздействия на них морских, метеорных и гидротермальных вод, вследствие чего определение возраста образования пород ультрамафитовой протрузии оказалось невозможным. Однако тот факт, что в клинопироксене из лерцолита (обр. 279) зафиксировано заметное накопление радиогенного аргона, может указывать на вероятность существенно более древнего возраста ультрамафитов по отношению к прорывающему их габброидному интрузиву. Исходя из того, что для последнего верхний предел возраста определен на рубеже 745 ± 100 млн лет, можно предполагать, что породы ультрамафитовой протрузии образовались на допозднерифейском этапе развития литосферы Западной Монголии. Вместе с тем позднерифейский возраст габброидного интрузива, который прорывает не только протрузию ультрамафитов, но и обрамляющие ее метаморфические породы борогольской серии, дает основание утверждать, что формирование последней завершилось в допозднерифейское, а не в венд-кембрийское время, как было принято считать ранее.

Выполненные исследования показали, что по мономинеральным пробам клинопироксенов и плагиоклазов из мафитовых и ультрамафитовых пород офиолитовых ассоциаций при надлежащем подборе образцов и их тщательной пробоподготовке можно получить удовлетворительные результаты их изотопного датирования с помощью усовершенствованного К - Аг метода. Поэтому такие исследования

представляются весьма актуальными в связи с проведением детальных работ по оценке перспектив платиноносности мафит-ультрамафитовых комплексов. По нашему мнению весьма благоприятными объектами для проведения детальных комплексных изотопных исследований возраста мафит-ультрамафитовых массивов из офиолитовых ассоциаций являются Березовский и Шелтингский массивы на о. Сахалин, в которых отмечены признаки платиноносности. По полученным нами данным К-Аг датирования габброидные породы первого из них имеют возраст в интервале от 94 ± 10 до 142 ± 7 млн. лет [29].

ЛИТЕРАТУРА

1. Буйкайте М.И. Геохимия изотопов в офиолитах полярного Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
2. Велинский В.В. Возраст и корреляция гипербазитовой формации Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1986. № 9. С.19 - 24.
3. Дмитриенко Г.Г., Леснов Ф.П., Махоркина Т.И. и др. Минералы платиноидов в хромитах Наранского массива (Западная Монголия) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 5. С. 1121- 1122.
4. Зоненшайн Л.П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М., 1979. С.135 - 144.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширинский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19 - 42.
6. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Томуртоого О. и др. Офиолиты Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С.76 - 81.
7. Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. СССР. 1991. Т. 316, № 3. С.76 - 81.
8. Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С. 23- 54.
9. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т.35, N 7-8. С.152 - 168.
11. Леснов Ф.П. Закономерности распределения элементов платиновой группы в Наранском полигенном базит-гипербазитовом плутоне (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск., 1993. Вып. 7. С. 6 - 35.
12. Леснов Ф.П., Кривоуцкая Л.М., Ковалева Л.Т. Исследование плагиоклазов из габброидов базит-гипербазитовых ассоциаций рентгенографическим и ИК-спектральными методами (на примере габброидов Анадырьско-Корякской складчатой системы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. ч Новосибирск, 1975. Т. 8. С. 14 - 28.

13. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1982. Вып. 1. С. 58 - 95.
14. Леснов Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Геология и магматизм Монголии. М., 1979. С. 156 - 157.
15. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Изв. АН СССР, сер. геол. 1984. № 2. С. 71 - 78.
16. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 32 с.
17. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука. 1986. 136 с.
18. Леснов Ф.П., Разин Л.В. Платинометаллическая микроминерализация, ассоциированная с офиолитами Западной Монголии // Седьмой Международный платиновый симпозиум: (тез. докл.). М., 1994. С. 60.
19. Леснов Ф.П. Структурно-генетические взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии // Вопросы металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск, 1981. С. 62 - 71.
20. Леснов Ф.П. Три типа минерализации элементов платиновой группы в Наранском полигенном базит-гипербазитовом плутоне (Западная Монголия) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С. 206 - 216.
21. Леснов Ф.П., Симонов В.А. Хромиты Наранского базит-гипербазитового массива (химический состав и газовые компоненты) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1989. Вып. 5. С. 65 - 85.
22. Минералы, Т. III, вып. 2. М.: Наука, 1981. 614 с.
23. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырьско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука. 1973. 320 с.
24. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука. 1984. 200 с.
25. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 16-22.
26. Пинус Г.В., Фирсов Л.В., Леснов Ф.П. и др. Новые данные по абсолютному возрасту пород офиолитовых ассоциаций Монголии // Минералогия и геохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск, 1982. С. 16 - 22.
27. Пинус Г.В., Агафонов Л. В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 26 - 35.
28. Пономарчук В.А., Травин А.В., Лебедев Ю.Н. и др. Изотопный состав первичного аргона каледонских габброидов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая (Монголия) // Тезисы докладов. 13-й симпозиум по геохимии изотопов. М., 1992. С. 148 - 149.
29. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит - ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1976. Т. 10. С. 53 - 63.
30. Соболев Н.В. Глубинные ксенолиты в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
31. Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (юг Сибири, Монголия). Автореф. Дис. ... канд. геол.-минер.-наук. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН. 1994. 21 с.
32. Федорчук А.В., Карпенко М.И., Журавлев А.З. Возраст формирования офиолитов п-ва Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 6. С. 1457 - 1460.
33. Abrajano T.A., Sturchio N.C., Kennedy B.M. et al. Geochemistry of reduced gas related to serpentinization of the Zambales ophiolite, Philippines // Applied Geochemistry. 1990. V.5. P. 625-630.
34. Archibald D.A., Farrar E. K-Ar ages of amphiboles from the Bay of Islands ophiolite and the Little Port complex, western Newfoundland, and their geological implications // Canadian Journal of Earth Sciences. 1976. V.13. N 4. P. 520 - 529.
35. Barnes I. And O'Neil J.R. The relationship between fluids in some fresh Alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, western United States // Geol. Soc. Am. Bull. 1969. V.80. P. 1947 -1960.
36. Bortolotti V., Cellai D., Vaggelli G., Villa I.M. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Apenninic ophiolites:1: Ferrodiorites from La Bartolina Quarry, Southern Tuscany, Italy // Ofioliti. 1990. V.15, N 1. P. 1 - 15.
37. Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V.72. P.389-404.
38. Gavrilenko B.V., Kamenskiy I.L. K-Ar Isochron age and helium isotopes in a hyperbasite dike in the Mossel Peninsula, New Friesland, Spitsbergen // Geochemistry international. 1993. V.30, N 11. P.584 - 589.
39. Hart S.R., Brooks C. Clinopyroxene - matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V.38, N 12. P.1787 - 1806.
40. Hodgahl O.T., Bowen B.T., Melson S. Neutron activation of lanthanide elements in sea water // Advan.Chem.Ser. 1968. V.73. P. 308 - 325.
41. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Nd and Sm isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of mid-ocean ridge basalts // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84, N 13B. P. 7429 - 7445.
42. Lanphere M.A. K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman // Journal of Geophysical Research, 1981. V.86, N4B. P. 2777 - 2782.
43. Lesnov F.P. Multistage formation of mafic-ultramafic plutonic complexes of ophiolite associations // Fourth International symposium on geodynamic evolution of paleoasian ocean. Novosibirsk: UIGGM SB RAS. 1993. P. 97-99.
44. Mattinson J.M. Ages of zircons from the Bay of Islands ophiolite complex, western Newfoundland // Geology. 1976. V. 4. P. 393 - 394.

45. McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P. Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite // *Journal of Geophysical Research*. 1981. V. 86. N 4B. P. 2721 - 2735.
46. Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Simonov V.A. et al. The Initial argon isotope composition of the Altai Mountains and Mongolia ophiolites // *Fourth International symposium on geodynamic evolution of paleoasian ocean*. Novosibirsk: UIGGM SB RAS. 1993. P. 115 -116.
47. Shimizu N. An experimental study of partitioning of K, Rb, Cs, Sr, and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressure // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V.38, N 12. P. 1789 - 1796.
48. Smewing J.D., Abbotts I.L., Dunne L.A., Rex D.C. Formation and emplacement ages of the Masirah ophiolite, Sultanate of Oman // *Geology*. 1991. V.19. P. 453 - 456.
49. Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planetary Science Letters*. 1977. V.36. P. 359-362.
50. Tilton G.R., Hopson C.A., Wright J.E. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, With Applications to Tethyan ocean ridge tectonics // *Journal of Geophysical Research*. 1981. V.86, N 4B. P. 2763 - 2775.
51. Wenner D.B. and Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // *Am. J. Sci.* 1973. V.273. P. 207 - 239.

Поступила в редакцию 20 января 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

F.P.Lesnov, A.V.Travin, Yu.N.Lebedev

Geological, structural and K-Ar isotopic evidence for polychronicity of mafic - ultramafic complexes in the ophiolites of the Central Asia Fold Belt

Space and time relationships between ultramafites and mafites in ophiolite associations of the Central Asia Fold Belt have been considered as exemplified by the Naran mafic-ultramafic massif (West Mongolia). According to geological and structural data, the massif consists of three structural elements: 1 - protrusion of ultramafic rocks; 2 - intrusive of mafic rocks breaking through it, and 3 - mainly pyroxenite contact-reaction zone located along their boundary. This is indicative of different time of formation of the above elements, i.e., of the massif polychronicity. Additional evidence concerning the massif polychronicity has been obtained by isotopic studies based on the modified K-Ar method. The behavior of the K-Ar isotopic system has been studied, exemplified by 17 whole rock and monomineral samples from ultramafic and mafic rocks. Based on the isochrone created for monomineral samples of clinopyroxene and plagioclase from gabbro-norites of the mafic intrusive and websterites of the contact zone, it was established that the mafic intrusive had formed in a range of 745 ± 100 million years (Late Riphean). The isotopic system of the rocks and minerals in the ultramafic protrusion became disturbed to some extent due to secondary processes; this made it impossible to determine their age. Judging by the fact that ultramafic rocks are broken through by a mafic intrusive and that clinopyroxene from lherzolite represented in them is essentially enriched in radiogenic Ar, it can be assumed that the protrusion of ultramafic rocks had formed before 745 ± 100 million years, i.e., before Late Riphean. The advanced K-Ar method allows us to obtain satisfying results when dating mafic-ultramafic complexes from whole rock and monomineral samples of clinopyroxenes and plagioclases given their good preservation and thorough sampling.

**ГРАНИТОИДЫ ХУНГАРИЙСКОЙ И ВЕРХНЕУДОМИНСКОЙ СЕРИЙ
СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ В РАЙОНЕ АНЮЙСКОГО ВЫСТУПА:
ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ, ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТИ**

Н.В.Бердников, Н.П.Романовский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

В статье сравниваются термобарогеохимические характеристики гранитоидов Хунгарийской и Верхнеудоминской серий, массивы которых обнажаются в районе Анюйского выступа на севере Сихотэ-Алинской складчатой области. Цель сравнения – наметить термобарогеохимические критерии рудоносности гранитоидов в этом регионе. Показано, что безрудные граниты Хунгарийской серии характеризуются преимущественно углекислотно-метановым составом флюида во включениях. В кварце оловоносных гранодиоритов Верхнеудоминской серии преобладают водно-солевые включения К-На катионной специализации. Рассчитаны температуры и давления кристаллизации гранитоидов. Обсуждаются геодинамические модели их образования, с которыми связывается возможность реализации их рудоносного потенциала.

Анюйский выступ метаморфических пород обнажается на севере Сихотэ-Алинской складчатой области, в среднем течении р.Анюй. Он располагается среди образований позднеюрско-раннемелового аккреционного комплекса, в составе которого преобладают трансформации и перемещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома [10,12]. Анюйский выступ и окружающие его толщи прорваны разновозрастными магматическими породами, из которых нами изучены две группы гранитоидов - раннемеловые высокоглиноземистые граниты Хунгарийской серии и поздний мел-палеогеновые гранодиориты Верхнеудоминской серии (Рисунок). С последними связана олово-(редкометалльно)-вольфрамовая минерализация в регионе. Целью данного исследования являлось:

1. Выяснить температуры и давления кристаллизации гранитоидов и продуктов их гидротермальной деятельности.
2. Определить состав флюидов, участвовавших в выплавлении гранитоидов, проследить эволюцию их состава в процессе кристаллизации гранитного расплава и формирования безрудных и рудоносных кварцевых жил.
3. Обсудить модели образования изученных групп гранитоидов.
4. Наметить термобарогеохимические критерии их рудоносности.

Материалы для исследований были собраны в процессе полевых работ 1987, 1996-97г.г., в последние годы - в рамках российско-японского международного проекта "Гранитоидный магматизм и металлогения Циркум-Япономорского региона". Используются сокращения:

1. Тгом. - температура полной гомогенизации.
2. Тпл. - температура окончания плавления (растворения) фазы (обычно льда).
3. Тэ. - температура эвтектики раствора.
4. Ткр. - температура критических явлений.
5. Тразл. - температура разложения газогидратов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основными методами исследования наряду с общепетрологическими явились термометрия и криометрия включений в минералах. Методические приемы работы с включениями в основном стандартные [8], дополненные нашими разработками [2]. При этом первичными включениями считались единичные включения, включения, образующие трехмерные группы (рои) в теле минерала, а также включения, приуроченные к надежно диагностируемым зонам роста. Первичные включения образуются во время роста минерала, а также при его полной или частичной перекристаллизации и несут прямую информацию о параметрах этих процессов. Вторичные включения возникают при залечивании микротрещин в уже сформированном минерале и образуют цепочки и шлейфы, ориентировка которых не подчиняется ориентировке кристаллографических направлений минерала-хозяина. Вторичные включения подразделяются нами на ранние и поздние. Ранние вторичные образуются путем залечивания микротрещин, возникающих в процессе роста минерала. Их сообщества обычно не пересекают границ кристаллов, входящие в них включения хорошо огранены и ориентированы в соответствии с кристаллографическими направлениями минерала-хозяина. Ранние вторичные вклю-

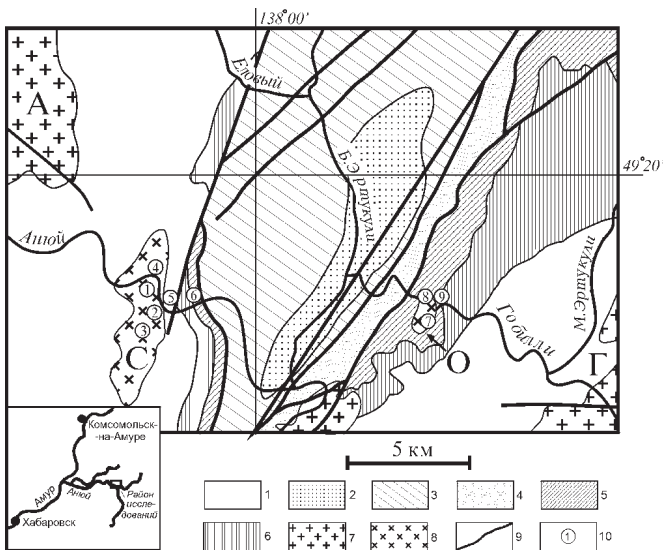


Рис. Схема размещения массивов гранитоидов в районе Аноуйского выступа (по данным [12]; Макеев, 1983г.):

1 – юрско-раннемеловой аккреционный комплекс; 2–6 – метаморфические породы Аноуйского выступа: 2 – метапесчаники и филлиты, 3 – гнейсы и кристаллосланцы, 4 – мигматитоподобные породы, 5 – метавулканиды основного состава, 6 – метакремни; 7 – граниты Хунгарийской серии (А – Агусинский, Г – Гобиллинский массивы); 8 – гранодиориты Верхнеудминской серии (С – Совинный, О – Островной массивы); 9 – разломы; 10 – места отбора проб: 1 – 86-96, 2 – 83-96, 3 – 37,40,41-96, 4 – 93-97, 5 – 106-97, 6 – 99-97, 7 – 78,79,80-96, 8 – 70а,71-97, 9 – 72,75,78-97.

чения, подобно первичным, несут информацию об условиях кристаллизации минерала. Поздние вторичные включения образуются путем залечивания микротрещин в уже сформированном кристалле. Поэтому они, как правило, не огранены, имеют извилистые очертания, ориентированы вдоль залеченной микротрещины и несут информацию об условиях посткристаллизационного преобразования минерала.

Использованное оборудование позволило уверенно диагностировать фазы и их изменения во включениях размером не менее 5 мкм. Включения меньших размеров использовались в качестве вспомогательного материала. Точность измерений температуры составляла в криокамере $\pm 0.5^\circ\text{C}$, в термокамере $3-5^\circ\text{C}$ – для газовой-жидких и $10-15^\circ\text{C}$ – для раскристаллизованных включений [1,8]. Расчеты давлений по включениям низкокипящих газов и водных растворов велись с использованием диаграмм состояния из работ [6, 14, 17, 21], анализ солевого состава растворов – по данным [5], анализ состава включений $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ – в соответствии с разработками [19].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Граниты Хунгарийской серии. Эти высокоглиноземистые граниты образуют два отчетливо выраженных ареала, смещенных один относительно другого по Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу [10].

Э.П.Изохом [9] они включены в состав Хунгарийской гипербазит-габбро-гранитной серии, образование которой связывалось с глубинным Главным разломом Сихотэ-Алиня. По представлениям [7,12,20] они являются типичными анатектическими S-гранитами, образовавшимися в процессе частичного плавления метаморфических пород. Хунгарийские граниты содержат большое количество ксенолитов раннемеловых осадочных пород, реже – глубокометаморфизованных пород разных уровней глубинности. Распределение редких и редкоземельных элементов, а также данные Nd-Sr изотопии [20] говорят о том, что граниты образовались путем анатектического плавления пород нижних горизонтов Аноуйского выступа. $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ возраст хунгарийских гранитов составляет $107,4 \pm 1,4$ млн лет [12].

Включения флюидов и раскристаллизованных расплавов изучены в кварце гранитов Агусинского и Гобиллинского массивов – одних из наиболее крупных и типичных массивов серии в изученном районе [3,4]. Первичные включения раскристаллизованных расплавов в кварце гомогенизируются при $675-730^\circ\text{C}$. Флюидные включения наполнены метаново-углекислотной смесью с X_{CH_4} от 0,2 до 0,9, иногда с небольшим количеством воды. По ним рассчитаны давления кристаллизации гранитов – 1,2 – 3,8 кбар. Эволюция флюида в ходе кристаллизации кварца направлена в сторону его окисления (увеличивается доля углекислоты и воды). Наиболее поздними в кварце гранитов являются вторичные включения водно-солевых растворов с примесью углекислоты и метана. Концентрация солей в них не превышает 1-2% NaCl экв., температура гомогенизации варьирует от 130 до 407°C .

Специфика флюида хунгарийских гранитов проявляется и в связанных с ними гидротермальных образованиях, жильный кварц которых содержит включения углекислотно-метановых смесей и водно-солевых растворов. Безрудный характер этих жил отмечается всеми исследователями.

Гранодиориты Верхнеудминской серии. В эту серию Э.П.Изохом с соавторами [9] объединены поздний мел-палеогеновые гранитоидные массивы, широко распространенные на Сихотэ-Алине. По данным Н.П.Макеева [Макеев, 1983г.] они относятся к гранодиорит-гранитной формации позднего мела. С ними связаны рудопроявления и рассеянная минерализация грейзенового и касситерит-кварцевого, касситерит-хлоритового и касситерит-сульфидного типов. По минералогическим, петрологическим и петрофизическим [15] признакам гранитоиды этой серии относятся к I-типу. В пределах Аноуйского выступа нами изучен массив Совинный, с которым связана олово-вольфрамовая минерализация, и небольшой массив сходных по петрологическим признакам

Таблица Термобарогеохимия гранитоидов Верхнеудоминской серии и связанных с ними кварцевых жил.

Место отбора, массив	Образец	Включения					
		Раскристаллизов. распл., Тгом, °С	Флюидные				
			Генерация	Тэ, °С	Тпл, °С	Тгом, °С	Концентрация, состав
1	2	3	4	5	6	7	8
Массив Совиный	37-96, 83-96, 86-96, 93-97 - гранодиориты	720-730	1	-10	-2÷-3,5	360-380	~5% KCl+H ₂ O
				-21	-1,5÷-5	395	2-8 % NaCl+H ₂ O
Кварцевые жилы, связанные с массивом Совиный	40-96 – безрудная кв. жилка в гранодиоритах			-23,5	-3,5	240-310	5% NaCl экв., NaCl+KCl+H ₂ O
			2	-21(?)	-2÷-3		4-5% NaCl экв.+H ₂ O
				-24,5	-2	230-250	3% NaCl экв., NaCl+KCl+H ₂ O
			1	-8	-2÷-3	390 в газ	4-5% NaCl экв. близко к KCl+H ₂ O±CO ₂
	41-96 – минерализованная жилка там же: ранний кварц		1	-8	-2÷-3		То же
			1-2	-8	-2,5	370	То же
	99-97, кварцевая жилка в метабазалятах вблизи массива		2	-24,5÷-25	-2÷-3,5		3-5% NaCl экв., NaCl+KCl+H ₂ O
			1	(газ)	-61		CO ₂ +(CH ₄ ,N ₂ ?) + пленка H ₂ O
	106-97, жильный кварц там же, вблизи штока гранодиоритов		2		-2	380	1-2% NaCl экв.+H ₂ O
			3	-26, -52	-4,5÷-6	260	7-8%NaCl экв., хлориды Na, K, Ca, Mg+H ₂ O.
1				-2,5	370-380	4% NaCl экв.+H ₂ O	
Массив Островной	78-96 – гранодиорит		2		-1	170-185	1% NaCl экв.+H ₂ O
			1		-3÷-4	370	5-6% NaCl экв.+H ₂ O±CO ₂
	9-96, 71-97, 70a-97 - гранодиорит-порфиры	750	1	-21	-3,5	145	5% NaCl+H ₂ O

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
Массив Островной	9-96, 71-97, 70а-97 - гранодиорит- порфиры		1-2	-21,5	-3÷-4,5	205	5-7% NaCl+ H ₂ O
				-21	-4	330, 400	6% NaCl+H ₂ O
			2	-6	-3	225, 290	5% NaCl экв., KHCO ₃ +H ₂ O
	3		-26÷-27	-6,5	150	8% NaCl экв., NaCl+KCl+H ₂ O	
	80-96 - пегматит		2	-21	-2,5÷-3,5	360	4-5% NaCl+H ₂ O
	3			-1	120-170	1-2% NaCl экв. +H ₂ O	
Кварцевые жилы, связанные с массивом Островной	72-97, жилка с вольфрамитом во вмещающих метапородах	1	-8	-3,5	360-370	9-10% KCl+H ₂ O	
		1-2	-8, -10	-3÷-3,5	360	То же	
		2-3	-8	-3	380	То же	
	75-97, жилка с сульфидами там же	1	-8÷-10	-2,5	380	7-8% KCl+H ₂ O	
		2	-9	-3		9-10% KCl+H ₂ O	
		3	-25	-3		5% NaCl экв., NaCl+KCl+H ₂ O	
	78-97, жилка с флюоритом, там же	1	-6÷-8	-3,5	370	6% NaCl экв., KCl+KHCO ₃ +H ₂ O	
		2	-6	-3,5	380-395	6% NaCl экв., KHCO ₃ + H ₂ O	

Примечание. Гомогенизация при указанных температурах происходит в жидкость, гомогенизация в газ отмечена специально. Генерации включений: 1 – первичные, 2 – ранние вторичные, 3 – поздние вторичные.

гранитоидов в долине р.Гобилли между устьями рек Б. и М.Эртукули (рабочее название Островной).

Массив Совиный хорошо обнажен в долине р.Ануй между устьем руч.Куптурку и скалой Надге. Его площадь около 10 км², сложен он преимущественно мелкозернистыми порфировидными гранодиоритами, в которых широко развиты кварц-мусковитовые грейзены с касситеритом и вольфрамитом. В экзоконтактах встречаются редкометалльно-кварцевые прожилки того же состава, гнезда и прожилки актинолита, редко – хлорита, сульфидов.

Термобарогеохимическому исследованию подверглись образцы гранодиоритов из разных частей массива и залегающие в них кварцевые жилки.

В кварце гранодиоритов обнаружены газово-жидкие, кристаллофлюидные включения и включения раскристаллизованных расплавов. Наибольшим распространением пользуются газово-жидкие включения (Таблица). В их ранних генерациях (первичные) содержится водно-солевой раствор (Тэ=-10; -21; -23,5°C, системы KCl+H₂O; NaCl+H₂O; NaCl+ KCl+H₂O) с концентрациями 5-8% NaCl экв. Температура гомогенизации 240-395°C. Более поздние генерации (ранние вторичные) имеют сходные термобарогеохимические характеристики (Тэ=-21; -24,5°C, системы NaCl+H₂O; NaCl+KCl+H₂O, концентрации 3-5% NaCl экв., Тгом.=230-250°C) с несколько пониженными концентрациями растворов и температурами гомогенизации.

Включения раскристаллизованных расплавов в кварце гранодиоритов гомогенизируются при $T=720-730^{\circ}\text{C}$.

Полученные данные позволяют оценить давления кристаллизации гранодиоритов. Для расчетов выбраны первичные включения, наполненные водным раствором NaCl с концентрацией 7% и $T_{\text{гом.}}=395^{\circ}\text{C}$. Этим параметрам соответствует плотность растворов во включениях (изоденса) $0,62 \text{ г/см}^3$ и давление при $730^{\circ}\text{C} - 3,7 \text{ кбар}$.

В гранодиоритах массива нами опробовано 2 типа кварцевых жил - ранние безрудные и более поздние, содержащие рудные минералы. Кварц безрудных жил изобилует первичными газовой-жидкими включениями с $T_{\text{э.}}=-8^{\circ}\text{C}$ (близко к системе KCl+H₂O), $T_{\text{пл.}}=-2 \div -3^{\circ}\text{C}$ (4-5% NaCl экв.). В их газовой фазе при низких температурах сублимируется немного CO₂. $T_{\text{гом.}}=390^{\circ}\text{C}$ в газ, с субкритическими явлениями.

Более поздние "рудноносные" жилки содержат два кварца - ранний и поздний. Ранний по термобарогеохимическим характеристикам сходен с кварцем безрудных жил, слагает крупные блоки в центральных частях жил. Поздний кварц мелкозернистый, более чистый, тяготеет к краям жил, в нем обнаружены газовой-жидкие и комбинированные включения. Газовой-жидкие включения первичные или ранние вторичные, имеют $T_{\text{э.}}=-8^{\circ}\text{C}$ (близко к системе KCl+H₂O), $T_{\text{пл.}}=-2,5^{\circ}\text{C}$ (4% NaCl экв.), $T_{\text{гом.}}=370^{\circ}\text{C}$ в жидкость. Комбинированные включения представлены кристалликом твердой фазы с прилипшим к нему пузырьком флюида. Нагревание их до 650°C не привело к появлению расплава или раствора.

Кварц из жил, залегающих в метабазальтах в непосредственной близости с массивом, также содержит включения водных растворов NaCl-KCl специализации. Лишь в образце, подвергшемся влиянию небольшого штока диоритов, принадлежащих другому магматическому комплексу, обнаружены включения с примесью низкокипящих газов (метан, азот?) и солей Ca и Mg.

С гранитоидным массивом, обнажающимся в долине р.Гобилли между устьями Б. и М.Эртукули (массив Островной), также связана Sn-W минерализация. Кварц типичных гранодиоритов массива содержит большое количество кристаллофлюидных включений, которые декрепитируют к 500°C . Первичные газовой-жидкие включения имеют $T_{\text{пл.}}=2,5^{\circ}\text{C}$, концентрацию 4% NaCl экв. и $T_{\text{гом.}}=370-380^{\circ}\text{C}$, а вторичные - $T_{\text{пл.}}=-1^{\circ}\text{C}$, концентрацию 1-2% NaCl экв., $T_{\text{гом.}}=170-185^{\circ}\text{C}$. К сожалению, из-за их малых размеров не удалось измерить температуры эвтектик наполняющих их растворов и, соответственно, оценить их солевой состав. В порфировых разностях термобарогеохимическая картина практи-

чески та же, но первичные газовой-жидкие очень крупные. Поэтому в них удалось определить существенно натриево-хлоридный характер растворов, заметить вымерзание небольшого количества углекислоты с $T_{\text{пл.}}=-56,6^{\circ}\text{C}$ и образование газогидратов CO₂ с температурой разложения $+9,5^{\circ}\text{C}$. Тпл. фазы льда в таких включениях $-3 \div -4,5^{\circ}\text{C}$ (5-7% NaCl экв.), $T_{\text{гом.}}=145-400^{\circ}\text{C}$. Ранние и поздние вторичные включения содержат водно-солевой раствор, в котором кроме NaCl обнаружены также KCl и KHCO₃ с концентрациями 5-8% NaCl экв.

Обнаруженные в кварце порфировых разностей включения раскристаллизованных расплавов гомогенизируются при 750°C .

Для расчета давления кристаллизации порфировидных гранодиоритов массива использованы данные по первичным и ранним вторичным включениям водных растворов NaCl с концентрациями 5% и $T_{\text{гом.}}=370^{\circ}\text{C}$. Этим параметрам соответствует изоденса $0,65 \text{ г/см}^3$ и давление 4 кбар при 750°C .

В пегматоидных разностях кварц содержит ранние ($T_{\text{э.}}=-21^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{пл.}}=-2,5 \div -3,5^{\circ}\text{C}$, концентрация 4-5% NaCl, $T_{\text{гом.}}=360^{\circ}\text{C}$) и поздние ($T_{\text{пл.}}=-1^{\circ}\text{C}$, концентрация 1-2% NaCl экв., $T_{\text{гом.}}=120-170^{\circ}\text{C}$) газовой-жидкие включения. Первичным иногда сопутствуют комбинированные включения с различными соотношениями фаз. Их нагревание не привело к появлению расплава вплоть до 800°C .

Кварцевые жилы, связанные с массивом Островным, несут разнообразную минерализацию. В них обнаружены вольфрамит, сульфиды и флюорит, включения изучены в кварце и флюорите. Как видно из Таблицы, термобарогеохимические характеристики всех образцов минерализованных жил сходны. Законсервированные во включениях растворы имеют преимущественно KCl+NaCl специализацию с концентрациями 6-10%, лишь флюорит содержит включения состава KCl+KHCO₃+H₂O с концентрацией 6% NaCl экв. Температуры гомогенизации варьируют в пределах $360-395^{\circ}\text{C}$.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенного материала видно, что гранитоиды изученных серий различаются по флюидной специализации. Для гранитов Хунгарийской серии характерно присутствие метана в составе законсервированного флюида, в качестве сопутствующих газов установлены углекислота и вода. Углекислота образовалась, вероятно, в результате окисления метана, который преобладал в первичном флюиде. С другой стороны, как показывают экспериментальные данные [18], растворимость углекислоты в гранитоидном расплаве несколько выше, чем метана, поэтому выделение ее в качестве свободного флюида начинается при более низких температурах. Это также может быть

причиной появления в кварце хунгарийских гранитов последовательных генераций включений, в которых от ранних к поздним возрастает роль углекислоты. Происхождение воды также может быть двойко: часть ее, видимо, была изначально растворена в гранитоидном расплаве, а часть могла образоваться при окислении метана. Так как в кварце гранитов не обнаружены сингенетичные водные и метаново-углекислотные включения, можно заключить, что при температурах метановой и углекислотной дегазации расплав был недосыщен водой. Генерации водных включений (равновесная водная фаза) возникают только на заключительных этапах кристаллизации. При этом количество растворенных в водном флюиде солей было очень невелико (1-2% NaCl экв.).

В гранодиоритах Верхнеудоминской серии метан во включениях отсутствует, а углекислота наблюдается редко и в очень незначительных количествах. Доминирующую роль в составе флюида играет вода и растворенные в ней соли. При этом обилие первичных включений водно-солевого раствора и ассоциирующих с ними кристаллофлюидных включений говорит о том, что гранитный расплав, начиная с ранних этапов кристаллизации, был насыщен летучими преимущественно водно-солевого состава.

Среди растворенных солей преобладают NaCl и KCl. При этом исходные концентрации этих компонентов в растворе были достаточно велики, что привело к регрессивному расслоению дегазирующего из расплава флюида на фазу, богатую солями (ее фрагменты - кристаллофлюидные включения), и фазу, обогащенную водой и CO₂ (газово-жидкие включения со следами углекислоты) [16]. Экстрагированные рудные компоненты концентрируются при этом в богатой солями фазе.

Дальнейшая эволюция флюида прослеживается в продуктах гидротермальной деятельности гранодиоритов - кварцевых жилках. Здесь также присутствуют включения высокосолевого раскристаллизованного раствора (кристаллофлюидные и их разновидности - комбинированные включения) и включения низкоконцентрированного водно-солевого раствора со следами CO₂. Однако их катионная специализация меняется с Na-K на существенно калиевую, иногда с примесью KНСО₃.

Как указано выше, граниты Хунгарийской серии по основным параметрам отвечают коллизионным гранитам, возникающим при трансформациях сиалических блоков в зонах взаимодействия литосферных плит. Приведенные в [3] данные говорят о том, что "спусковым механизмом" для выплавления высокоглиноземистых S-гранитов в Анюйском блоке служил привнос в его разогретые глубинные горизонты специфического водно-метанового флюида, про-

дуцируемого фрагментами океанических осадочных комплексов.

В позднем мелу-палеогене (73-58 млн лет назад) Анюйский выступ, испытал воздымание, термальный метаморфизм при T=350-400°C и внедрение рудоносных гранодиоритов Верхнеудоминской серии. В это время район находился в тылу Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса - поздний мел-палеогеновой магматической дуги [12]. При этом на глубине около 100 км происходило фракционное плавление пород основного состава (кварцевого эколита) - процесс, характерный для зрелой стадии развития субдукционных систем [7]. Его результатом явилось формирование основных магм и повышенный тепловой поток, в свою очередь вызвавшие повторный прогрев территории и выплавление хорошо дифференцированных гранитов I-типа, обогащенных глубинными флюидами.

ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ

Как следует из [11], хунгарийские граниты слабомагнитные, восстановленные, в то время как верхнеудоминские гранодиориты сильномагнитные и окисленные. Поскольку Sn²⁺ почти на порядок более растворим в гранитоидной магме, чем Sn⁴⁺, который легко образует труднорастворимый SnO₂, логично предположить, что процесс экстракции олова из гранитов (рудогенез) в первую очередь связан с его окислением. Другими словами, чтобы реализовался оловоносный потенциал гранитоидов, в них должна была произойти смена восстановительной обстановки на окислительную. При этом понятно, что восстановительная обстановка обязательно должна была предшествовать окислительной на стадии расплава, чтобы расплав имел возможность "насытиться" оловом. Смена же обстановки должна была произойти вблизи стадии кристаллизации, чтобы кристаллизующиеся минералы-носители не успели законсервировать в себе рудный компонент. Учитывая сказанное, а также приведенные выше геодинамические построения, рассмотрим процессы формирования гранитоидов обоих комплексов с точки зрения металлогении.

Граниты Хунгарийской серии на всем протяжении процесса своего образования имели восстановительный характер, о чем свидетельствует присутствие метана во включениях практически всех генераций. Это обстоятельство способствовало насыщению гранитного расплава оловом как за счет экстракции его из вмещающих очаг магмообразования пород, так и, возможно, за счет флюидов, генерируемых в процессе поддвигания фрагментов океанической плиты. Процессы окисления в незначительной мере проявились на стадии кристаллизации, что привело к появлению некоторого количества углекислоты во флюиде, однако это не привело к кардиналь-

ной смене *ox-red*-обстановки. Такая стабильность флюидного режима хунгарийских гранитов может быть объяснена особенностями геодинамической обстановки их внедрения: оно происходило в условиях сжатия (коллизии), когда интродуцируемые верхние горизонты были недостаточно нагреты для развития в них гидротермальных систем, что существенно ограничило флюидообмен между гранитами и вмещающими породами. В результате окисленный флюид рамы не проникал внутрь гранитных массивов, которые сохранили свой восстановительный характер. Смены *ox-red*-обстановки не произошло и оловоносный потенциал хунгарийских гранитов остался непроявленным.

Выплавление гранодиоритов Верхнеудоминской серии связано с подъемом вещества с больших глубин [7], что обусловило восстановительную обстановку этого процесса. Поэтому рудоносный потенциал гранодиоритов формировался за счет собственно глубинных эманаций и с помощью восстановительной обстановки, которая способствовала "насыщению" оловом гранитной магмы. В отличие от хунгарийских гранитов, гранодиориты внедрялись в режиме куполообразования в хорошо прогретые (до 400°C по данным [12]) сиалические толщи, гидротермальные системы которых, длительное время взаимодействуя с массивами во время их кристаллизации, поменяли их *ox-red*-обстановку в сторону более окисленной, что зафиксировано в составе флюидных включений. При этом произошло окисление олова до Sn^{4+} , что обусловило выпадение его в виде касситерита и реализации оловоносного потенциала гранодиоритов.

Таким образом можно заключить, что за реализацию оловоносного потенциала гранитоидов изученного района в значительной мере отвечала геодинамическая обстановка их образования. Обстановка сжатия в результате преобразования Анюйского блока в зоне взаимодействия литосферных плит обеспечивала сохранение восстановительной среды в хунгарийских гранитах, что препятствовало реализации их рудоносного потенциала. Напротив, обстановка куполообразования способствовала окислению верхнеудоминских гранодиоритов во время их кристаллизации, что привело к выделению из них рудных компонентов.

Опираясь на полученные данные, можно предложить некоторые термобарогеохимические признаки рудоносных гранитоидов района Анюйского выступа. К ним, в первую очередь, относится наличие в кварце гранитоидов ранних генераций высокосолевых газовой-жидких включений с $\text{NaCl}+\text{KCl}$ специализацией растворов, а также сопутствующих им кристаллофлюидных включений, что свидетельствует о высокой изначальной обводненности расплава и на-

чале его дегазации на ранних стадиях магматической кристаллизации. По данным [13] этот признак является общим для рудоносных гранитоидов. Выделяющийся при становлении их массивов флюид формирует ранние безрудные и более поздние - рудоносные кварцевые жилы. При этом его солевой состав эволюционирует от $\text{NaCl}+\text{KCl}$ к существенно калиево-хлоридному, что фиксируется в поздних генерациях флюидных включений. Важным и достаточно легко определяемым отличием рудоносных гранитоидов является отсутствие в составе их флюида метана и больших количеств углекислоты.

Высокий уровень корреляции термобарогеохимических показателей, петрофизических и металлогенических характеристик изученных магматических образований усиливает прогнозные возможности предлагаемых критериев оценки рудоносности гранитоидных серий в рассмотренном регионе и на юге Дальнего Востока в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балтыбаев Ш.К. *Метаморфический комплекс Приладожья: петрология, флюидный режим*: Автореф. дисс. канд. геол. минер. наук. СПб., 1998. 30 с.
2. Бердников Н.В. *Термобарогеохимия метаморфических комплексов Дальнего Востока*. М.: Наука, 1987. 150 с.
3. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. *Высокоглиноземистые граниты Сихотэ-Алиня: термобарогеохимия и генезис / Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы IV Междунар. Симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 285-287.*
4. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. *Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.85-90.*
5. Борисенко А.С. *Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С.37-47.*
6. Варгафтик Н.Б. *Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей*. М.: Наука, 1972. 720 с.
7. Григорьев С.И., Путинцев А.В. *Генезис гранитоидов как индикатор геодинамических режимов активной континентальной окраины // Гранитоиды складчатых областей. СПб., 1993. С.61-72.*
8. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. *Термобарогеохимия*. М.: Недра, 1979.
9. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. *Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение*. М.: Наука, 1967. 383 с.
10. Карсаков Л.П. *Раннедокембрийские комплексы в геологической структуре Восточной Азии*. Хабаровск, 1995. 88 с.
11. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. *Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1992. №6. С.31-43.*

12. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.3-25.
13. Рейф Ф.Г. Термобарогеохимические критерии связи гидротермальных месторождений с гранитными интрузиями // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, 1985. С.83-88.
14. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.
15. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Сато К. Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №6. С. 24-31.
16. Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитоидным расплавом, флюидно-солевой и флюидной фазами // Докл. АН СССР. 1992. Т.325, №2, с.378-381.
17. Шмулович К.И., Терещенко Е.Н., Калинин А.Г. Уравнение состояния неполярных газов до 2000К и 10Гпа // Геохимия. 1982. №11. С. 1598-1614.
18. Holloway J.R., Jakobsson S. Volatile solubilities in magmas: transport of volatiles from mantles to planet surfaces // J. Geophys. Res. 1986. B91, N 4. P. 505-508.
19. Kerkhof van den A.M. The system CO₂-CH₄-N₂ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. Free Univers. Press, Amsterdam, 1988. 206 p.
20. Maximova Z.V., Nelson B.K., Prikhod'ko V.S. Petrology and isotopic systematics of Khungariisk granites as a key to the history of Early Cretaceous collision in Sikhote-Alin fold belt, Far Eastern Russia. IGAM - 94 Proceedings, Magadan, 1994. P. 220-224.
21. Potter R.W., Brown D.L. The volumetric properties of aqueous sodium chlorite solutions from 0° to 500°C at pressures to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // U. S. Geol. Surv. Bull., 1977. V.1421. 36 p.

Поступила в редакцию 23 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым.

N.V.Berdnikov, N.P.Romanovsky

Granitoids of the Khungari and Upper Udomi Groups of the North Sikhote-Alin in the Anyui bowing area: inclusions in minerals, and the problems of formation and ore potential

The paper compares thermobarogeochemical characteristics of granitoids from the Khungari and Upper Udomi Groups, making up massifs exposed in the vicinity of the Anyui bowing of the North Sikhote-Alin fold area. The paper aims at outlining thermobarogeochemical criteria of granitoid ore potential in the region. It is shown that the ore-free granites from the Khungari Group are mainly distinguished by a carbon dioxide-methane composition of fluid in inclusions. Quartz from the tin-bearing granitoids of the Upper Udomi Group is dominated by water-saline inclusions of K-Na cation specialties. Computations were made of granitoid P-T crystallization. Geodynamic models for their formation are discussed which may make realization of their ore potential possible.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК 549.5(961.1)

**ХРОМИТИТЫ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР
(СЕВЕРО-ФИДЖИЙСКИЙ БАССЕЙН)**

И.А.Тарарин, Д.У.Ли** , В.С.Ким***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток*

***Национальный Университет Конджу, Корея*

****Национальный Университет Чоннам, Тэджон, Корея*

Хромититы, драгированные в западной части зоны разлома Хантер в составе расслоенных интрузивов офиолитового комплекса, характеризуются отчетливой слоистостью. Первый слой состоит из серпентинизированного гарцбургита с реликтами оливина и ортопироксена. Следующий за ним промежуточный слой представлен ортопироксенитом, содержащим аксессуарную хромистую шпинель. Пониженное содержание Al_2O_3 в ортопироксене при сравнительно высокой хромистости аксессуарной шпинели позволяет предполагать образование ультрамафитов в условиях островодужной системы. Третий слой - собственно хромититовый – представлен мелкозернистым норитом, состоящим из плагиоклаза и амфиболизированного ортопироксена с варьирующим количеством рудного хромита (от 4-5 до 60 об.%). Данные микрозондового анализа свидетельствуют о резком различии аксессуарной и рудной шпинели изученных образцов. Рудная шпинель характеризуется пониженной концентрацией Cr_2O_3 и обогащена MgO и Fe_2O_3 по сравнению с аксессуарной шпинелью пироксенитового слоя. Структурно-текстурные особенности хромитовой минерализации (присутствие атолловых и скелетных кристаллов хромита в хромититовом слое), резкие различия состава Cr -шпинели в различных слоях хромитита, позволяют предполагать, что процессы магматической дифференциации исходной магмы сопровождались явлениями жидкостной несмесимости и обособлением рудного и силикатного расплавов. Образующийся рудный расплав может сохраняться некоторое время после консолидации гипербазитов, образуя в них внедрения с замещением хромитом силикатных минералов.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Фиджийский бассейн, обрамляемый с юга Южным Новогейбридским желобом и зоной разлома Хантер, является сложным задуговым бассейном, расположенным между островными дугами Новые Гебриды (Вануату) и Тонга-Кермадек. Сейсмологические и гравиметрические данные, повышенный тепловой поток, малая мощность осадков свидетельствуют о том, что Северо-Фиджийский бассейн не является реликтом глубоководного ложа Тихого океана, а представляет собой недавно образованную структуру [1, 2]. В пределах бассейна установлены несколько активных спрединговых хребтов [15, 16].

Интерпретация геофизических данных позволила ряду исследователей [7, 8, 12, 13, 16] предпо-

ложить, что примерно 8-10 млн лет назад в пределах Северо-Фиджийского бассейна на границе Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит существовала единая островодужная система, включающая желоб Витязя, дугу Новых Гебрид, острова Фиджи, хребты Лау и Тонга. Возникновение Северо-Фиджийского бассейна и бассейна Лау явилось результатом распада этой системы приблизительно 8 млн лет назад в результате коллизии желоба Витязя с плато Онтонг-Джава [17] и ротационного перемещения Новогейбридского блока по направлению часовой стрелки и вращения островов Фиджи против часовой стрелки.

С возникновением Центрального спредингового хребта в Северо-Фиджийском бассейне (приблизительно 3 млн лет назад) завершаются ротационные

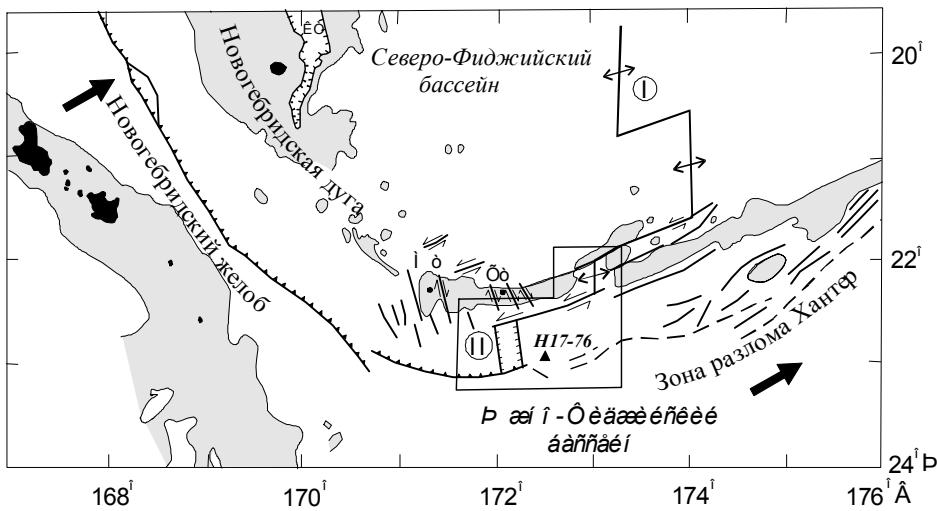


Рис. 1. Схема предполагаемой геодинамической конфигурации южной части Северо-Фиджийского бассейна (по [15] с упрощениями).

КТ - задуговый трог Кориолис, Мт - вулкан Матью, Хт - вулкан Хантер. I - Центральный спрединговый хребет, II - небольшой раздвиговый бассейн (pull-apart basin). Крупными стрелками показано направление движения Индо-Австралийской плиты. Серым фоном выделены площади с глубинами 0-2 км, черным - острова. Выделенная площадь - полигон исследований в 17 рейсе нис "Академик Александр Несмеянов". Н17-76 - станция драгирования, где подняты хромититы.

движения Новогбридского блока и начинаются интенсивные раздвиговые движения, продолжающиеся и в настоящее время [7, 8], с формированием современной океанической коры [11]. Предполагается, что Центральный хребет продолжается в пределы подводного островодужного поднятия Новогбридской островной дуги и далее к югу в зону разлома Хантер (рис. 1) [15], с чем связано формирование здесь современных базальтоидов окраинно-морской ассоциации [6]. Между 171° и 173° в.д. подводный островодужный хребет разбит многочисленными правосторонними сдвигами, с движением по которым связано формирование небольших бассейнов растяжения (pull-apart basin).

Подобная сложная история геодинамического развития Северо-Фиджийского бассейна и зоны разлома Хантер обусловила многообразие и разновозрастность развитых здесь магматических комплексов. Детальная характеристика главнейших морфологических структур и вещественных комплексов Новогбридской и Северо-Фиджийской провинций приведена в работе [6]. Задача данной статьи - обсудить состав и генезис хромититов расслоенного комплекса офиолитовой ассоциации зоны разлома Хантер, поднятых во время 17-го рейса нис "Академик Александр Несмеянов" в 1990 году.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР

Наиболее древними образованиями в зоне разлома Хантер являются породы офиолитовой ассоциации. Их формирование обусловлено, вероятно, тектоническими движениями по зоне разлома, сопровождающимися в период 8-3 млн лет ротационное перемещение Новогбридского блока при раскрытии Северо-Фиджийского бассейна. Возможно, что выве-

дение офиолитовых образований на поверхность происходило и позднее, после начала спрединга в Центральном хребте, структуры которого продолжают в пределы подводного островодужного поднятия и зону разлома Хантер.

Породы офиолитовой ассоциации развиты, в основном, на островном склоне Южного продолжения Новогбридского желоба, где они приурочены к небольшому раздвиговому бассейну (см. рис. 1). Кроме того, они обнаружены и в преддуговой области подводного островодужного поднятия Новых Гебрид, наблюдаясь в виде ксенолитов в островодужных вулканитах.

Офиолитовый комплекс включает ультраосновные породы реститовой природы, основные и ультраосновные породы расслоенных интрузивов, метадолериты и metabазальты. Дуниты и гарцбургиты офиолитового комплекса - сильно деплетированные породы, потерявшие до 30% легкоплавкой базальтовой составляющей. Среди магматических пород офиолитовой серии преобладают лерцолиты, верлиты, различные кумулятивные габбро и габбро-нориты. Подчиненное значение имеют пироксениты, вебстериты, троктолиты, кортландиты, образующие, вероятно, жильные тела среди пород расслоенного комплекса. Разрез офиолитовой серии завершается метадолеритами и metabазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций. Все магматические образования офиолитовой ассоциации геохимически сходны с интрузивными породами срединно-океанических хребтов.

Возраст пород офиолитовой серии неопределен. На о.Пентекост в Восточной цепи Новых Гебрид известны доверхнемиоценовые (возможно эоценовые) серпентинизированные перидотиты и полосчатые амфиболиты, метаморфизованные в условиях

нижних частей амфиболитовой фации, формирование которых связывается с тектоническими движениями по субширотной зоне Д'Антрасто [1], восточным продолжением которой является разломная зона Хейзел-Хоум. Аналогичные метаморфические породы Соломоновых островов имеют эоценовый возраст и представляют собой тектонические блоки среди серпентинитового меланжа [1]. Возможно, что перидотиты офиолитового комплекса зоны разлома Хантер также имеют доверхнемиоценовый возраст, определяемый временем раскрытия Северо-Фиджийского бассейна.

Сильно деплетированный перидотитовый субстрат является источником для выплавления бонинитовых расплавов, формирующих в зоне разлома Хантер кластолавы и лавобрекчии бонинитов. Эти породы встречаются совместно с образованиями офиолитовой ассоциации на внутреннем склоне Новогейбридского желоба, а также на внешнем островодужном поднятии и в преддуговом бассейне подводного продолжения Новогейбридской островной дуги. Вулканиты бонинитовой серии представлены высоко- и низкокальциевыми бонинитами, отражающими различную степень деплетированности исходного перидотитового субстрата.

Вулканические образования бонинитовой серии сменяются более молодыми образованиями островодужной серии. Эти породы наиболее широко распространены на вулкане Ильичева и на подводном продолжении Новогейбридской дуги. Островодужная серия включает широкий спектр вулканических и субвулканических пород, среди которых преобладают вулканиты бимодальной серии, в которой наиболее широко распространены базальты, андезитобазальты и риодациты при незначительном развитии вулканитов среднего состава.

Самыми молодыми магматическими породами рассматриваемого региона являются пикробазальты, базальты, долерито-базальты и габбро толеитовой и субщелочной серий окраинно-морской ассоциации, поднятые при драгировании всех морфоструктурных элементов зоны разлома Хантер и в пределах Северо-Фиджийской котловины. Окраинно-морские базальтоиды наиболее близки базальтам срединно-океанических хребтов, отличаясь от них количественным соотношением деплетированных и обогащенных некогерентными элементами видов базальтов. Их формирование связано со спрединговыми процессами в Центральном спрединговом хребте Северо-Фиджийской котловины [6].

ХРОМИТИТЫ РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА

В комплекс расслоенных интрузивов зоны разлома Хантер объединены перидотиты и габброиды с ясно выраженными кумулятивными структурами, а

также массивные габброиды и долериты, которые, вероятно, сменяют вверх по разрезу кумулятивные образования, а также слагают силлово-дайковый комплекс офиолитовой ассоциации. В составе комплекса наиболее распространены лерцолиты, верлиты, вебстериты, габбронориты, габбро и долериты; хромититы и троктолиты встречаются в виде единичных обломков.

Хромититы подняты на ст. Н17-76 (см. рис. 1) в виде двух обломков величиной 12x10x8 см (обр. Н17-76/6, 76/21), обладающих четко выраженным полосчатым строением. В образцах выделяются три зоны. Первая - гарцбургитовая, в которой минералом кумулуса является оливин, а интеркумулуса - ортопироксен. Размер кристаллов оливина достигает 2-5 мм, он на 80-90% замещен серпентином. Ортопироксен образует более мелкие (1-2 мм) призматические зерна. Оливин характеризуется высоким содержанием форстерита $Fo_{91.8}$, а ортопироксен имеет состав $En_{92.3}$ (табл. 1, обр. Н17-76/21-1). Ортопироксен замещается серпентином, тальком и меньше - тремолитом, который отличается высокой магнезиальностью, повышенным содержанием щелочей и совершенно не содержит Cr_2O_3 .

Вторая (промежуточная) зона имеет мощность около 2 см и сложена среднезернистым (размер кристаллов 1-4 мм) ортопироксенитом. Ортопироксен имеет состав энстатита $En_{90.4}$ (см. табл. 1, обр. Н17-76/21-2) и иногда содержит мелкие вросстки диопсида. Тремолит, замещающий пироксен, отличается варьирующей глиноземистостью и повышенной концентрацией Cr_2O_3 . Акцессорная хромистая шпинель этих пород (рис. 2, а, б) характеризуется низкой глиноземистостью и очень высокой хромистостью (табл. 2, обр. Н17-76/21-2). На диаграмме Al_2O_3 - Cr_2O_3 - $(Fe_2O_3+TiO_2)$ (рис. 3) она попадает в поле шпинелей хромититов расслоенных интрузивов. На контакте с третьей ортопироксен-плагиоклаз-шпинелевой норитовой зоной в ортопироксените отмечается появление хромистой рудной шпинели, образующей полосу мощностью не более 1-2 мм.

Третья норитовая зона имеет мелкозернистое строение и сложена зональным кислым плагиоклазом An_{25-18} с ядрами лабрадора, сильно серпентинизированным и амфиболлизированным ортопироксеном и варьирующим количеством хромита. Хромит образует изометричные агрегаты размером до 0.6-1.5 см, в которых содержание кристаллов хромшпинелида варьирует от 4-5 до 60 и более %. Амфибол, замещающий ортопироксен, является тремолитом и тремолитовой роговой обманкой с повышенным содержанием Cr_2O_3 , причем его концентрация возрастает к краям кристаллов, достигая 1.5-1.9% Cr_2O_3 (см. табл. 1, обр. Н17-76/21-3).

Табл. 1 Микронзондовые анализы минералов из хромитита офиолитового комплекса зоны разлома Хантер

	Н17-76/21-1				Н17-76/21-2					
	Ol	Orx	Flog	Hb	Orx	Orxc	Orxr	Cpx	Hb ¹	Hb ²
SiO ₂	41.00	58.55	39.84	52.78	58.04	58.37	58.27	54.67	55.44	57.73
TiO ₂	0.00	0.05	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.20	17.26	6.04	0.46	0.04	0.12	0.88	2.52	0.78
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.24	0.92	0.15
FeO	7.89	5.12	3.64	2.99	5.97	6.15	5.98	1.83	2.34	1.77
MnO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00
MgO	49.69	34.48	23.92	20.85	34.04	34.23	34.03	17.11	21.76	22.26
NiO	0.16	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.20	0.29	11.95	0.35	0.33	0.35	24.12	11.88	12.50
Na ₂ O	0.00	0.00	0.34	1.25	0.00	0.00	0.00	0.04	0.51	0.05
K ₂ O	0.03	0.01	8.94	0.10	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01
Сумма	98.79	98.42	94.39	95.96	98.96	99.18	98.87	98.90	95.60	95.25
X _{Mg}	0.918	0.923	0.921	0.945	0.910	0.908	0.910	0.943	0.957	0.945
X _{An}										
Wo		0.4			0.7	0.6	0.7	48.9		
En		92.0			90.4	90.3	90.4	48.2		
Fs		7.6			8.9	9.1	8.9	2.9		

	H17-76/21-2	Н17-76/21-3							
	Hb ³	Pl _c	Pl _r	Hb _c	Hb _r	Hb _c	Hb _r	Hb	Ru
SiO ₂	55.82	61.79	63.68	52.62	53.34	52.62	53.63	56.46	0.00
TiO ₂	0.27	0.00	0.00	0.69	0.60	0.18	0.12	0.16	98.46
Al ₂ O ₃	3.33	24.13	22.57	4.82	4.23	5.19	4.55	1.81	0.01
Cr ₂ O ₃	1.18	0.00	0.00	1.36	1.48	1.85	1.87	0.81	1.39
FeO	2.70	0.00	0.01	2.47	2.53	2.55	2.60	2.28	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	21.94	0.00	0.00	19.75	20.31	20.12	20.36	22.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	12.18	5.10	3.78	11.77	12.13	11.63	11.71	11.91	0.70
Na ₂ O	0.59	8.57	9.45	0.87	0.71	1.15	0.95	0.34	0.00
K ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.15	0.13	0.14	0.15	0.12	0.03
Сумма	98.05	99.62	99.53	94.50	95.46	95.43	95.94	95.89	100.63
X _{Mg}	0.935			0.934	0.935	0.933	0.933	0.915	-
X _{An}		0.247	0.181						
Wo									
En									
Fs									

Примечание. Обр. Н17-76/21-1 - гарцбургит, Н17-76/21-2 - ортопироксенит, Н17-76/21-3 - хромитит. Здесь и ниже приняты следующие символы: An - анортит, Cpx - клинопироксен, En - энстатит, Flog - флогопит, Fs - ферросилит, Hb - амфибол, Ol - оливин, Orx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Ru - рутил, Sp - шпинель, Wo - волластонит; с - центр, r - край кристалла. $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$, $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$. Анализы выполнены на микронзонде "Camebax" в Институте вулканологии ДВО РАН (Аналитик В.М.Чубаров).

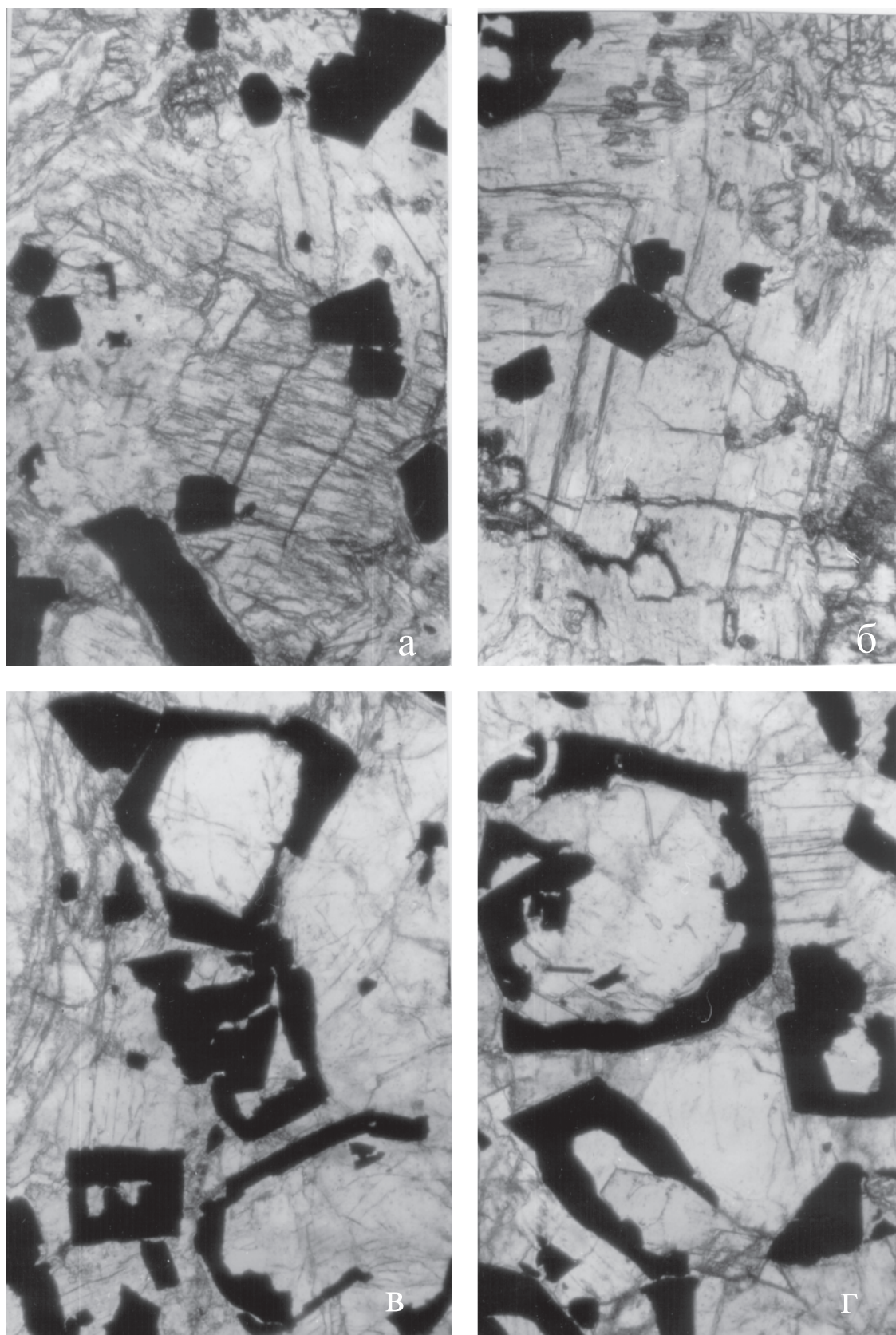


Рис. 2 Акцессорная (а, б) и рудная (в, г) шпинель из хромитита расслоенного комплекса зоны разлома Хантер. Обр. Н17-76/21. Без анализатора. Увел. 12.

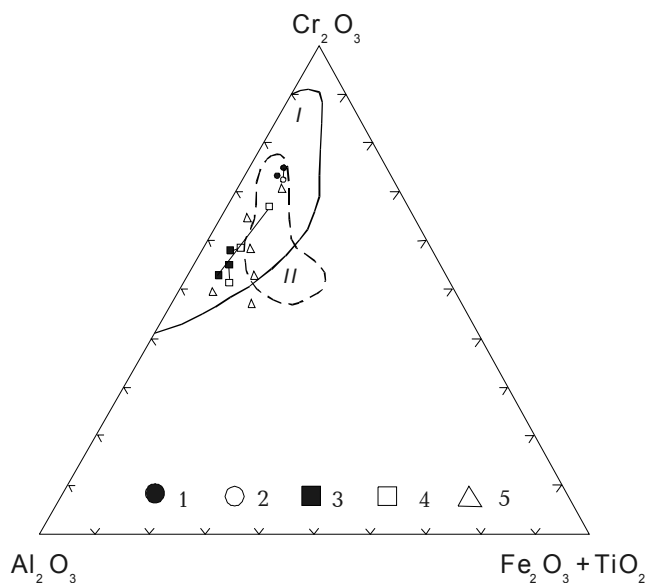


Рис. 3. Состав хромита из хромитита расслоенного комплекса зоны разлома Хантер на диаграмме Al_2O_3 - Cr_2O_3 - $(Fe_2O_3+TiO_2)$

1-2 - аксессуарный хромит из ортопироксенита (1 - центр, 2 - край кристалла); 3-4 - рудный хромит из хромитита (3 - центр, 4 - край кристалла); 5 - состав хромита из ультрамафитов нижней расслоенной серии Бушвельского интрузива [9]. Поля составов хромита [5]: I - ультрабазитов офиолитовых комплексов, II - расслоенных интрузивов.

ние только бедных вкрапленных руд интерстиционного типа [4]. Поэтому образование крупных тел богатых хромитовых руд в перидотитах достигается сочетанием фракционирования рудных компонентов в ходе кристаллизации магм с последующей ликвацией остаточных расплавов. В результате в магматических флюидных системах с падением температуры обособляются солевые расплавы (рудные магмы) с высоким содержанием рудных элементов [4]. Эти процессы жидкостного расслоения приводят к возникновению резких различий в составах аксессуарной минерализации в ультраосновных породах и рудных телах, формирующихся из отделившегося рудного расплава.

Эта закономерность четко прослеживается и в хромититах расслоенного комплекса офиолитовой ассоциации зоны разлома Хантер. Так, в ортопироксените аксессуарный хромит, присутствующий в виде идиоморфных кристаллов в интерстициях между пироксеном, а также в виде включений в его кристаллах, характеризуется очень высокой хромистостью и пониженной магниальностью (см. табл. 2), тогда как в рудных прослоях, где хромит ассоциирует с ортопироксеном и плагиоклазом, он обладает значительно меньшей хромистостью и повышенной магниальностью и окисленностью. В обогащенной хромитом зоне наблюдаются различные взаимоотноше-

ния хромитовой минерализации с магматическими минералами, кристаллизовавшимися из базитового расплава: зерна и скопления идиоморфных кристаллов хромита распределены в плагиоклаз-ортопироксеновом матриксе, образуя скопления, и, в тоже время, атолловые и скелетные кристаллы хромита содержат включения зерен ортопироксена и плагиоклаза, что свидетельствует об одновременной кристаллизации всех этих минералов. Во вмещающем ортопироксенитовом расплаве вначале образуются кристаллы ортопироксена, а зерна аксессуарного хромита выделяются позже, нарастая на кристаллы пироксена.

Таким образом, рудообразование в данном случае непосредственно отражает развитие флюидно-магматической системы. Рудные расплавы, отделяясь от ультраосновных магм в результате жидкостной несмесимости, сохраняются некоторое время после консолидации гипербазитов, образуя в них внедрения с замещением магматических минералов этих пород.

По предположению [14] родоначальные магмы расслоенных интрузий имеют состав, сходный с бонинитами - продуктами инициального островодужного магматизма. Эксперименты [18] свидетельствуют, что из расплава близкого по составу псевдобонинитовой системе, происходит кристаллизация минеральных фаз в последовательности: хромит→оливин→ортопироксен, причем оливин и хромит исчезают при реакции с расплавом при падении температуры. Поэтому можно предположить, что магматическая сегрегация в течение фракционной кристаллизации и процессы жидкостной несмесимости исходных расплавов, имеющих состав близкий к бонинитовому, обуславливают формирование расслоенного комплекса пород, несущих хромитовую минерализацию.

Финансовая поддержка исследований осуществлялась Программой Главного научно-исследовательского Института Министерства образования, Корея, 1997, проект BSRI-97-5418.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дюбуа Ж., Равен К., Обертен А., Луи Ж., Гийом Р., Лоне Ж. И Монтадер Л. Континентальные окраины вблизи Новой Каледонии // Геология континентальных окраин. К. Берк и Ч. Дрейк (ред.). М., 1978. Т. 2. С. 226-241.
2. Колли Х. И, Хиндл В.Х. Вулканотектоническая эволюция архипелага Фиджи и окружающих окраинных бассейнов // Геология окраинных бассейнов. Б.П. Кокеллар и М.Ф. Хауэлс (ред.). М., 1987. Т. 2. С. 256-274.
3. Маракушев А.А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геология рудн. месторождений. 1980. Т. 22, №1. С. 3-23.
4. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
5. Магматические горные породы. Т. 5: Ультраосновные

- породы / О.А.Богатилов, Ю.Р.Васильев, Ю.И.Дмитриев и др. М.: Наука, 1988. 508 с.
6. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, И.К.Пушин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
 7. Auzende J.M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P., and Charlou J.L. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // *Tectonophysics*. 1988a. V. 146, N. P. 317-351.
 8. Auzende J.M., Lafoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the north Fiji Basin (Southwest Pacific) // *Geology*. 1988 б. V. 16, N10. P. 925-929.
 9. Cameron E.H. The lower zone of the Eastern Bushveld complex in the Olifants River Trough // *J. Petrol.* 1978. V. 19, N3. P. 437-462.
 10. Dick H.J.B. and Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotite and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86, N1. P. 54-76.
 11. Eissen J.-P., Lefevre C., Maillet P., Morvan G. and Nohara M. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S // *Marine Geol.* 1991. V. 98, N2/4. P. 201-239.
 12. Falvey D.A. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Austral. Soc. Explorat. Geophys. Bull.* 1978. V. 9. P. 117-123.
 13. Gill J.B. and Gorton M. A proposed geological and geochemical history of Eastern Melanesia // P.Coleman (ed.), *The Western Pacific-Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. W. Austral. Univ. Press. 1973. P. 543-566.
 14. Hess P.C. *Origins of Igneous Rocks*. Harvard Univ. Press., Cambridge, Massachusetts, London, England, 1989. 336 p.
 15. Maillet P., Monzier M., Eissen J.-P., and Louat R. Geodynamic of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides arc (North Fiji Basin) // *Tectonophysics*. 1989. V. 165, N1-4. P. 251-268.
 16. Malahoff A., Feden R.H. and Fleming H.S. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // *J. Geophys. Res.* 1982. V.87, N5. P. 4109-4125.
 17. Moberly R. Youthful oceanic lithosphere of marginal isles, western Pacific // *Proceed. 12th Pacific Sci. Congr., Canberra*. 1971. P. 393.
 18. Sharpe M.R., and Irvine T.N. Melting relations of two Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite // *Carnegie Inst. Wash., 1983. Year Book 82*. P. 295-300.

Поступила в редакцию 6 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

I.A.Tararin, D.W.Lee, W.S.Kim

Chromitite of the ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone (North Fiji Basin)

Chromitite dredged with the rocks of the ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone shows a distinct layering. The first layer consists of a serpentized harzburgite with relics of olivine and orthopyroxene. The middle layer is represented by orthopyroxenite with accessory Cr-spinel. A low Al₂O₃ content of orthopyroxene and a comparatively high Cr/(Cr+Al) ratio of Cr-spinel from the rocks reveal a high degree of its alumina-depletion and suggest that Cr-spinel is similar in composition to chromite of peridotite from an island-arc system. The third layer is represented by norite consisting of plagioclase and amphibolized orthopyroxene with a varying amount of ore chromite from 4-5 to 60 vol.%. Microprobe data are evidence that ore chromite is depleted in Cr₂O₃ and enriched in MgO and Fe₂O₃, as compared to accessory spinel from orthopyroxenite of layer 2. Textural and structural peculiarities of ore chromite (atoll and skeleton crystals of ore chromite that are hosts for orthopyroxene and plagioclase of the norite layer), significant differences in composition of accessory and ore chromite suggest that ore magma origination involves processes of magmatic differentiation of the parent ultramafic source accompanied by liquid immiscibility. Ore magma may be preserved for some time after consolidation of ultrabasites and form in them intrusions with chromite replacing silicate minerals.

**ИЛЬВАИТ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)****Л.Н.Хетчиков, В.В.Раткин, В.В.Малахов***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

В статье показаны закономерности распространения ильваита в скарново-полиметаллических месторождениях Дальнегорского рудного района. Химическим, микрорентгеноспектральным, мессбауеровским методами изучены химический состав ильваита и его изменения в пространстве и времени. Рассмотрены условия образования ильваита и факторы, определяющие особенности его концентрации в рудных телах и месторождениях.

ВВЕДЕНИЕ

Ильваит относится к сравнительно распространенным минералам скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского (ранее Тетюхинского) рудного района. История его изучения насчитывает несколько десятилетий. Однако широкой известностью пользуются всего несколько публикаций, относящихся к характеристике ильваита только двух месторождений района - Верхнего и Первого Советского. Первые сведения об ильваите, основанные на результатах изучения приповерхностных горизонтов месторождения Верхнего, приведены в работе И.Ф.Григорьева [6]. Он отметил, что ильваит здесь относится к малораспространенным минералам и в отличие от месторождений других регионов страны, ассоциирует не со скарновыми минералами, а с кварцем и кальцитом. В работе приведен и первый химический анализ ильваита, показавший высокое содержание в его составе марганца. При более детальном исследовании на глубоких горизонтах уже в 50-х годах [5] было установлено, что ильваит на месторождении Верхнем относится к числу распространенных минералов и ассоциирует в основном с геденбергитом. Выделены две генерации ильваита, но каких-либо закономерностей их распределения в рудных телах не установлено.

По образцам ильваита из месторождения Верхнего Н.В.Беловым и В.Н.Макеевой [1] были определены размеры его элементарной ячейки. В работе [20] опубликованы результаты изучения ильваита Первого Советского месторождения, впервые отмечены три генерации этого минерала, приведены данные химических, спектральных, рентгеноструктурных анализов, оптические свойства. Обширные сведения об оптических, термоэлектрических, механических и некоторых других физических свойствах ильваита Верхнего и Первого Советского месторождений обобщены в [14]. Этим и исчерпывается список публикаций, посвященный только ильваиту Дальнегорских месторождений, а последние три из перечисленных работ явились основой характеристики "тетюхинского" ильваита в справочной литературе [12, 13].

В последние десятилетия в Дальнегорском рудном районе были разведаны другие скарново-полиметаллические месторождения - Николаевское, Садовое, Партизанское. Краткая характеристика ильваита первых двух из них приведена в работах, опубликованных в местных изданиях [3, 4], поэтому недостаточно знакома широкому кругу специалистов. В скарнах Партизанского месторождения ильваит долгое время не был известен и лишь при разведке рудных тел на северо-восточном фланге были обнаружены рудные тела со значительными скоплениями этого минерала. Широкое распространение ильваита, отсутствие в литературе данных по его свойствам, необычные возрастные соотношения с другими скарновыми минералами и предопределили его детальное изучение нами на этом месторождении. Параллельно производились дополнительные исследования на других месторождениях и анализ уже имеющихся по ильваиту материалов. Эти исследования подтвердили ранее опубликованные данные по оптическим, рентгеноструктурным характеристикам, по морфологии кристаллов из пустот и показали, что по этим свойствам ильваиты разных месторождений близки между собой. В то же время дополнительно выявились некоторые особенности распределения ильваита в рудных телах месторождений, изменчивости его химического состава и условий образования. Этим вопросам и посвящена настоящая статья.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Все пять известных к настоящему времени скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района (Верхнее, Первое Советское, Садовое, Николаевское, Партизанское) характеризуются многими общими чертами геологического строения, истории формирования, минералогии и в то же время различаются по некоторым, главным образом, текстурно-структурным и минералогическим особенностям. Месторождения, начиная с 30-х годов нашего столетия, привлекли внимание многих геологов, результаты их исследований опубликованы в многочисленных работах [3-5, 7, 19, 21]. Это по-

зволяет нам акцентировать внимание только на некоторых особенностях современной интерпретации геологии района и своеобразных текстур руд месторождений. Большинство скарново-полиметаллических тел месторождений приурочено к глыбам или пластинам триасовых известняков раннемеловой олистостромы, к их контактам с алюмосиликатными породами. При этом для формирования скарнов в равной мере благоприятны как контакты известняков и вмещающих их терригенных пород матрикса олистостромы, так и контакты известняков с перекрывающими аккреционную призму позднемеловыми вулканитами или мощными дайками порфириров. Отчетливо проявляется приуроченность скарновых тел к пересечениям контактов известковых глыб разломами, преимущественно северо-западного направления. Вдоль этих разломов некоторые рудные тела месторождений образуются не в известняках, а в брекчиях, содержащих обильные обломки известняков, в песчано-сланцевых породах и вулканитах.

В большинстве месторождений преобладающим нерудным минералом является геденбергит, но в рудных телах, залегающих в силикатных породах, к широко распространенным относятся аксинит и кварц. Гранат (андрадит) в некоторых месторождениях или в части рудных тел месторождений по распространенности мало уступает геденбергиту, а в других встречается только в виде небольших гнезд или даже отдельных зерен [4]. Нередко, в особенности на верхних горизонтах, рудные тела сложены в основном кальцитом и кварцем. Преобладающими рудными минералами являются галенит и сфалерит, причем во всех месторождениях с глубиной их количество заметно уменьшается.

Необходимо отметить и своеобразие возрастных взаимоотношений скарнов и сульфидов на месторождениях. Оно заключается в том, что в течение главной, геденбергитово-сульфидной стадии формирования месторождений скарновые и рудные минералы без заметного перерыва кристаллизовались из одного потока растворов по мере понижения температуры. В основной своей части геденбергит, гранат и аксинит (перечислены в порядке их выделения) отлагались раньше сфалерита и галенита и замещаются ими. Однако на месторождениях Верхнее и Первое Советское встречаются участки своеобразных “тетюхинских” текстур руд, представленных фестончатыми, почковидными, ритмично-полосчатыми, концентрически-зональными агрегатами. В этих рудах отчетливо видно закономерное, особое для каждого участка чередование полосок геденбергита, ильваита и сульфидов разного состава без следов замещения одного минерала другим. Напротив, отчетливо заметно нарастание полосок разного состава друг на друга. Особенно эффектно нарастание розеток геденбергита разных генераций на гранате, ильваите и сульфидах. При этом геденбергит из разных полосок

отличается по составу, в частности по содержанию марганца, по размерам и форме кристаллов. Подобные руды, по нашему мнению, относятся к метакolloидным образованиям и их необычные морфология, возрастные взаимоотношения минералов являются результатом раскристаллизации гелевых масс сложного состава [16].

На месторождениях Садовое и Партизанское выделяются две генерации ильваита. На Первом Советском и Верхнем месторождениях установлена еще третья, самая поздняя генерация минерала [18, 20, 21], а на Николаевском месторождении отмечен только ильваит I [4]. Ранний ильваит ассоциирует с геденбергитом и гранатом, образуя в их выделениях разного размера полосы, неправильной или гнездовой формы скопления. Обычно ильваит I относится к более поздним минералам по сравнению с геденбергитом и гранатом, но в Больничной рудной залежи Партизанского месторождения он кристаллизовался до геденбергита и граната и является самым ранним минералом скарнов. На стенках открытых полостей, характерных для большинства месторождений, нарастают друзы крупных, до 5 см длиной призматических кристаллов ильваита I, относящегося в пустотах к самым ранним по времени кристаллизации минералам. Уже на ильваите нарастают кристаллы сфалерита, галенита, кварца и кальцита.

Ильваит II ассоциирует с кварцем и кальцитом, иногда со сфалеритом и галенитом, являясь более поздним, чем сульфиды, минералом. На Первом Советском месторождении ильваит II образует тонкие прожилки, секущие скарновые минералы и ранние сульфиды. При этом он наиболее обилен в местах пересечения прожилками железосодержащих минералов - геденбергита, андрадита, пирротина и др. Видимо за счет воздействия на эти минералы поздних растворов происходило их обогащение необходимым для образования ильваита железом. В открытых полостях кристаллы ильваита II развиваются на кристаллах ильваита I, сфалерита, галенита, на раннем кварце и кальците в форме ромбоэдров, но до кристаллизации кальцита в форме скаленоэдров. Кристаллы ильваита II отличаются от ильваита I меньшими размерами (длина 1-2 см), а также заметной вытянутостью по длине при малой площади поперечного сечения.

Ильваит III изредка встречался на нижних горизонтах одного из рудных тел Первого Советского месторождения. Он совместно с кальцитом, гематитом, поздним арсенопиритом образует тонкие, ветвящиеся, шириной до 1 мм прожилки, пересекающие все скарновые минералы и сульфиды. Кроме того, ильваит III обнаружен в ассоциации с кварцем, гематитом, арсенопиритом и пиритом в жилах марганцовистого кальцита, относящегося к заключительной стадии формирования месторождения. В открытых полостях ильваит III представлен мелкими, длиной

1-2 мм, кристалликами, формирующимися на кварце, ильваите I и II, на кальците в форме скаленоэдров. На Верхнем месторождении кристаллики ильваита III встречаются в ассоциации с датолитом, апофиллитом, кальцитом в форме скаленоэдров.

Наиболее распространенным на всех месторождениях является ильваит первой генерации. Однако в пределах даже одного месторождения ильваит отсутствует или относится к редким минералам в одних рудных телах и преобладает в составе скарнов других рудных тел. Отмечаются также различия по содержанию ильваита в вертикальном разрезе рудных залежей. Это отчетливо видно на примере Первого Советского и Партизанского месторождений. На Первом Советском месторождении выявлены три группы рудных тел: северо-восточная, центральная и юго-западная. Основные скопления ильваита были сосредоточены на верхних горизонтах двух рудных тел - Большой и Малой рудных труб северо-восточной группы, локализованных в известняках. Ниже уровня с абсолютной отметкой 300-350 м эти рудные тела объединяются в одну залежь вдоль контакта известняков и мощной дайки порфириров. Здесь ильваит уже относится к числу редких минералов и его мелкие выделения отмечаются лишь в зоне скарнирования известняков на удалении от контакта с порфиритами. В зоне этого контакта в виде широкой полосы локализуется своеобразная порода, состоящая из эпидота, железистого хлорита, кварца и других минералов.

Главная залежь Центральной группы изучена нами от поверхности на глубину около 250 м. Она образована на контакте известняков и силикатных пород, представленных сменяющимися по вертикали пачками кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников и лишь на отдельных участках скарновое тело контактирует с кремнистыми породами и с небольшой по мощности дайкой порфириров. Ильваит в скарнах залежи относится к второстепенным минералам, встречается на всем изученном интервале, но распространен очень неравномерно, и его выделения во всех наблюдаемых случаях сосредоточены в скарнах, заместивших известняки на удалении от контакта с силикатными породами. При этом отмечается определенная зависимость количества ильваита в скарнах от состава силикатных пород. Так, было отмечено отсутствие ильваита на участках, где скарны контактируют с дайкой порфириров. Здесь в зоне контакта преобладает эпидот, не обнаруженный на интервалах, где вмещающими залежь являются другие силикатные породы. Небольшие скопления ильваита в известковых скарнах встречаются на участках контакта залежи с кварцево-полевошпатовыми песчаниками, содержащими более редкие обломки кремней и эффузивных пород. Наиболее благоприятными для кристаллизации ильваита являются интервалы, в которых силикатные породы представлены слабо реакционноспособными породами - кварцевыми песчаниками и горизонтами кремней.

В рудных телах Юго-Западной группы месторождения мелкие выделения ильваита наблюдались только в одном, самом мощном рудном теле, образованном путем замещения почти в равной мере относительно крупных пластин известняков и песчаников. В других рудных телах, залегающих на контактах брекчий с обломками известняков и песчано-сланцевых или кремнистых пород, ильваит не встречен, здесь преобладают аксинитовые скарны с редкими выделениями геденбергита.

Партизанское месторождение представлено многочисленными скарновыми залежами (рис. 1), среди которых наибольший практический интерес имеют группы Приконтактных и Промежуточных рудных тел, а также крупная по объему Больничная рудная залежь, расположенная на крайнем северо-восточном фланге месторождения, в приграничной части с массивом боросиликатных скарнов [18]. Детальное изучение показало отсутствие ильваита во всех рудных телах или участках рудных тел месторождения, образованных замещением силикатных пород. Не обнаружен ильваит и в мелких рудных телах, в локализации

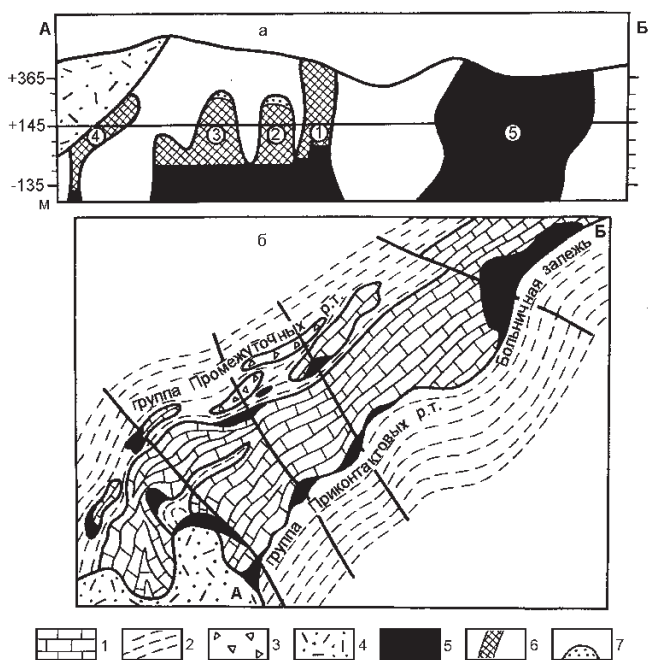


Рис. 1. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение.

а) Схема зональности Приконтактных рудных тел (1 - Главное, 2 - Второе, 3 - Третье, 4 - Десятое) и Больничной рудной залежи (5), в плоскости вертикально падающего контакта тела триасовых известняков и вмещающих их раннемеловых терригенных пород. б) Схематический геологический план горизонта +145 м. 1 - триасовые известняки; 2 - раннемеловые алевролиты и песчаники; 3 - осадочные брекчии с обломками известняков и кремнистых пород; 4 - поздне-меловые туфы кислого состава; 5-7 - рудные тела: 5 - цинковые руды ($Pb/Zn < 0.5$) в ильваит-гранат-геденбергитовых скарнах, 6 - свинцово-цинковые руды ($Pb/Zn=0/8$) в геденбергитовых скарнах; 7 - цинково-свинцовые руды ($Pb/Zn \geq 1.0$) в кварц-кальцитовом агрегате.

которых определенную роль играли небольшие глыбы известняков, в вулканогенных или песчано-сланцевых породах. Заметные скопления ильваита приурочены лишь к крупным, прослеживающимся на большую глубину рудным телам Приконтактной группы и к Больничной рудной залежи, локализованных вдоль контакта протяженной глыбы известняков и меловых терригенных отложений. В рудных телах Приконтактной группы основные концентрации ильваита сосредоточены не на верхних горизонтах, а в корневых частях рудных тел. По направлению к поверхности количество ильваита заметно сокращается, преобладающим в составе скарнов становится геденбергит, а ильваит уже относится к второстепенным минералам.

В Больничной рудной залежи ильваит слагает крупнокристаллические мономинеральные или гранат-ильваитовые скопления с пятнистыми обособлениями геденбергита. При этом, в отличие от известных во многих регионах скарнов, в составе которых самым высокотемпературным минералом является геденбергит [18], а за ним по времени кристаллизации следуют гранат и ильваит, в Больничной рудной залежи ильваит относится к наиболее ранним минералам, позднее него выделяются гранат и геденбергит. В отличие от других рудных тел месторождения, не содержащих ильваит, гранат в которых близок по составу к гроссуляру, здесь он представлен андрадитом, а пироксену также свойственна высокая железистость с содержанием геденбергитового минала до 93%. Не менее характерной чертой скарновой ассоциации Больничной залежи является обилие флюорита среди гранат-ильваитовых агрегатов. Флюорит кристаллизуется вслед за основной частью ильваита и граната и совпадает по времени выделения с геденбергитом. После флюорита и геденбергита происходила кристаллизация ильваита поздней генерации. В

отличие от раннего ильваита он ассоциирует не с гранатом, а образует гнездовые скопления в геденбергите совместно с кварцем, являющимся одним из поздних минералов. Особенностью Больничной залежи является и то, что здесь не наблюдается зонального распределения ильваита, причем на некоторых участках в приконтактной части рудного тела и известняков образуются почти мономинеральные его скопления.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛЬВАИТА

Химический состав ильваита изучен на всех месторождениях, но с разной степенью детальности. Для некоторых месторождений имеются только единичные полные химические (Верхнее) или микрорентгеноспектральные (Садовое) анализы ильваита. Более детально был изучен ильваит Первого Советского месторождения [20, 21] и оставались не освещенными особенности состава ильваита Николаевского и Партизанского месторождений. Поэтому ильваиту двух последних месторождений мы и уделили особое внимание. Для Партизанского месторождения было выполнено 12 (часть из них приведена в табл. 1), а для Николаевского - 11 полных химических анализов. Кроме того, образцы ильваита из Партизанского месторождения проанализированы микрорентгеноспектральным анализом (табл. 3). Для сравнения в табл. 4 приведены полученные нами результаты микрорентгеноспектрального анализа ильваита из Дальнегорского боросиликатного месторождения, локализованного рядом с Партизанским в том же блоке известняков. Как видно из результатов полных химических анализов (табл. 1, 2), для ильваита Дальнегорских месторождений характерно широкое колебание состава, причем значительнее других компонентов варьирует содержание окислов железа и марганца. По сравнению с теоретическим составом чис-

Таблица 1. Результаты химического анализа ильваита месторождений Первое Советское и Партизанское

Окислы	Ранний ильваит в ассоциации с геденбергитом и андрадитом							Поздний ильваит в ассоциации с кварцем и кальцитом				
	Первое Советское		Партизанское					Первое Советское		Партизанское		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	29.65	29.60	29.58	30.25	28.71	29.66	29.10	28.92	29.90	29.20	28.25	29.15
TiO ₂	0.01	-	0.014	0.04	0.0	0.08	0.08	-	0.22	0.03	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	0.46	-	0.84	0.40	0.58	0.49	0.47	-	0.075	1.17	0.18	0.47
Fe ₂ O ₃	21.36	19.09	19.01	21.48	18.99	21.65	22.90	18.85	20.23	17.00	18.5	22.36
FeO	27.23	26.29	30.04	27.82	27.00	27.78	27.18	25.06	27.0	25.39	27.15	26.02
MnO	4.50	9.11	3.29	5.08	4.72	4.84	5.41	11.90	5.63	7.13	8.09	7.89
MgO	-	0.51	0.07	0.04	0.05	-	<0.01	0.36	0.50	0.09	0.07	-
CaO	13.26	12.66	13.66	12.79	13.35	12.87	12.25	12.52	13.47	13.46	12.63	11.15
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	-	0.02
K ₂ O	0.16	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	2.54	2.03	1.86	2.5	2.52	2.21	2.45	2.28	2.00	2.04	2.61
п.п.п.	3.00	-	1.07	0.4	3.5	-	-	-	1.00	3.00	2.76	-
Сумма	99.58	99.80	99.60	99.72	99.41	99.83	99.60	100.06	100.92	98.65	99.69	99.76

Примечание. Аналитики: М.В.Закасовская, С.П.Баталова, Т.И.Бортина

Таблица 2. Результаты химического анализа ильваита Николаевского месторождения

№ п.п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
1	30.70	0.10	0.69	20.21	23.04	5.79	сл.	15.92	0.04	0.07	2.99	99.55
2	29.15	0.09	0.38	24.42	23.02	7.85	сл.	11.79	0.02	сл.	2.94	99.66
3	29.60	0.08	0.44	27.78	21.65	4.84	сл.	12.87	сл.	сл.	2.52	99.83
4	29.20	0.08	0.63	24.94	24.83	3.71	сл.	12.82	сл.	сл.	3.45	99.66
5	29.50	0.08	0.55	20.32	28.50	4.30	сл.	13.10	сл.	сл.	3.26	99.68
6	28.60	0.08	0.50	24.34	22.84	6.77	сл.	12.62	сл.	сл.	3.76	99.53
7	29.90	0.07	0.38	23.25	25.32	5.82	сл.	11.92	0.02	0.01	2.49	99.68
8	29.10	0.08	0.47	27.18	22.90	5.41	сл.	12.25	сл.	сл.	2.21	99.60
9	29.80	0.07	0.32	27.87	18.87	7.90	сл.	12.24	0.01	0.01	2.80	99.89
10	29.00	0.06	0.81	24.68	25.02	3.49	сл.	13.42	сл.	0.01	2.49	99.64
11	29.15	0.08	0.47	22.36	26.02	7.89	сл.	11.15	0.02	0.01	2.01	99.76

Примечание. Аналитик С.П.Баталова

Таблица 3. Результаты микрорентгеноспектрального анализа ильваита Партизанского месторождения

№ п.п	Анализируемый материал	Содержание, %							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	Мелкие выделения ильваита в гранате	28.26	0.02	0.23	46.19	5.87	0.06	12.63	93.26
2	Ильваит в гранат-геденбергитовом скарне. Центр зерна. Горизонт -5м	28.70	0.02	0.23	48.97	3.32	0.02	13.21	94.76
3	Тоже, горизонт -135м	29.36	0.04	0.20	41.37	7.84	0.21	13.05	92.14
4	Крупнозернистый ильваит в геденбергит-гранатовом скарне. Горизонт +75:								
	а) центр одного зерна	28.95	0.02	0.23	46.39	4.60	0.04	13.46	93.74
	б) центр другого зерна	29.43	0.01	0.36	47.49	3.55	0.04	13.56	94.52
	в) центр третьего зерна	28.34	0.05	0.08	46.49	6.79	0.06	12.23	94.09
5	Мелкие выделения ильваита в гранате, центр зерна	29.57	0.02	0.64	46.88	3.88	0.05	13.48	94.56
6	Тоже, край зерна	29.06	0.00	0.23	49.02	2.60	0.04	13.50	94.46
7	Тоже, центр зерна	30.14	-	-	45.52	5.88	-	13.76	95.33
8	Тоже, край зерна	29.96	-	0.05	46.21	4.46	-	13.52	94.20
9	Крупнозернистый ильваит в геденбергитовом скарне. Центр зерна.	27.39	0.1	0.45	47.23	3.11	0.07	13.47	91.73
10	Тоже, край зерна	28.15	0.1	0.57	48.37	2.87	0.08	13.60	93.66

Таблица 4. Результаты микрорентгеноспектрального анализа ильваита Дальнегорского боросиликатного месторождения

№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	MnO	CaO	Сумма	Прмечание
1	29.57	0.05	39.68	10.55	14.37	94.25	
2	31.79	-	37.43	10.98	14.76	94.97	
3	30.16	-	45.30	6.72	13.76	95.95	Край зерна
4	31.89	-	39.41	10.12	14.51	95.95	
5	29.21	0.11	42.28	9.66	13.51	95.68	Край зерна
6	0.73	0.03	41.09	10.51	13.51	95.89	Центр зерна

Примечание. Аналитик: В.И.Сапин

то железистого ильваита [2] дальнегорский ильваит содержит заметно меньшее количество окислов железа, но постоянно отмечается более низкое по сравнению с теоретическим содержание FeO и, в боль-

шинстве проб - более высокие концентрации Fe₂O₃. По соотношению этих окислов ильваит разных месторождений существенно различается между собой. Так, ильваитам Первого Советского и Партизанско-

го месторождений свойственно более высокое содержание FeO по сравнению с Fe_2O_3 , а в большей половине проб Николаевского месторождения Fe_2O_3 преобладает над FeO.

Ильваит всех проанализированных образцов относится к марганцовистым разновидностям, причем содержание MnO в разных пробах колеблется в широких пределах - от 3.29 до 11.9%. Анализы ильваита из разных горизонтов Больничной рудной залежи не выявили каких либо закономерностей в изменении содержания MnO по вертикали. Отмечается только, что более высокие концентрации MnO чаще свойственны для позднего ильваита (II генерация), что характерно и для Первого Советского месторождения [21]. Для 2^{го} приконтактового рудного тела Партизанского месторождения содержание MnO в образцах раннего ильваита колебалось в пределах 3.72-4.72 вес.%, а в образцах позднего - 7.13-8.09 вес.%. Микрорентгеноспектральные анализы (табл. 3, 4) подтверждают сделанное выше заключение о более низком содержании железа в дальнегорском ильваите по сравнению с железистой разновидностью этого минерала, а также заметные различия в содержании железа и, особенно, марганца в рядом расположенных и одновременно образованных зернах ильваита. Анализ центральных и периферических частей зерен ильваита из Партизанского месторождения показал, что его состав меняется даже в пределах одного зерна. В периферических частях зерен уменьшается содержание марганца и увеличивается количество железа. Для двух проанализированных крупных зерен ильваита из месторождения Первое Советское подобных изменений состава не обнаружено. Одно из них изучено в 5 точках по профилю в поперечном сечении зерна от края к центру через 400 мкм. Содержание MnO в краевых частях составляло 2.92, в центральных - 2.95%, а $Fe_{общ.}$ соответственно 47.84 и 48,28%. В другом рядом расположенном зерне содержание MnO в краевой части оказалось равным 7.85, а в центральной 8.28%, т.е. изменение в том и другом случае было в пределах возможной ошибки измерения. Установлены также более высокие содержания железа в ильваите Партизанского месторождения по сравнению с ильваитом боросиликатного месторождения, а для последнего характерны зерна с содержанием марганца, превышающим нередко 10 вес.% MnO. Все это свидетельствует, вероятно, о различиях в условиях формирования ильваита на разных месторождениях.

Ильваит некоторых месторождений проанализирован на содержание элементов-примесей. Обнаружено, что во всех изученных образцах ильваита первой генерации содержится олово, причем его количество в разных пробах сильно варьирует в пределах сотые - десятые доли вес.%. Для ильваита Николаевского месторождения С.П.Гарбузов [4] отмечает содержание олова до 1%. Для ильваита Больничной

рудной залежи характерны концентрации олова, не превышающие 0.01%. В поздних генерациях ильваита олово или отсутствует, или его количество не превосходит 0.001%. Кроме олова в образцах из Николаевского месторождения определены галлий (в среднем 1.7 г/т), германий (60-50 г/т), индий (6 г/т), селен (7 г/т), теллур и тантал (по 1 г/т), а в пробах ильваита Партизанского месторождения - никель (8-10 г/т), ванадий (30-60 г/т), скандий (8-10 г/т).

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЛЬВАИТА

Как видно из приведенных выше материалов, ильваит в месторождениях Дальнегорского района локализуется в наибольших количествах только в скарнах, образованных путем замещения известняков и лишь в крупных рудных телах, в которых влияние на скарнообразование алюмосиликатных пород минимально. В скарнах, развивающихся путем замещения алюмосиликатных пород, ильваит не обнаружен, а в маломощных рудных телах, залегающих на контакте известняков и алюмосиликатных пород, ильваит встречается как второстепенный или редкий минерал. Из числа железосодержащих минералов в этом случае по известнякам образуются геденбергит, гранат и редкий ильваит, а в контактах с алюмосиликатными породами - эпидот и железистый хлорит. Особенно неблагоприятны для образования ильваита скарны, сформированные на контактах известняков и порфириров, что хорошо иллюстрируется примерами Первого Советского месторождения и Больничной рудной залежи. Это же подтверждается многочисленными экспериментами С.В.Ежова [8] по формированию скарнов на контакте известняков и гранодиоритов. Несмотря на различные добавки в реакционную среду (в том числе и железа) и на изменение термодинамических параметров, в полученных скарных колонках ильваит не был обнаружен, со стороны известняков образовывались зоны пироксена, или пироксена и граната, а со стороны гранодиорита - эпидозиты. Таким образом, формирование основного количества ильваита Дальнегорских месторождений является частью процесса скарнообразования за счет реакции известняков с гидротермальными растворами, в составе анионной части которых, как показало изучение включений минералообразующих сред в минералах, преобладал хлор. При разложении известняков эти растворы обогащались необходимым для образования ильваита кальцием.

Важным компонентом в составе ильваита является железо. Низкое содержание этого элемента в известняках и в большинстве других вмещающих пород позволяет считать, что он привносился гидротермальными растворами. Анализ реакции кристаллизации ильваита $8SiO_2 + 4CaO + 4O_2 + 2H_2O + 12Fe^{2+}$ и однотипных реакций образования ассоциированных с ним геденбергита и андрадита с учетом результатов изуче-

ния флюидных включений в минералах показывает, что основным компонентом этих гидротерм выступал хлорид железа. Ориентируясь на оценки Г.П.Зарайского [11] можно предполагать, что значения рН этих растворов в период скарнообразования при температурах 400-500°C были близки к 3-4.

В минеральной системе Ca-Si-Fe-O, которая модельно аналогична изученной нами скарновой минеральной ассоциации, ильваит выступает как наиболее оксифильный минерал и, как показали исследования, высокий потенциал кислорода в минералообразующей среде является одним из важнейших факторов его кристаллизации. Он обеспечивается, с одной стороны высокой степенью окисленности ювенильного флюида, в составе которого преобладала ювенильная углекислота, а с другой стороны - поступлением в систему метеорных вод и углекислоты, образующейся за счет разложения известняков.

Насыщенность скарнирующего флюида углекислотой, не только образованной в процессе декарбонатизации известняков, но и ювенильного происхождения, отчетливо диагностируется по изотопному составу углерода гидротермально преобразованных известняков на контакте со скарнами, для которых $\delta^{13}\text{C}$ ограничено значениями от -5.3 до -6.6‰, при $\delta^{13}\text{C}$ неизменных известняков от +0.1 до +1.4‰. В приконтактовых рудных телах Партизанского месторождения наблюдаются изменения значения $\delta^{13}\text{C}$ в кальците по вертикали. На глубоких горизонтах для кальцита, ассоциированного с ильваитом, это значение варьирует от -7 до -9‰, что говорит о доминирующем значении в составе скарнообразующих растворов углекислоты ювенильного происхождения. Вблизи поверхности значение $\delta^{13}\text{C}$ для кальцита повышается до -2‰, т.е. кристаллизация минерала на этом уровне происходила уже при значительном участии углекислоты, образованной за счет декарбонатизации известняков.

Участие метеорной воды в близповерхностных условиях формирования месторождений отчетливо проявляется в изотопном составе кислорода таких минералов, как гранат ($\delta^{18}\text{O}$ от +1.9 до +4.0‰) и геден-

бергит (-1.6‰). По этим данным можно предполагать, что магматические растворы были на 40-50% разбавлены метеорной водой. Высокая флюидонасыщенность скарнирующих растворов, доминирование в их составе воды и углекислоты (табл. 5) обеспечивали необходимое для образования ильваита, как это следует из экспериментов [22], высокое флюидное давление при значительной активности кислорода.

Приведенными выше факторами и обусловлены особенности распределения ильваита в рудных телах месторождений. Так, на Первом Советском месторождении приуроченность основных концентраций ильваита к верхним горизонтам рудных тел связана с их локализацией в известняках за пределами влияния на состав скарнов алюмосиликатных пород. Образование ильваита здесь происходило в палеогидротермальных открытых полостях, выступающих в период минералоотложения как превосходные коллекторы не только для углекислоты, но и для поступления в систему метеорных вод. Удаление летучих компонентов из этой системы могло быть затруднено за счет экранирующей роли перекрывающей известняки маломощной толщи эффузивов.

В Приконтактовых рудных телах Партизанского месторождения необходимые для образования ильваита условия существовали преимущественно в корневой части рудных тел. Здесь по вертикали происходило изменение соотношения объемов замещаемых скарнами известняков и алюмосиликатных пород. На глубине, где преобладали скарны с ильваитом, наблюдается объединение рудных тел в одну мощную рудную залежь, образованную в основном за счет замещения известняков при относительно малом участии в процессах скарнирования алюмосиликатных пород, вдоль которых развивается лишь узкая зона аксинита, кварца, мусковита, хлорита. На верхних же горизонтах залежь разветвляется на несколько сравнительно небольшой мощности рудных тел, относительное влияние на скарнообразование алюмосиликатных пород увеличивается. В корневой части рудных тел растворы, содержащие ювениль-

Таблица 5. Состав газовой фазы (Ммоль/кг) во включениях в минералах Партизанского месторождения; расчетные значения $f\text{O}_2$ рудообразующего флюида

№ п.п	Характеристика пробы	Минерал	H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	$f\text{O}_2$
1	Ильваит-гранат-геденбергитовый скарн	Ильваит	0.074	0.008	0.034	0.007	0.761	56.05	-30.57
	Корневая часть рудного тела (гор. -135 м)	Геденбергит	-	-	0.076	0.011	0.403	24.80	-30.95
2	Геденбергитовый скарн, центральная часть рудного тела (гор. +215 м)	Геденбергит	0.285	0.012	0.710	0.105	2.382	13.13	-33.1

Примечание. Анализы выполнены Н.П.Коноваловой на модифицированном хроматографе ЛХМ-8Д.

ную углекислоту, дополнительно обогащались ею за счет разложения известняков и при ограниченной ее миграции из глубинных частей гидротермальной колонны создавались необходимые для кристаллизации ильваита окислительно-восстановительный потенциал и высокое флюидное давление. Обильная трещиноватость пород в близповерхностных условиях создавала возможность удаления из системы углекислоты, что приводило к падению давления, снижению активности кислорода и повышению величины рН скарнирующих флюидов. Эти условия оказались более благоприятными для образования за счет содержащегося в растворах железа таких минералов, как геденбергит по известнякам и железистых алюмосиликатов по алюмосиликатным породам. Изменения окислительного потенциала по вертикали подтверждается анализом газовой фазы во включениях в геденбергите. Обнаружено, что наибольшие значения fO_2 характерны для этого минерала из корневой части рудных тел (табл. 5). Кроме того при мессбауэровском изучении геденбергита установлено его обогащение катионом Fe^{3+} именно в корневых частях гидротермальной колонны [18]. С выявленными при мессбауэровском анализе особенностями состава геденберга хорошо согласуются данные по изучению газовой-жидких включений с углекислотой, содержащихся во всех изученных минералах месторождения. Криометрические исследования (аналитик В.А. Пахомова) показали, что углекислота в минералах из корневых частей рудных тел не содержит примесей других газов и ее тройная точка соответствует температуре $-56,6^{\circ}C$. Эта величина для углекислоты из включений в минералах верхних горизонтов понижается обычно до $-60^{\circ}C$, а иногда даже до $-65^{\circ}C$. Предположительно это обусловлено присутствием примеси углеводородов, т.е. “восстановленных” газов, что указывает на изменение фугитивности кислорода. В некоторых минералах удалось также наблюдать заметное уменьшение содержания газовой-жидких включений с жидкой углекислотой по направлению к палеоповерхности. Так, в сфалерите из глубоких горизонтов, который кристаллизовался одновременно или непосредственно вслед за скарновыми ассоциациями с ильваитом, устанавливается обилие таких включений, тогда как в близповерхностном сфалерите они не обнаруживаются или относятся к весьма редким [17]. Это также может свидетельствовать об осуществлении процесса обособления CO_2 при достижении флюидным потоком приповерхностного уровня и его удаления из системы, что и реализуется как снижение активности кислорода по мере продвижения флюида к палеоповерхности.

Распространение ильваита практически на всем протяжении Больничной рудной залежи и необычные возрастные соотношения с другими минералами объясняются рядом факторов. Залежь является наиболее крупным рудным телом на месторождении и контролируется мощной зоной тектонических нарушений, обес-

печивавшей поступление большого объема скарнирующих флюидов из глубинного магматического очага. Залежь на 95% залегает непосредственно в теле известняков и только на одном из горизонтов флюидоподводящий трещинный канал оказался за их пределами. Здесь скарны развивались исключительно за счет алюмосиликатных пород и ильваит в их составе не обнаружен. Помимо крупных размеров рудного тела и формирования скарнов в основном путем замещения известняков, за счет разложения которых флюиды обогащались углекислотой, вероятно, большую роль играло особое расположение залежи, локализованной, по сравнению с другими рудными телами месторождения, в зоне наибольшей тектонической активности и в относительной близости по отношению к предполагаемому магматическому очагу. Непосредственно рядом с залежью к северо-востоку от нее одновременно происходило формирование огромного объема боросиликатных скарнов, а глубокими скважинами под ними обнаружена близкая по возрасту крупная интрузия гранодиоритов, которая при остывании могла оказывать влияние на процесс скарнообразования. Можно предполагать, что такое расположение залежи, в частности, близость к родоначальному магматическому очагу, обеспечило поступление в зону скарнирования большого объема железосодержащих флюидов, их высокую температуру и, соответственно, более высокую, по сравнению с другими месторождениями, температуру кристаллизации ильваита, его необычные минеральные ассоциации и возрастные соотношения с другими скарновыми минералами.

Мессбауэровские исследования показали, что при общности мессбауэровских спектров ильваита разных месторождений, но одних и тех же генераций наблюдаются их различия для ильваита разных генераций (рис. 2, табл. 6). Это связано с изменениями окислительного потенциала во времени, что и привело к разным количественным соотношениям закисного и окисного железа в составе минерала.

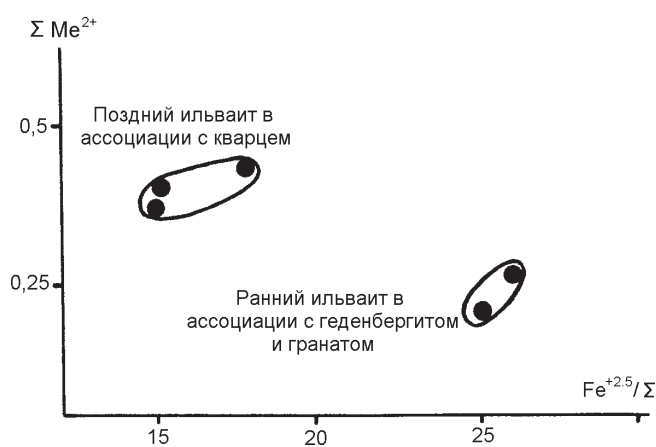


Рис. 2. Сравнение мессбауэровских характеристик раннего и позднего ильваита Партизанского и Первого Советского месторождений.

Таблица 6. Данные мессбауэровского изучения ильваита Дальнегорского рудного района

Генерация минерала	Ранний ильваит		Поздний ильваит			
	№ образца	624	529	624/5	571/1	571/2
месторождение	Первое Советское	Партизанское	Первое Советское	Партизанское	Первое Советское	Садовое
$F_{e^{2.5}}/K$	26	25	15	15	15	18

Как уже отмечалось, ильваит поздних генераций распространен значительно меньше раннего ильваита и обычно образуется в результате взаимодействия растворов с более ранними железосодержащими минералами скарнов и руд - геденбергитом, андрадитом, пирротином и др. При этом пирротин замещается магнетитом и гематитом, подчеркивая тем самым высокое значение fO_2 среды минералообразования. Уменьшение объема кристаллизации позднего ильваита, видимо, связано с прекращением процесса декарбонатизации известняков, который ранее оказывал влияние на сохранение высокой активности кислорода.

Как показали многочисленные исследования температурного, режима формирования скарнов и руд месторождений Дальнегорского района [9, 10, 15, 17, 18, 21], основанные на изучении газово-жидких включений в минералах и на использовании минералогических и изотопных геотермометров, ильваит кристаллизовался в широком диапазоне температур. Наиболее высокая температура образования раннего ильваита зафиксирована в Больничной залежи, где газово-жидкие включения в более поздних, чем ильваит, геденбергите гомогенизировались при температуре 450°C, в флюорите - при 430-435°C, в сфалерите - при 420-430°C. Ранний ильваит в ассоциации с геденбергитом кристаллизовался на Верхнем и Николаевском месторождениях в температурном интервале от 400 до 350°C [4,10, 15,19].

Ильваит второй генерации завершает процесс скарнообразования и кристаллизуется нередко совместно с кварцем при более низких температурах, чем ранний ильваит. Судя по температуре гомогенизации газово-жидких включений в кварце, этот ильваит был образован на Партизанском месторождении при 275-280°C. Кристаллы ильваита второй генерации росли в палеогидротермальных полостях Первого Советского месторождения из растворов с температурой около 200°C. Самый поздний ильваит III в ассоциации с дацитом, апофиллитом и скаленоэдрическим кальцитом был образован при температуре около 110°C, а на Первом Советском месторождении его кристаллизация в ассоциации с флюоритом, кварцем, халцедоном, гематитом и магнетитом происходила при температуре не выше 90°C [9,21].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ильваит - типичный минерал скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рай-

она в Приморье. В некоторых рудных телах он является одним из главных скарновых минералов, в других встречается как второстепенный или редкий минерал, а в ряде рудных тел он не обнаружен. Кроме того, в одних случаях основные скопления ильваита сосредоточены на верхних горизонтах рудных тел, в других - приурочены к их корневым частям, реже они относительно равномерно распределены по вертикали. Такие различия в распределении ильваита обусловлены рядом причин, среди которых большое значение имеет состав замещаемых скарнами пород. Ильваит наблюдается только в скарнах, образованных путем замещения известняка, причем наибольшие его скопления приурочены к крупным рудным телам, залегающим как непосредственно в известняках, так и в зонах их контакта с алюмосиликатными породами. В маломощных рудных телах, в зависимости от степени влияния на скарнообразование алюмосиликатных пород, ильваит или не образуется, или встречается как второстепенный и редкий минерал. На всех месторождениях ильваит отсутствует в рудных телах, образованных замещением только алюмосиликатных пород. Здесь из числа железосодержащих минералов распространены эпидот и железистый хлорит.

Важное значение для образования ильваита и его распределения в скарнах имеет режим кислорода в гидротермальной системе. Во всех случаях ильваит образуется только в условиях высокой активности кислорода, которая обусловлена высоким парциальным давлением углекислоты и воды в минералообразующем флюиде. Большую роль при этом играли процессы декарбонатизации известняков и разбавления высококонцентрированных ювенильных флюидов метеорными водами в приповерхностных условиях минералоотложения. Удаление углекислоты из системы в зонах обильной трещиноватости и связанное с этим падение давления, понижение активности кислорода и повышение pH растворов, является неблагоприятным фактором для отложения ильваита и привносимое ювенильными растворами железо в этих условиях используется для образования других железосодержащих минералов - эпидота и хлорита.

Отличительной особенностью месторождений Дальнегорского района является отложение ильваита как в ранних относительно высокотемпературных скарнах, так и в поздних более низкотемпературных

рудных ассоциациях. Кристаллизация раннего ильваита происходила при температурах, нередко превышающих 400°C, а самых поздних его генераций - при температурах ниже 100°C. При этом необходимое для образования ильваита железо в высокотемпературных условиях привносилось ювенильными флюидами, а выделения низкотемпературного ильваита связаны в основном с воздействием поздних растворов на ранее отложившиеся железосодержащие минералы. Видимо, температура не являлась решающим фактором для образования ильваита, но вероятно оказала влияние на особенности его состава и, в частности, на содержание марганца, олова и некоторых других компонентов.

Для ильваита характерны широкие колебания в содержании окислов железа, причем во всех проанализированных образцах их концентрация более низкая по сравнению с теоретическим составом чисто железистых разностей. Ильваит разных месторождений отличается по соотношению FeO и Fe₂O₃, хотя в большинстве случаев отмечается более низкое по сравнению с теоретическим составом содержание FeO и более высокое - Fe₂O₃. Микрорентгеноспектральным анализом установлены заметные различия в составе рядом расположенных зерен ильваита, а также изменения состава в процессе роста каждого зерна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В., Макеева В.И. Кристаллическая структура ильваита//Тр. Института Кристаллографии АН СССР. 1954. Вып. 5. С. 47-102.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950. 956 с.
3. Благодарева Н.С., Говоров И.Н., Логовская Е.А., Славкина С.П. Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения //Минералогия, магматиты и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 78-92.
4. Гарбузов С.П., Седых А. Н., Тарасов Г.А. Николаевская вулканогенно-тектоническая депрессия (Приморье). Геология, скарны, руды. Владивосток: ДВНЦ, 1987. 185 с.
5. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М.:Изд-во АН СССР, 1960. 326 с.
6. Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис. М.:Изв. АН СССР, 1936. Сер. геол. № 1. С. 155-175.
7. Добровольская М.Г., Баскина В.А., Балашова С.П. и др. Последовательность формирования руд и базитовые дайки Николаевского месторождения (Ю. Приморье) // Геология рудн. месторождений. 1990. № 1. С. 83-97.
8. Ежов С.В. Геологические условия локализации оруденения и генезис скарново-полиметаллических месторождений Алтын-Топканского рудного района (Северный Таджикистан). Автореф. дис.... д-ра геол-минер.наук. М., 1996. 45 с.
9. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1950. 460 с.
- 10.Ефимова М.И., Гусев М.С., Василенко Г.П. и др. Физико-химические условия минералообразования "продушин" месторождения Верхний рудник//Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972. С. 40-44.
- 11.Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 381 с.
- 12.Минералы. Справочник. Т.III. М.: Наука, 1972. С. 692-706.
- 13.Минералогические таблицы. М.: Недра, 1981. 222 с.
- 14.Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. О некоторых физических свойствах ильваита//Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1965. С. 114-140.
- 15.Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Об условиях образования рудных месторождений Дальнегорского района (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах)//Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 102-117.
- 16.Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. О роли коллоидов и гидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения//Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 6. С. 1214-1217.
- 17.Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Симаненко Л.Ф. Состав и физико-химические условия кристаллизации сфалерита, как отражение зональности Партизанского скарново-полиметаллического месторождения//Тихоокеан. геология. 1994. № 3. С. 72-82.
- 18.Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии. Автореф. дис..... д-ра геол-минер. наук. М., 1995. 42 с.
- 19.Федчина Г.Н. К минералогии Николаевского скарново-полиметаллического месторождения //Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 93-100.
- 20.Хетчиков Л.Н. О ильваите скарново-полиметаллических месторождений//Минер. Сб. Львовского минер. О-ва, 1956. Т.10. С. 298-304.
- 21.Хетчиков Л.Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник//Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока. М., 1960. С. 53-167.
- 22.Justafson W.J. The Stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the sistem Ca-Fe-Si-O-H//Journal of Petrology. 1974. V. 15, № 36. P. 455-496.

Поступила в редакцию 15 июля 1998 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

L.N.Khetchikov, V.V.Ratkin, V.V.Malakhov

Ilvaite from skarn-polymetallic deposits of the Dalnegorsk ore region (Primorie)

This paper shows regularities in distribution of ilvaite in skarn-polymetallic deposits of the Dalnegorsk ore region. The chemical composition of ilvaite and its change in space and time have been studied by chemical, microX-ray-spectral, and Mssbauer methods. Conditions of ilvaite formation and factors responsible for its concentration pattern in different ore bodies and deposits are discussed.

**ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ
ОЛЕКМИНСКОЙ ОБЛАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА****В.И. Березкин, А.П. Смелов***Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск*

Установлены элементы сходства и различия в содержаниях главных, редких и редкоземельных элементов в метаморфизованных коматиит-толеитовых и известково-щелочных вулканитах Олондинского, Тунгурчинского и Субганского зеленокаменных поясов (ЗКП). Рассмотрены также метаморфизованные дуниты, перидотиты, габбро, диориты, анортозиты и другие породы, предположительно генетически связанные с вулканитами. Геохимия вулканитов сравнивается с таковой эталонных пород. Характер магматизма обусловлен различными геодинамическими условиями заложения и эволюции ЗКП.

ВВЕДЕНИЕ

Повышенный интерес к зеленокаменным поясам (ЗКП) гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) докембрийских щитов вызван сохранностью в них древнейших магматических и осадочных образований без значительной метаморфической перекристаллизации. Поэтому эти структуры являются благоприятными объектами для решения многих проблем ранних этапов геологического развития Земли. Кроме того, с ЗКП связаны месторождения полиметаллических руд, золота, никеля, хрома, железа и других полезных ископаемых. На Алданском щите ЗКП и ГЗО выделены в последние 10 - 15 лет. ЗКП и близкие к ним структуры описаны на всех частях Алданского щита: Алданской гранулит-гнейсовой (ГГО), Олекминской и Батомгской гранит-зеленокаменной областях, а также в Становой складчатой области (рис.1). Изученность этих структур весьма неравномерна. Наиболее изучены ЗКП Олекминской ГЗО. В гранитоидном ареале области выявлены интрузивные комплексы, синхронные с этапом развития ЗКП.

В Олекминской ГЗО установлены существенные различия в строении ЗКП, их соотношений с окружающими гнейсами и гранитоидами, а также высказаны разные точки зрения о геодинамических условиях их формирования [6, 12, 15, 25, 32]. Однако в обобщающих работах недостаточное внимание уделялось петро- и, особенно, геохимической характеристике пород этих поясов. Поэтому в этой статье в сравнительном аспекте представлена петрогеохимия вулканитов и интрузивных пород Олондинского, Тунгурчинского и Субганского ЗКП, размещенных в разных частях Олекминской ГЗО (см. рис.1). Рассмотрены также амнуннактинский и нелюкинский интрузивные комплексы, тела которых находятся в гнейсовом окружении, как предполагаемые нами комагматы вулканитов соответственно Тунгурчинского и Субганского ЗКП. При написании статьи использо-

ваны анализы из работ [1-4, 10-14, 16, 24, 25, 34, 35], а также неопубликованные данные авторов. Классификация и номенклатура пород проведены в соответствии с работой [5] с небольшими дополнениями [2].

ГЕОЛОГИЯ

В Олекминской ГЗО, занимающей западную часть Алданского щита (см.рис.1), выделяются четыре структурно-вещественных комплекса пород: раннеархейский курультинский, ранне-позднеархейский олекминский, ранне-позднеархейский сахаборский (субганский) и раннепротерозойский удоканский (угуйский), для пород которых характерны соответственно гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма [25, 28, 31]. Наиболее широко распространенные породы ГЗО - это тоналит-трондьемитовые гнейсы, тоналиты и трондьемиты, а область в целом характеризуется К-На спецификой.

Породы сахаборского комплекса сохранились в небольших грабенообразных структурах и мелких тектонических пластинах, группирующихся в пределах сравнительно узких региональных зон разломов. Зоны разломов трассированы тектонитами по породам олекминского и курультинского комплексов, а также интрузивными породами, синхронными с формированием пород сахаборского комплекса. Такие структуры, образованные группами выходов пород сахаборского комплекса описываются как ЗКП [6, 12, 15, 25, 32].

Последовательность геологических событий в Олондинском, Тунгурчинском и Субганском ЗКП и их корреляция, составленная с учетом данных [6, 23, 27], представлена в табл.1.

Олондинский ЗКП расположен в южной части Чаро-Токкинской зоны разломов (см.рис.1). Он имеет длину около 30 км и максимальную ширину в 12 км. Этот пояс является наиболее типичной и самой изученной структурой такого рода на Алданском щите

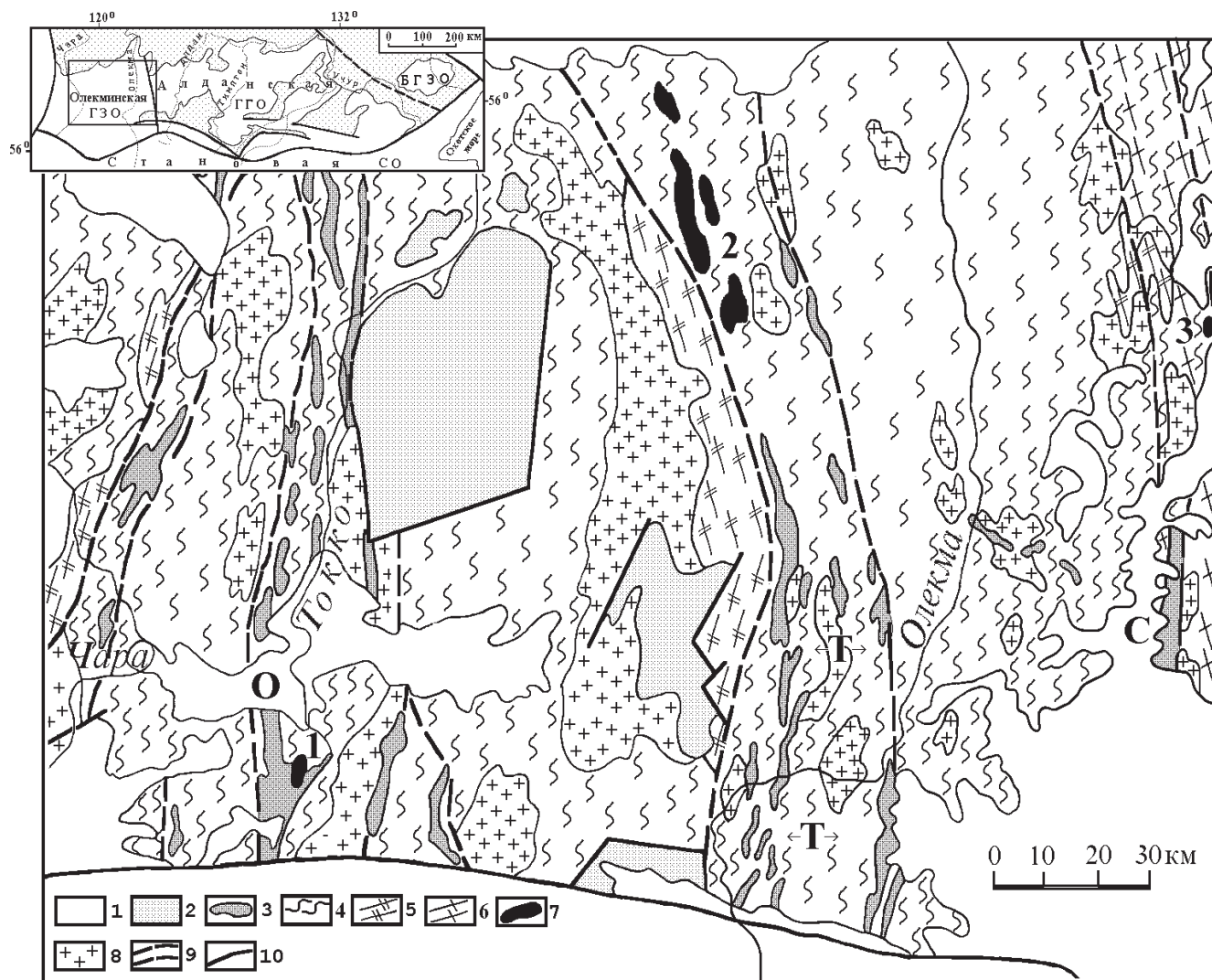


Рис.1. Схема геологического строения центральной и восточной частей Олекминской гранит-зеленокаменной области.

1 - нерасчлененные верхнепротерозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла и наложенных впадин; 2 - нижнепротерозойский метаосадочный удоканский и угуйский комплексы; 3 - ниже-верхнеархейский зеленокаменный комплекс (О - Олондинский, Т - Тунгурчинский, С - Субганский ЗКП); 4 - ниже- и верхнеархейский тоналит-трондьемитовый олекминский комплекс; 5 - нижеархейский гранулитовый курультинский комплекс; 6 - высокометаморфизованные комплексы Алданской гранулит-гнейсовой области; 7 - верхнеархейские дифференцированные интрузивные комплексы (1 - Олондинского ЗКП, 2 - амнунактинский, 3 - нелюкинский); 8 - нерасчлененные архей-протерозойские граниты; 9 - зоны разлома, сложенные бластомилонитами и породами зеленокаменного комплекса; 10 - другие разломы.

На врезке: схема тектонического районирования Алданского щита: Алданская ГГО (гранулит-гнейсовая область); Олекминская ГЗО и Батомская ГЗО (гранит-зеленокаменные области); Становая СО (складчатая область).

[12, 14, 24]. Стратифицированные образования пояса с мощностью 2-3 км объединены в олондинскую серию (см.табл.1). Среди них преобладают метаморфизованные вулканогенные образования, которые представлены коматиит-толеитовой серией и известково-щелочными андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и туфами. Среди метавулканитов редко встречаются метаморфизованные песчаники, туфопесчаники, пелиты, кварциты.

Интрузивные породы Олондинского пояса также разнообразны. Серпентинизированные и оталькованные дуниты и перидотиты и редкие пироксениты слагают несколько протрузий. Габбро (габбро-диабазы) толеитового типа, представленные теперь амфиболитами, включая мономинеральные, образуют пластообразные тела и линзы. Полагают, что гипербазиты и габбро связаны с коматиит-толеитовой серией единством происхождения [14, 24]. Другие метагаббро, слабо изученные, вместе с диоритами, тона-

Таблица 1. Схема корреляции геологических событий в зеленокаменных поясах Олекминской гранит-зеленокаменной области

Время млрд лет	Олондинский ЗКП	Тунгурчинский ЗКП	Субганский ЗКП
1.9-2.5	Конга-диабазы Складки F ₃ , метаморфизм [Граниты, пегматиты] Пикрит-долеритовый комплекс	Конга-диабазы Складки F ₃ (ts), метаморфизм. [Граниты, пегматиты, микродиориты]	Кварцевые диориты. Надви- ги, складки F ₃ (?), метамор- физм. [Граниты, пегматиты]
2.6-2.8	Складки F ₂ , метаморфизм [Тоналиты, трондьемиты]	Надвиги, складки F ₂ (ts), F ₃ (tg), метаморфизм [Гранитоиды] долериты (тасмиелинский комплекс)	Надвиги, складки F ₂ (?), мета- морфизм (?). [Граниты (?)]
2.9-3.0	Надвиги, складки F ₁ , метаморфизм. Габбро-диорит- тоналитовый комплекс. Олондинская серия	Надвиги, складки F ₁ (ts), метаморфизм зеленосланцевой фации (ts). [Тоналиты, трондьемиты, амнуннактинский комплекс]. Тасмиелинская серия (ts).	Складки F ₁ (?), метаморфизм (?). [Нелюкинский комплекс] Субганская серия
3.2-3.3		Складки F ₂ (tg), метаморфизм Складки F ₁ (tg), метаморфизм [Тоналиты, трондьемиты]. Тунгурчинская серия (tg)	

Примечание. В квадратных скобках указаны интрузивные породы, встречающиеся за пределами выходов пород зеленокаменного пояса.

литами и трондьемитами объединяются в дифференцированный комплекс [24]. К поздним интрузивным образованиям относят силлы и дайки метаморфизованных пород пикрит-долеритового комплекса, а также граниты и пегматиты. Все породы Олондинского пояса прорваны дайками неметаморфизованных верхнепротерозойских габбро-диабазов и конга-диабазов.

В Тунгурчинский ЗКП объединяются многочисленные выходы зеленокаменных пород в пределах Темулякит-Тунгурчинской зоны разломов [6, 25]. Протяженность наиболее крупных или весьма сближенных выходов не превышает 50 км, а ширина редко доходит до 5 км.

Толщи в Тунгурчинском ЗКП расчленены на нижнюю - тунгурчинскую и верхнюю - тасмиелинскую серии, хотя стратиграфические соотношения между ними не установлены [6, 25]. Основная часть обобщенного разреза тунгурчинской серии (1-1.5 км) сложена аналогами толеитовых базальтов, редко встречающимися коматиитами (коматиит-толеитовая серия), переслаивающимися с кварцитами, включая железистые, и метапелитовыми сланцами. В верхах (?) разреза местами появляются мраморы в ассоциации с метапесчаниками. Редко встречающиеся в выходах тунгурчинской серии интрузивные тела представлены серпентинизированными перидотитами и амфиболитами - гипабиссальными аналогами толеитов. Иногда наблюдаются маломощные согласные и секущие тела тоналит-трондьемитов и пегматитов.

Породы тасмиелинской серии обнажены в обособленной грабенообразной структуре. Стратотип серии находится в долине одноименной реки и сложен ритмично переслаивающимися метаморфизованными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и пелитами (≈ 0.9 км). К этой серии условно отнесена толща амфиболовых сланцев (андезитов и базальтов).

Породы тасмиелинской серии секутся дайками толеитовых метадолеритов и местами жилами пегматитов.

Петротипическая местность метаморфизованных габбро, диоритов, кварцевых диоритов, габбро-анортозитов, анортозитов, тоналитов амнуннактинского комплекса [2, 25, 27, 34] находится в основном на северном продолжении полосы выходов пород зеленокаменного комплекса (см.рис.1).

Субганский ЗКП приурочен к Амгинскому структурному шву, пограничному между Олекминской ГЗО и Алданской ГГО [25]. Западная часть ГГО, соседняя с Олекминской ГЗО, сложена, главным образом, Na-K гранито-гнейсами и гранитами. В шовной зоне чередуются тектонические пластины переработанных плагиогнейсов, гранитогнейсов и парагнейсов, присутствуют также гранитоиды и мелкие тела метагабброидов и метадолеритов, синхронных с формированием ЗКП. Субганский ЗКП имеет длину около 25 км при ширине до 5 км. Субганская серия (≈ 1.2 км) представлена переслаивающимися амфиболовы-

Таблица 2. Средние составы (оксиды-%, микроэлементы- г/т) вулканитов и интрузивных пород зеленокаменных поясов и некоторых коррелируемых с ними интрузивных пород в гранитоидном ареале Олекминской гранит-зеленокаменной области

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	42.30	44.72	49.59	48.76	49.48	48.71	49.68	50.23	56.72	61.96	65.29	71.57	47.05
TiO ₂	0.06	0.28	0.56	0.37	0.60	0.75	1.05	2.29	0.96	0.68	0.62	0.40	1.74
Al ₂ O ₃	1.84	3.43	8.62	6.50	8.57	15.48	15.54	13.57	18.58	16.57	15.84	14.95	16.69
FeO*	9.71	12.78	10.38	11.19	12.30	11.23	12.98	16.25	6.66	6.56	5.46	3.71	14.05
MnO	0.15	0.15	0.23	0.24	0.25	0.18	0.20	0.23	0.11	0.11	0.09	0.07	0.24
MgO	44.95	35.49	20.25	25.41	17.17	10.07	6.95	5.04	4.42	3.42	2.76	0.99	6.98
CaO	0.81	2.86	9.99	7.14	10.57	11.56	10.92	8.82	8.36	5.90	4.88	2.37	9.94
Na ₂ O	0.09	0.15	0.32	0.27	0.86	1.77	2.28	2.49	3.46	3.82	3.86	4.73	2.64
K ₂ O	0.07	0.07	0.04	0.07	0.14	0.21	0.30	0.74	0.56	0.79	1.06	1.09	0.38
P ₂ O ₅	0.01	0.06	0.02	0.06	0.05	0.05	0.08	0.34	0.16	0.18	0.14	0.11	0.29
Cr	2190	1800	1324	2115	1235	415	165	130	43	72	49	15	78
Ni	2600	1600	815	1239	590	190	135	85	66	48	41	12	96
Co	135	125	91	94	87	54	47	63	23	23	18	13	56
V	36	40	160	120	190	210	285	410	170	130	88	51	245
Sr	7.7	17	14	105	30	135	110	190	330	255	218	150	365
Ba	34	48	6	55	38	47	52	255	590	235	342	290	76
Zr	0-11	10	27	31	37	56	104	147	180	170	213	305	175
n	41; 7	22; 1	2; 1	43; 8	16; 4	44; 10	32; 3	10; 2	3; 1	30; 6	26; 2	9; 3	2; 2
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	50.41	56.17	62.37	67.11	72.14	46.51	50.52	43.36	47.98	50.47	49.87	51.01	50.67
TiO ₂	1.82	1.47	0.70	0.52	0.44	2.08	2.74	0.41	0.45	0.58	0.74	1.01	1.99
Al ₂ O ₃	19.05	16.77	15.82	16.11	13.92	7.49	14.50	3.96	6.73	7.47	14.61	14.82	13.69
FeO*	11.47	9.92	6.98	4.26	3.68	13.35	14.68	16.86	11.97	11.76	11.29	12.09	15.93
MnO	0.19	0.15	0.09	0.07	0.05	0.22	0.21	0.39	0.27	0.24	0.22	0.23	0.31
MgO	3.87	3.48	2.89	2.07	1.01	18.84	4.52	32.65	23.56	17.38	9.80	7.00	5.47
CaO	8.58	7.76	5.73	3.71	3.53	10.80	8.07	2.09	8.51	10.91	10.77	10.95	9.60
Na ₂ O	3.56	3.39	4.03	4.84	4.37	0.34	3.06	0.22	0.32	0.70	2.09	2.25	1.79
K ₂ O	0.35	0.53	1.28	1.17	0.76	0.18	1.30	0.04	0.14	0.44	0.51	0.54	0.39
P ₂ O ₅	0.71	0.36	0.13	0.14	0.10	0.19	0.39	0.02	0.07	0.06	0.08	0.11	0.17
Cr	<10	<10-38		28	10	1630	28	1350	2340	1750	480	240	105
Ni	20	40		35	15	688	80	620	1300	974	260	150	75
Co	39	29		15	11	90	52	82	100	79	50	49	47
V	200	140		87	48	215	380	85	135	170	210	250	280
Sr	340	320		280	260	90	230	30	29	33	110	150	115
Ba	73	210		510	140	100	470	20	92	80	86	120	64
Zr	70	190		250	420	174	390		23	46	39	55	190
n	2; 1	4; 3	2	3; 1	4; 1	15; 5	9; 1	3; 2	14; 14	10; 7	23; 15	25; 12	25; 14
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	52.26	56.27	60.16	51.78	53.81	55.71	60.08	46.79	65.59	72.96	50.51	52.49	50.69
TiO ₂	0.82	0.93	0.79	1.06	1.51	1.01	0.87	0.07	0.76	0.40	0.57	1.03	1.79
Al ₂ O ₃	17.40	16.78	16.43	17.18	20.44	17.04	17.08	33.04	15.01	13.70	16.31	15.06	14.04
FeO*	10.16	9.27	7.81	10.15	8.42	9.25	6.80	0.90	7.00	3.61	10.18	11.32	14.48
MnO	0.16	0.16	0.19	0.16	0.14	0.15	0.14	0.01	0.12	0.04	0.16	0.18	0.24
MgO	6.32	5.16	3.88	6.70	2.56	4.80	3.18	0.30	1.81	0.42	9.39	6.84	6.13
CaO	9.57	7.41	5.92	9.60	8.38	7.94	6.54	17.45	5.17	2.73	10.19	10.07	9.95
Na ₂ O	2.61	2.99	3.80	2.55	3.78	3.22	3.86	1.26	3.96	4.72	2.11	2.40	2.05
K ₂ O	0.51	0.78	0.83	0.50	0.61	0.78	1.08	0.16	0.42	1.37	0.52	0.53	0.48
P ₂ O ₅	0.18	0.25	0.20	0.33	0.35	0.10	0.36	0.01	0.16	0.05	0.06	0.09	0.16
Cr	155	130	138	145	57	62	31	<10			250	195	160
Ni	150	100	130	129	27	93	44	7.7			175	130	115
Co	30	32	25	30	24	26	16	<3			31	39	48
V	220	125	125	155	105	96	84	24			125	195	255
Sr	300	215	200	280	390	350	220	860			240	230	205
Ba	100	150	130	80	215	210	250				165	210	77
Zr	87	105	150	38	97	85	175	130			71	110	
n	9; 3	15; 3	13; 5	13; 4	2; 2	5; 2	4; 1	1; 1	1	1	5; 4	25; 14	5; 4

Окончание таблицы 2

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	57.19	49.91	50.98	51.21	49.77	49.59	52.02	49.26	49.21	52.01	61.74
TiO ₂	2.24	0.80	1.29	1.93	0.78	0.52	0.98	1.89	0.71	0.16	1.38
Al ₂ O ₃	15.12	17.61	16.26	14.09	13.13	17.63	14.79	14.54	22.76	28.58	14.57
FeO*	8.86	8.50	10.94	14.81	10.24	7.91	12.27	15.59	6.51	1.93	7.45
MnO	0.09	0.14	0.18	0.23	0.17	0.11	0.18	0.23	0.10	0.03	0.10
MgO	2.51	9.23	7.02	5.40	10.83	9.08	6.57	5.94	4.36	0.69	2.62
CaO	5.74	11.06	10.05	9.95	12.36	12.24	10.48	8.88	12.85	11.98	4.65
Na ₂ O	3.77	2.20	2.55	1.63	2.02	2.39	2.34	2.38	2.90	3.73	3.57
K ₂ O	3.27	0.44	0.50	0.45	0.65	0.46	0.31	1.05	0.58	0.87	3.43
P ₂ O ₅	1.21	0.12	0.24	0.31	0.04	0.07	0.07	0.24	0.03	0.03	0.49
Cr	14	295	190	155	380	550	240	100	61	13	220
Ni	22	300	145	90	165	165	115	110	63	12	44
Co	19	60	59	54	52	51	40	49	33	6	24
V	130	165	190	255	220	175	190	242	230	44	130
Sr	600	305	220	250	315	270	205	220	500	585	310
Ba	1800	125	185	175	140	140	90	350	230	180	1750
Zr	1200	50	78	215	<50	41		181	<50	<50	820
n	1; 1	19; 11	19; 10	10; 7	3; 2	8; 5	2; 2	2; 2	2; 2	2; 2	6; 4

Примечание. 1. Средние составы рассчитаны по анализам, пересчитанным на 100 % без учета летучих. n - количество проб (первая цифра - для оксидов, вторая - для микроэлементов). FeO* = FeO + 0.9Fe₂O₃.

2. Породы Олондинского ЗКП. (1-20) Метаморфизованные интрузивные ультрабазиты: 1 - дунит-серпентиниты. 2 - перидотиты. 3 - пироксениты. Коматииты: 4 - перидотитовые (MgO > 20%). 5 - базальтовые (пироксенитовые) (MgO < 20%). Метатолиты: 6 - высокомагнезиальные. 7 - умеренномагнезиальные. 8 - высокожелезистые. Метаморфизованная известково-щелочная серия вулканитов: 9 - андезито-базальты. 10 - андезиты. 11 - дациты. 12 - риодациты и риолиты. Метаморфизованный габбро-диорит-тоналитовый комплекс: 13 - габбро. 14 - лейкогаббро. 15 - диориты. 16 - кварцевые диориты. 17 - тоналит. 18 - трондъемит. 19 - пикриты. 20 - долериты.

Породы Тунгурчинского ЗКП (21-40). 21 - метаперидотиты. Коматииты: 22 - перидотитовые. 23 - базальтовые. Метатолиты: 24 - высокомагнезиальные. 25 - умеренно-магнезиальные. 26 - высокожелезистые. Метаморфизованная известково-щелочная серия вулканитов: 27 - базальты. 28 - андезито-базальты. 29 - андезиты. Амуннактинский комплекс (30-36): 30 - габбро. 31 - габбро-анортозиты. 32 - диориты. 33 - кварцевые диориты. 34 - анортозиты. 35 - тоналит. 36 - трондъемит. 40 - субщелочной микродиорит.

Породы Субганского ЗКП (41-50). Метатолиты: 41 - высокомагнезиальные. 42 - умеренномагнезиальные. 43 - высокожелезистые. Нелюкинский комплекс (44-49): 44 - габбро умеренноглиноземистые. 45 - габбро высокоглиноземистые. 46 - долериты умеренноглиноземистые. 47 - долериты высокожелезистые. 48 - габбро-анортозиты. 49 - анортозиты. 50 - метаморфизованные субщелочные кварцевые диориты.

ми и слюдяными сланцами (толеитовыми базальтами и пелитами [1]). Некоторыми исследователями в ее состав включались еще порфириды или лептиты [18, 26]. Нами показано, что эти породы являются очковыми микрогнейсами - бластомилонитами по гранито-гнейсам и гранитам [1, 25]. Осадочно-вулканогенная толща субганской серии насыщена интрузивными телами диабазов - гипабиссальных аналогов толеитов. В северной части пояса она прорвана небольшим субизометричным телом кварцевых диоритов.

Нелюкинский комплекс, предполагаемый интрузивный аналог субганских толеитов [4], представлен метагаббро, реже метаанортозитами, дайками метадолеритов. Одноименный массив расположен севернее Субганского ЗКП (см.рис.1).

ГЕОХИМИЯ

В выборки для вычисления средних составов пород (табл.2) не включались интенсивно карбонатизированные, окварцованные и другие породы, испытывавшие заметные метасоматические изменения.

Вместе с тем в метатолитах Тунгурчинского ЗКП установлены незначительные изменения содержаний SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, Sr, Ba и Rb [2, 25]. При этом провести четкую грань между неизменными и слабо измененными породами невозможно. В Олондинском ЗКП отмечены изменения соотношений SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, Rb, Li, Ba [10]. Практически не изменены породы дифференцированных интрузивных комплексов и тасмиелинские метадиабазы [2, 4].

Таким образом, представленные в таблице 2 средние составы пород можно рассматривать как некоторое приближение к их первичным составам. Ниже при типизации и сравнительном анализе химизма пород ЗКП легко мигрирующим оксидам и микроэлементам уделяется незначительное внимание.

КОМАТИИТЫ, ТОЛЕИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Во всех ЗКП широко распространены толеитовые базальты: высоко- и умеренно-магнезиальные и высокожелезистые (см.табл.2, рис.2). Кроме того, в Олондинском ЗКП также значительное, а в Тунгур-

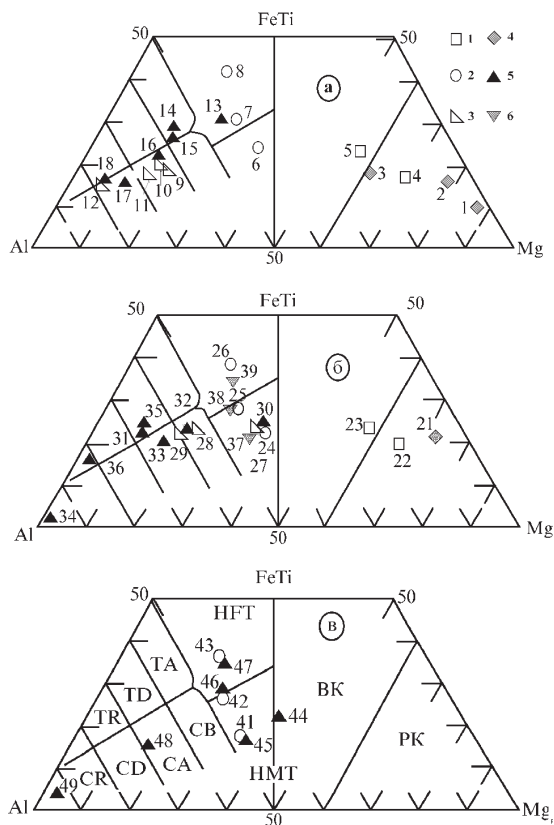


Рис.2. Распределение средних составов метаморфизованных магматических пород Олондинского (а), Тунгурчинского (б) и Субганского (в) зеленокаменных поясов и некоторых коррелируемых с ними интрузивных пород в гнейсовом комплексе Олекминской гранит-зеленокаменной области на диаграмме Al-FeTi-Mg.

Фигуративные точки средних составов вулканогенных пород (1-3): 1 - коматиитов, 2 - толеитов, 3 - пород известково-щелочной серии; интрузивных пород (4-6): 4 - ультрабазитов, 5 - дифференцированных комплексов, 6 - долеритов. Номера точек соответствуют номерам средних составов пород в табл.2.

Поля по [33]: PK - перидотитовых коматиитов, BK - базальтовых коматиитов; пород толеитовой серии - HMT - высокомагнезиальных базальтов, HFT - высокожелезистых базальтов, TA - андезитов, TD - дацитов, TR - риолитов; пород известково-щелочной серии - CB - базальтов, CA - андезитов, CD - дацитов, CR - риолитов.

чинском - ограниченное распространение имеют перидотитовые коматииты и коматиитовые базальты, разграничение между которыми проведено по содержанию $MgO = 20\%$. В Олондинском поясе выделены гипербазиты интрузивного облика: дуниты, перидотиты и редкие пироксениты, обнаруживающие геохимическое родство с коматиитами [24], а в Тунгурчинском поясе весьма редкие перидотиты [2]. Наиболее высокие содержания MgO , Cr, Ni, Co и низкие SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Zr и суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) характерны для дунитов. Содержание РЗЭ в них сопоставимо или ниже

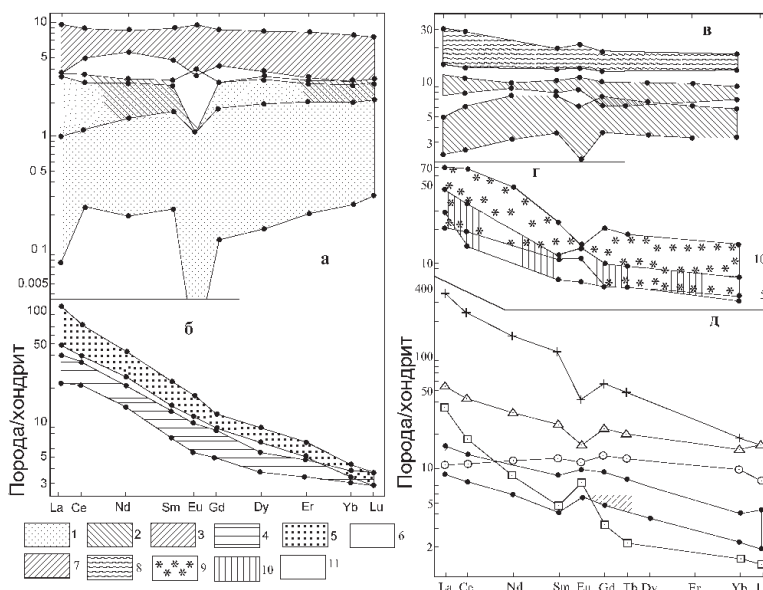


Рис.3. Распределение редкоземельных элементов в метаморфизованных вулканитах зеленокаменных поясов и в некоторых синхронных с ними интрузивных породах Олекминской гранит-зеленокаменной области.

Олондинский ЗКП (а, б): 1 - серпентинизированные дуниты (7 проб); 2 - коматииты с $MgO > 20\%$ (4); 3 - коматииты с $MgO < 20\%$ (2), и высокомагнезиальные толеиты (5); 4 - андезиты (3); 5 - пикриты и долериты (3).

Тунгурчинский ЗКП (в, г): 6 - коматииты с $MgO > 20\%$ (5) и коматииты с $MgO < 20\%$ (1); 7 - толеиты высокомагнезиальные (1) и умеренномагнезиальные (2); 8 - толеиты высокожелезистые (4); 9 - породы амуннактинского комплекса (6); 10 - долериты тасмиелинского комплекса (3).

Субганский ЗКП (д): 11 - толеиты высокомагнезиальные субганской серии (2), габбро (2) и габбро-анортозиты (1) нелюкинского комплекса. Треугольники - толеит высокожелезистый субганской серии; квадратики - анортозит и кружки - долерит умеренномагнезиальный нелюкинского комплекса; крестики - субщелочной кварцевый диорит.

чем в хондритах, и характеризуется отрицательной аномалией Eu и общим "плоским" распределением (табл.3, рис.3а). В ряду дуниты, перидотиты, пироксениты, коматииты, толеиты в целом наблюдается уменьшение содержаний первой и увеличение содержаний второй группы оксидов и микроэлементов (см.табл.2). Перидотиты Тунгурчинского пояса по сравнению с олондинскими обогащены FeO^* и обеднены Cr, Ni, Co.

Высоко-, умеренно-магнезиальные и высокожелезистые толеиты укладываются в единый ряд дифференциации по тренду Феннера (см.рис.3а,б). В

Таблица 3. Сводка данных по редкоземельным элементам, содержаниям MgO и FeO (или SiO₂) в породах зеленокаменных поясов Олекминской гранит-зеленокаменной области

№ п/п	Номера проб	MgO	FeO, (SiO ₂)	ΣPЗЭ	CeN/YbN	Eu/Eu*	№ п/п	Номера проб	MgO	FeO, (SiO ₂)	ΣPЗЭ	CeN/YbN	Eu/Eu*
1	34в	6.1	8.5	45.8	8.7	1.2	14	466	15.9	13.6	12.2	1.0	0.8
2	35и	11.8	17.3	52.2	13.3	0.9	15	26	18.0	15.0	11.9	0.7	1.2
3	8579	18.5	10.8	85.5	19.4	1.1	16	8550	19.7	10.4	10.6	1.9	1.2
4	59	2.9	(63.6)	40.6	9.1	0.9	17	8551	21.6	10.9	3.6	0.6	1.9
5	66	3.8	(61.4)	30.2	7.1	0.8	18	86228/18	25.6	10.3	2.7	0.5	0.6
6	33д	4.9	(63.1)	25.3	6.0	0.9	19	8569	27.5	9.3	3.1	0.5	0.7
7	34	8.8	11.0	10.0	1.5	0.7	20	303в	31.2	16.7	6.1	1.2	0.4
8	35в	9.0	11.4	14.6	1.3	0.9	21	2д	43.0	8.5	1.9	1.6	0.9
9	56	9.6	10.6	11.3	1.2	0.9	22	5	44.4	11.1	1.1	1.2	0.1
10	38б	10.0	12.2	13.4	0.7	0.9	23	3в	44.5	8.3	1.3	1.3	0.1
11	10	10.6	10.3	10.0	0.91	1.0	24	4	44.9	9.4	1.1	0.9	0.1
12	42	14.3	12.9	13.0	1.1	0.9	25	86245	45.0	8.4	0.7	0.8	0.9
13	39	14.5	13.6	15.3	1.3	0.9	26	1	46.3	11	5.6	1.0	0.4
27	Б-2351/6	5.1	10.7	42.2	5.0	1.3	44	Б-2351	7.2	13.1	16.4	0.9	1.2
28	Б-2710	7.2	10.5	18.9	2.9	1.0	45	Б-2490/1	7.5	13.5	16.9	1.7	1.2
29	ЛБ-1212/1	7.5	9.5	29.0	4.3	1.0	46	86104	12.7	13.1	14.5	1.2	0.9
30	С-5114/1	0.4	(72.9)	68.0	5.7	0.5	47	Б-2360	18.1	11.2	6.7	0.6	1.0
31	С-5118/1	0.6	(71.7)	43.7	8.5	1.5	48	86195	20.5	9.7	5.6	0.7	0.6
32	С-5116/6	1.8	(65.4)	38.8	6.3	1.4	49	8694	20.6	13.1	10.6	1.2	0.7
33	С-5124	2.4	(53.6)	33.0	4.6	1.6	50	86171	21.2	10.7	4.8	0.6	0.7
34	С-5120/4	3.2	(59.8)	73.3	4.3	0.6	51	86215	21.9	13.6	7.7	0.8	0.6
35	С-5127/4	5.1	(54.7)	34.0	2.9	0.9	52	86101	24.6	12.4	6.5	1.0	0.6
36	С-5127/5	5.3	(56.6)	37.0	4.2	0.9	53	86102	25.5	12.4	6.3	1.0	0.7
37	С-5118/6	7.1	(49.8)	27.4	4.1	1.0	54	8699	27.0	13.0	5.9	0.9	0.5
38	С-5127/7	7.2	(52.4)	25.2	3.7	1.3	55	8698	28.1	12.8	5.7	0.9	0.5
39	Б-2365/4	5.5	16.2	40.9	1.9	1.3	56	Б-3047	2.7	(60.9)	246.5	13.1	0.5
40	Б-2366/1	5.9	15.8	39.2	2.1	0.9	57	Б-3214/1	0.6	1.7	17.1	11.8	1.8
41	Б-2389/10	6.0	14.8	36.4	1.4	0.9	58	Б-3213/3	5.8	6.4	17.3	4.4	1.3
42	Б-2357	6.0	14.7	23.5	1.2	1.1	59	Д-234/4	6.4	12.1	18.0	1.3	0.8
43	8696	6.8	12.7	16.4	1.0	0.9	60	Р-989	8.3	8.8	15.5	3.2	1.2
61	Б-3213	9.1	9.3	11.9	2.6	1.1	64	Б-224	5.9	14.8	57.6	3.1	0.7
62	Б-3214	10.6	9.7	15.1	2.2	0.9	65	Б-333	9.8	8.5	13.4	2.6	1.4
63	Б-3213/2	11.3	10.1	14.0	2.6	1.0	66	Б-222	9.9	8.3	13.4	2.4	1.3

Примечание. 1. Олондинский ЗКП (1-26): долериты (1,2) и пикрит (3) пикрит-долеритового комплекса; 4-6 - андезиты; 7-11 - толеитовые базальты; 12-20 - коматиты; 21-26 - серпентинизированные дуниты. Тунгурчинский ЗКП (27-55): 27-29 - долериты тасмиелинского комплекса; амуннактинский комплекс (30-38), 30,31 - трондьемиты, 32 - тоналит, 33 - габбро-анортосит, 34 - кварцевый диорит, 35, 36 - диориты, 37,38 - габбро; 39-46 - толеитовые базальты; 47-55 - коматиты. Субганский ЗКП (56-66): 56 - субщелочной кварцевый диорит; нелюкинский комплекс (57-63), 57 - анортосит, 58 - габбро-анортосит, 59 - долерит, 60-63 - габбро; 64, 66 - толеитовые базальты, 65 - долерит (гипабиссальный аналог толеитового базальта).

2. Пробы с индексами Б - из коллекции В.И.Березкина, ЛБ - Л.М.Богомоловой, Д - В.Л. Дука, Р - Л.М. Реутова, С - А.П. Сметова [33], остальные из работ Н.Л. Добрецова и др. [11], Древнейшие ..., [12], Д.З. Журавлева и др., [16], Магматические ..., [22], Н.В. Попова и др. [24], Puchtel et al., [35].

3. FeO = FeO+0,9Fe₂O₃, SiO₂, MgO в %, ePЗЭ = Ce+Sm+Eu+Gd+Yb в г/т, в некоторых случаях Gd определен интерполяцией, Eu* - расчетное содержание европия в случае отсутствия его аномалии. В колонке 4 в скобках приведены содержания SiO₂.

ряду наблюдается увеличение содержаний FeO^* , TiO_2 , V, Zr, суммы РЗЭ и уменьшение - MgO, Cr, Ni, Co. Распределение РЗЭ в коматиитах аналогично таковому в дунитах при общей более высокой их сумме и меньшей аномалии европия (табл.3). Для Олондинского пояса это видно на рис. 3а, где поле составов коматиитов приурочено к верхней части поля дунитов. Некоторое различие между коматиитами Олондинской и Тунгурчинской структур заключается в том, что в первой структуре распределение РЗЭ "плоское", а во второй "горбатое" (слабая обогащенность элементами средней части спектра). В толеитах, особенно высокожелезистых, наблюдается слабая обогащенность легкими РЗЭ, а также иногда весьма слабые отрицательные или положительные аномалии Eu (см.рис.3в). Несмотря на указанные и некоторые другие различия, в целом одноименные породы Олондинского и Тунгурчинского поясов обнаруживают петро- и геохимическую близость. Происхождение отрицательных аномалий Eu в ультраосновных породах поясов не выяснено.

В толеитах Субганского пояса, как и в других ЗКП, устанавливается феннеровский тренд дифференциации (см.табл.2, см.рис.2в). Однако, высоко- и умеренно-магнезиальные толеиты Субганского пояса отличаются высокой глиноземистостью, несколько пониженными содержаниями FeO^* , MnO, V и повышенными Sr и Ba, а также более заметной обогащенностью легкими РЗЭ (табл.3, рис. 3д). В субганских высокожелезистых толеитах эти особенности выражены слабо или отсутствуют, т.е. высокожелезистые толеиты всех трех ЗКП, в отличие от других толеитов, близки по химизму.

Нелюкинский комплекс габброидов по геологическим и петрографическим критериям, а также по химизму рассматривается как интрузивный эквивалент субганских толеитов [4]. Так, высокомагнезиальные габбро этого комплекса обнаруживают близкое сходство химического состава (см.табл.2, см.рис.2в), а по РЗЭ полную идентичность с субганскими толеитами (см.табл.3, см.рис.3д). Анортозиты комплекса обеднены тяжелыми и обогащены легкими РЗЭ и несут более значительную положительную аномалию европия по сравнению с высокомагнезиальными габбро и толеитами. В габбро-анортозите распределение РЗЭ имеет характер, промежуточный между анортозитами и габбро. Высокожелезистые и умеренно-магнезиальные долериты нелюкинского комплекса также сходны по химизму с соответствующими толеитами Субганского пояса.

Толеитовые долериты Тасмиелинской структуры, расчленяемые также на высоко- и умеренно-магнезиальные (господствующие) и высокожелезистые разновидности, не имеют возрастных коррелятов в Субганском и Олондинском поясах (см. табл.1). По сравнению с соответствующими разновидностями толеи-

товых базальтов тунгурчинской серии, а также с долеритами - их гипабиссальными аналогами - тасмиелинские долериты содержат больше SiO_2 , Al_2O_3 , Sr, Ba, легких РЗЭ и меньше FeO^* , TiO_2 , MnO, V (см.табл.2, см.рис.2б, 3г). В то же время тасмиелинские долериты значительно меньше отличаются от субганских толеитовых базальтов несколько пониженными содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Co.

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Породы известково-щелочной серии известны в Олондинском и Тунгурчинском ЗКП. В Олондинском поясе они представлены андезито-базальтами, андезитами и риолитами, а также их туфами. Тенденции изменений химического состава в ряду этих пород обычные для известково-щелочных серий (см.табл.2, см.рис.2а, б). В отличие от толеитовых базальтов известково-щелочные андезито-базальты и андезиты характеризуются обогащенностью легкими РЗЭ при более высокой сумме РЗЭ (см.рис.3б). Кварцевые диориты, тоналиты и трондьемиты дифференцированного комплекса по ограниченным данным силикатного анализа и определений микроэлементов обнаруживают сходство с вулканитами известково-щелочной серии. Однако диориты и особенно, габбро этого комплекса по высоким содержаниям FeO^* , TiO_2 близки с толеитовыми базальтами, что подтверждается размещением точек их анализов в поле толеитовой серии (см.рис.2а). А по более высоким содержаниям Al_2O_3 , щелочей, Sr, Zr и низким Cr, Ni, Co эти породы как бы вписываются в ряд вулканитов известково-щелочной серии.

В Тунгурчинском ЗКП известково-щелочные вулканиты представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами, отнесенными к тасмиелинской серии. Предполагается также присутствие более кислых вулканитов, но по ним петро- и геохимические материалы отсутствуют. Эти вулканиты по химическому составу (см.табл.2) достаточно близки с соответствующими вулканитами Олондинского пояса. Базальты олондинской серии отличаются от толеитовых базальтов тунгурчинской серии более высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Sr и несколько пониженными - FeO^* , MnO, Cr, Co. Известково-щелочные вулканиты по петрохимическим и геохимическим параметрам близки с габбро, диоритами, кварцевыми диоритами амнуннактинского комплекса [2], к которому в последнее время относят также тоналиты и трондьемиты [34]. Отличительной особенностью комплекса является присутствие в некоторых массивах габбро-анортозитов и анортозитов [2, 3]. Породы амнуннактинского комплекса в целом меньше обогащены легкими РЗЭ, чем олондинские андезиты, при аномалиях Eu: положительных в габбро-анортозитах, метагаббро и тоналитах и слабых отрицательных в диоритах, более значительных в кварцевых диоритах и

трондьемитах (см.рис.3г). Другие трондьемиты необычно обеднены тяжелыми и особенно средними РЗЭ, в связи с чем предполагается “загрязнение” их более древним коровым материалом [34]. Амнуннактинские габбро, лейкогаббро и диориты по сравнению такими породами Олондинского ЗКП содержат меньше FeO^* и TiO_2 . Амнуннактинский и нелюкинский интрузивные комплексы, несмотря на сходство по участию в их составах габбро, габбро-анортозитов и анортозитов, имеют сильные различия, как по видам пород в целом, так и по химизму одноименных пород (см.табл.2). Это обусловлено, по-видимому, главным образом проявлением разных трендов дифференциации: в нелюкинском - феннеровского, в амнуннактинском - боуэновского, на которые накладывалась анортозитовая тенденция дифференциации [3].

СУБЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В рассматриваемых ЗКП и в окружающих их гнейсах олекминского комплекса проявления субщелочного магматизма весьма ограничены. Лучше изучен пикрит-долеритовый комплекс Олондинского пояса. Породы комплекса ранее описаны под названием магнезиальные пикриты и высокотитанистые базальты или пикрит-щелочно-базальтовая серия [10, 12, 14, 24]. Анализы пород этого комплекса образуют две обособленные группы с узкими колебаниями состава внутри каждой группы, которые соответствуют пикритам и высокожелезистым долеритам (см.табл.2). Пикриты сопоставимы с коматиитами и пироксенитами этого же пояса по содержаниям MgO , Al_2O_3 , CaO , щелочей, микроэлементов группы железа, но значительно отличаются высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Zr , легких РЗЭ и резко дифференцированным распределением РЗЭ (см. табл.2, 3; рис.3б). В них повышены также содержания FeO^* , Sr , Ba и понижены - SiO_2 . Долериты от высокожелезистых толеитов отличаются более высокими содержаниями Zr , Sr , Ba и низкими Sr . Низкие содержания щелочей в пикритах и отчасти в долеритах, не характерные для субщелочных пород, предположительно связываются с их миграцией при метаморфизме [24]. В общем, несмотря на разрыв в химических составах, несомненно геохимическое родство между этими породами и, с учетом их общего геологического положения, они могут быть объединены в единый пикрит-долеритовый комплекс. Отнесение этого комплекса к субщелочным (щелочным) породам неоднозначно, поскольку некоторые пикриты и базальты нормальной щелочности также могут иметь аналогичные химические особенности [30].

Дайка мощностью 4 м, секущая плаггиогнейсы олекминского комплекса и сложенная метаморфизованными субщелочными кварцевыми микродиоритами, обнаружена на левом берегу р.Олекма в 2-х км ниже устья рч.Енюк. По форме залегания, петрографическим особенностям и химическому составу эта порода

удивительно похожа на метаморфизованные кварцевые диориты, диориты и монцодиориты западной части Алданской ГГО с U-Pb возрастом цирконов 1.9 млрд лет [15]. Отличительной особенностью микродиоритов, а также упомянутых пород запада Алданской ГГО являются повышенная сумма щелочей при $\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$ и высокие содержания P_2O_5 , TiO_2 , Ba , Sr и Zr (см.табл.2).

Кварцевые диориты Субганского ЗКП относятся к субщелочным породам K-Na ряда (см. табл.2). Субщелочной характер пород подчеркивается более высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и, особенно, Ba и Zr . Распределение РЗЭ в субганских кварцевых диоритах по наличию отрицательной аномалии Eu напоминает кварцевые диориты амнуннактинского комплекса. Однако субганские породы выделяются более высокой суммой РЗЭ и большей дифференцированностью их распределения (см.табл.3, рис.3д).

ОБСУЖДЕНИЕ

Обзор геологии ЗКП разных районов Олекминской ГЗО демонстрирует неоднородность вещественного состава и строения метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ, а также интрузивных пород. В стратиграфических разрезах Олондинского, Тунгурчинского и Субганского ЗКП соотношения мощностей осадочных и вулканогенных пород равняется, соответственно, 1/4, 3/1, 1/3, а интрузивные породы занимают около 30%, 2-3% и 5-10% площади этих поясов. Тунгурчинский пояс отличается наибольшим разнообразием состава парапород. Здесь встречаются отсутствующие в других поясах метаморфизованные конгломераты, гравелиты и мраморы. В Субганском ЗКП обнажены только метапелиты. Обычно эти и другие особенности состава и строения ЗКП [1, 6, 12, 14, 15, 24, 25, 32] в какой-то мере связывают с глубокой эрозией и неполнотой сохранности комплексов пород, некогда слагавших ЗКП. Однако сравнительная петро- и геохимическая характеристика видов пород, их серий и комплексов позволяет с большей уверенностью заключать о существовании изначальных сходств и различий ЗКП, связанных, очевидно, с условиями их формирования. Подчеркнем некоторые наиболее существенные из них, касающиеся магматических образований ЗКП.

Олондинский пояс выделяется широкой распространенностью как интрузивных, так и вулканогенных ультраосновных пород: дунитов, перидотитов и коматиитов. Такие породы редко встречаются в Тунгурчинском поясе, а в Субганском - неизвестны. Во всех поясах широко представлены толеитовые metabазальты; в поясах или близком окружении присутствуют дифференцированные интрузивные комплексы. Известково-щелочная серия вулканитов в Олондинском поясе тесно ассоциируется с коматиит-толеитовой серией, а в Тунгурчинском поясе обособлена как в пространстве, так и во времени. Не исключено, что известково-щелочные вулканиты связаны с дифференцированными

интрузивными комплексами единством происхождения родоначальных расплавов. Нелюкинский интрузивный комплекс с феннеровским и анортозитовым трендом дифференциации и с общей материнской магмой с толеитовыми базальтами Субганского пояса не имеет аналогов в других поясах.

Из особенностей состава и строения осадочных образований, ассоциирующих с вулканидами, отметим лишь то, что субганские метапелиты существенно отличаются от метапелитов других поясов прежде всего устойчивым и явным преобладанием K_2O над Na_2O .

Коматиит-толеитовые серии Олондинского и Тунгурчинского ЗКП геохимически близки между собой и с широко распространенными сериями ЗКП на других щитах [9, 17, 20-22]. Так, перидотитовые коматииты сопоставимы с одноименными коматиитами ЗКП Абитиби Канадского щита, а базальтовые коматииты - с базальтовыми коматиитами III типа по К. Конди.

Аналоги трех видов толеитов, выделяемых нами по содержанию MgO и FeO , встречаются в других ЗКП, но, к сожалению, в литературе обычно приводятся средние составы всех толеитов вместе взятых. По распределению РЗЭ высоко и умеренно-магнезиальные толеиты соответствуют I типу, а высокожелезистые - II типу толеитов К. Конди. То есть эти типы в Тунгурчинском и Олондинском поясе относятся к дифференциатам единого расплава. Эти толеиты не имеют полных петро- и геохимических аналогов среди широко распространенных современных толеитов [8, 9, 17, 19, 20]. Но все же высоко- и умеренно-магнезиальные базальты ближе к океаническим толеитам, чем к континентальным. От толеитов срединноокеанических хребтов, например, тунгурчинские и олондинские толеиты отличаются более высокими содержаниями Cr , Ni и распределением РЗЭ.

Базальты, сходные с субганскими высокоглиноземистыми толеитами редко встречаются в ЗКП других щитов [7]. В ЗКП Абитиби низкокальциевые толеиты вверх по разрезу переходят в высокоглиноземистые толеиты [29]. В современных условиях высокоглиноземистые толеиты имеют более широкое распространение в океанической обстановке, чем в континентальной. Субганские высоко- и умеренно-магнезиальные толеиты по химизму больше похожи на толеиты срединноокеанических хребтов, хотя несут и некоторые признаки островодужных толеитов.

Известково-щелочные андезиты Олондинского и Тунгурчинского поясов по содержанию петрогенных оксидов и микроэлементов ближе всего к I типу андезитов ЗКП других щитов [17]. Однако в наших андезитах содержание глинозема заметно выше, чем в других древнейших андезитах и сопоставимо с содержанием глинозема в современных андезитах [17]. По низкому содержанию K_2O андезиты изученных поясов сопоставимы с андезитами незрелых островных дуг, но обогащены элементами группы железа, легкими РЗЭ и Zr .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в Олондинском и Тунгурчинском ЗКП наблюдается совместное нахождение коматиит-толеитовых и известково-щелочных вулканидов. В настоящее время близкие аналоги таких вулканидов характерны для структур с разными геодинамическими режимами с океаническим типом коры: срединно-океанических хребтов, островных дуг, задуговых бассейнов и др. Поэтому присутствие в разрезах этих ЗКП двух типов вулканидов может свидетельствовать о их образовании с одной стороны путем тектонического скучивания одновозрастных, но различных по геодинамической природе комплексов, а с другой - эволюцией геодинамических обстановок во времени. В пользу первой модели говорят возрастные и структурные данные по Олондинскому ЗКП, а в пользу второй - по Тунгурчинскому.

Толеитовая серия Субганского ЗКП, находящегося в зоне сочленения областей с разным типом коры, по химизму существенно отличается от толеитов Олондинского и Тунгурчинского ЗКП, расположенных во внутренних частях Олекминской ГЗО. Эти особенности субганских толеитов, вероятно, связаны с большей глубиной выплавления их родоначальных расплавов. $Na-K$ специфика метапелитов, ассоциирующих с субганскими толеитами, скорее всего обусловлена тем, что областью их сноса была Алданская ГГО, где на рубеже 3000 млн лет $Na-K$ гранитоидные породы имели уже широкое распространение. Существование $Na-K$ гранитоидов с возрастом более 3000 млн лет подтверждено $U-Pb$ датированием цирконов гранито-гнейсов устья р. М.Нимыр [12].

Щелочные (субщелочные) интрузивные породы, по-видимому, не относятся к зеленокаменным комплексам, а фиксируют время, когда Олекминская ГЗО и Алданская ГГО существовали как единый геоблок.

Авторы признательны Л.П. Карсакову за полезные советы и замечания в процессе подготовки рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 119 с.
2. Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1992. 140с.
3. Березкин В.И., Смелов А.П. Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1997. т.16, № 3. С.101-112.
4. Березкин В.И., Смелов А.П., Кицул В.И. Новая находка анортозитов на Алданском щите. // Геология и геофизика. 1996. № 3. С. 104-107.
5. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических пород. М.: Недра, 1987. 152 с.

6. Богомолова Л.М. Олекминская гранит-зеленокаменная область (структура и история развития). Автореф. дис... канд. геол. - минер. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 20 с.
7. Ганн Б.М. Петрохимическое сопоставление современной и архейской океанической коры и островных дуг. // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 391-406.
8. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 1989. 278 с.
9. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.
10. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 34-49.
11. Добрецов Н.Л., Саддаби П., Добрецов Н.Н. и др. Коматииты Красной Горки (Олондинская формация, Алданский щит) // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987. С. 35-44.
12. Древнейшие породы Алдано-Станового щита / Ред. В.А. Рудник. Л.: Наука, 1989. 260 с.
13. Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А. и др. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л., 1983. С. 49-65.
14. Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е. и др. Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 40-56.
15. Дук В.Л. Докембрий Алданского щита (структурная эволюция и история развития). Автореф. дис... д-ра геол. - минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 43 с.
16. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39-49.
17. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
18. Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1956. 198 с.
19. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
20. Магматические горные породы. Т.3: Основные породы / Ред. Е.В. Шарков. М.: Наука, 1985. 487 с.
21. Магматические горные породы. Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.
22. Магматические горные породы. Т.5: Ультраосновные горные породы. / Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988. 508 с.
23. Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 148-161.
24. Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.
25. Ранний докембрий Южной Якутии / Ред Н.Л. Добрецов. М.: Наука, 1986. 276 с.
26. Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
27. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис... канд. геол. - минер. наук. СПб., 1993. 16 с.
28. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
29. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
30. Шарков Е.В. Внутриплитные Fe-Ti пикриты и базальты как свидетельство гетерогенной аккумуляции Земли // Геохимия. 1995. № 5. С. 733-753.
31. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона / Ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1987. 310 с.
32. Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P. et al. The Aldan-Stanovik Shield//Greenstone Belts / Ed. M. de Wit and L.D. Ashwal. Clarendon Press, Oxford, 1997. С.710-725.
33. Jensen L.S. A new method of classifying (cation plot for classifying) subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Miss. Pap., 1976. N 66. 22 p.
34. Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al. Late Archean intrusive complexes in Olekma granite - greenstone terrain (Eastern Siberia)// Precamb. Res. 1993. V. 62, N 4. P.453-472.
35. Puchtel J.S., Zhuravlev D.Z., Samsonov A.V., Arndt N.T. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Tungurcha greenstone belt, Aldan Shield // Precamb. Res. 1993. V.62, N 4. P. 399-417.

Поступила в редакцию 10 июня 1997 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

V.I. Beryozkin, A.P. Smelov

Geochemistry of magmatic rocks from the greenstone belts of the Olyokma area, Aldan Shield

Similarities and differences in major, trace and rare earth element composition of the metamorphosed komatiite-tholeiitic and calc-alkalic volcanics from the Olyokma, Tungurcha and Subgan greenstone belts (GSB) have been established. Metamorphosed dunites, peridotites, gabbro, diorites, and anorthosites that could be genetically related to volcanics have also been investigated. The geochemistry of the volcanics has been compared with that of standard rocks. The nature of magmatism depends on the geodynamic conditions of the origin and evolution of the GSB.

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.782(571.651)

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАТЫРСКОЙ ВПАДИНЫ
(ЧУКОТКА)

Д.И.Агапитов*, Л.И.Митрофанова**

*Комитет природных ресурсов по Чукотскому автономному округу "Чукотприродресурсы", г.Анадырь

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

Рассматриваются вопросы стратиграфического расчленения и корреляции неогеновых отложений, широко развитых в наземной части Хатырского бассейна и слагающих верхнюю часть его осадочного чехла. Породы неогена вскрыты в 23-х параметрических, поисковых и структурных скважинах и частично обнажены на поверхности. В неогеновых разрезах выделяются отложения нижнего миоцена, нерасчлененных нижнего-среднего миоцена, среднего миоцена, нерасчлененных среднего и верхнего миоцена, нижнего плиоцена и нерасчлененных верхнего плиоцена-нижнего плейстоцена. Предлагается проект корреляционной стратиграфической схемы неогеновых отложений и выделение "горизонтов" как таксономических единиц, связывающих в возрастном отношении литолого-стратиграфические подразделения кайнозойских осадочных разрезов всех структурно-фациальных зон и подзон осадочного чехла.

ВВЕДЕНИЕ

В данной статье продолжено рассмотрение стратиграфии кайнозойских отложений наземного сегмента Хатырского бассейна, который условно именуется Хатырской впадиной.

В настоящее время в Хатырской впадине пробурены 33 скважины, в том числе в 23-х скважинах вскрыты отложения неогена (рис. 1). Керна и частично шлам выбуренных пород подверглись подробному палеонтологическому изучению, выявившему представительные комплексы ископаемых организ-

мов, среди которых определяющую роль играют фораминиферы и диатомовые водоросли. Для внутриплощадных корреляций неогеновых отложений использованы материалы каротажа скважин. Ряд ключевых вопросов удалось решить с помощью сейсмопрофилирования МОГТ, позволившего создать более целостное представление о глубинной структуре впадины и положении в ней изученных разрезов.

Наиболее широко неогеновые отложения распространены в Восточной фациальной зоне (рис. 2), где они обычно перекрыты маломощным чехлом

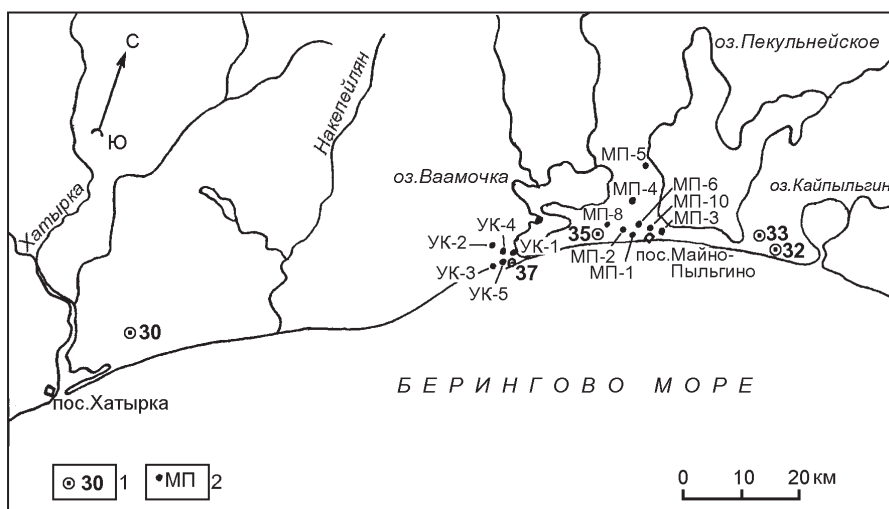


Рис.1. Местонахождение скважин, вскрывающих неогеновые отложения в наземной части Хатырского бассейна.

1 – глубокие параметрические и поисковые скважины, 2 – структурные скважины.

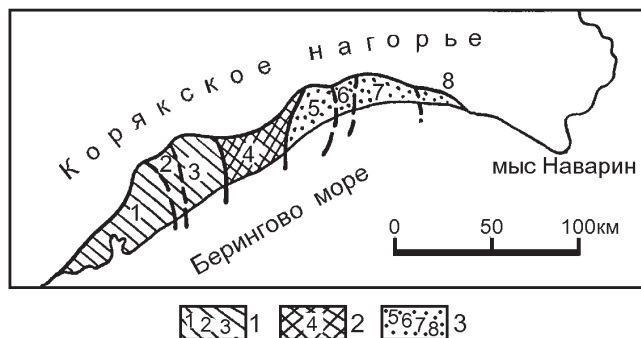


Рис.2. Структурно-фациальные зоны и подзоны в наземной части Хатырского бассейна

1-3 - подзоны Западной зоны: 1 - Маллэнская, 2 - Усть-Хатырская, 3 - Имликская; 4 - Центральная (Накепейлякская) зона; 5-8 - подзоны Восточной зоны: 5 - Ленинградская, 6 - Майнопольгинская, 7 - Русакова, 8 - Этерет.

четвертичных пород. В юго-западной части впадины неогеновые осадки развиты лишь на локальных участках. В целом, в разрезах неогена выделены отложения всех трех подразделов миоцена, нижнего плиоцена и нерасчлененных верхнего плиоцена-нижнего плейстоцена.

НИЖНИЙ МИОЦЕН

Подзона Этерет. На северо-восточной окраине Хатырской впадины к нижнему миоцену относится моржовская свита, сложенная слабо уплотненными песчаниками с песчано-конгломератовой пачкой в основании разреза. Моржовская свита выделена и описана Ю. Б. Гладенковым с соавторами [4]. Предыдущими исследователями (М. И. Бушуев, А. Е. Мохов и др.) эти отложения относились к верхней подсвите свиты Этерет. В упомянутой статье приведена нижеследующая палеонтологическая характеристика моржовской свиты. Для нижней части разреза характерными элементами весьма разнообразного комплекса моллюсков являются *Lucinoma acutilineata* (Conrad) и *Thyasira disjuncta ochotica* L. Krisht., для верхней - *Yoldia* (*Cnesterium* sp. nov.) и *Clinocardium ornato-costatum* Vol. (MS). Среди фораминифер определены *Astronion hamadaensis* Asano, *Perfectonion incertaeformis* V. Kuzn., *P. pseudomartoobi* Chalil., *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.) и др. Мощность моржовской свиты оценена в 850 - 1000 м.

Подзона Русакова. Отложения моржовской свиты, согласно залегающие на палеогеновых осадках, выделены на Янракоимской площади в разрезах скважин № 32 и № 33 на глубинах соответственно 988 - 1746 и 1005 - 1788 м. Моржовская свита представлена здесь слабо сцементированными и плохо отсортированными мелкозернистыми туфогенными песчаниками, содержащими прослойки алевролитов и гравелитов. Примесь вулканогенного материала, представленного кристалло-литокластикой и облом-

ками вулканического стекла, уменьшается (вплоть до полного исчезновения) вверх по разрезу.

В керне встречены многочисленные ископаемые моллюски *Mya truncata* L., *Yoldia nairoensis* Evs., *Y. akanensis* Uozumi, *Periploma* cf. *pulchellum* Hatai et Nis., *Clinocardium asagaiensis* Mak., *Liocyma nairoensis* L. Krisht., *L. fluctuosa* (Gould.) и др., т. е. как формы, характерные для позднего палеогена, так и миоценовые виды. Более определенно на раннемиоценовый возраст указывают фораминиферы: *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), *Elphidiella* cf. *sachalinensis* (Volosh.), *Criboelphidium boraensis* Volosh. В комплексах спор и пыльцы снизу вверх наблюдается повышение роли теплолюбивых форм от 4 до 17% спектра и появление в верхах свиты субтропических *Ilex*, *Corylopsis*, *Engelhardtia*, что отражает этап потепления, соответствующий по времени концу раннего - началу среднего миоцена. Близ кровли свиты (скважина № 32, интервал 1025 - 1172 м) в породах появляются ископаемые диатомовые водоросли - представители 50 видов. В частности, на глубине 1025 - 1029 м в породах отмечено обилие вида *Kisseleviella carina* Sheshuk. По мнению В. П. Болдыревой, этот вид и сопутствующие ему формы позволяют установить раннемиоценовый возраст вмещающих отложений.

Майнопольгинская подзона. В скважине № 35 Майнопольгинской площади (см.рис.1) с моржовской свитой отождествлена толща незакономерно переслаивающихся и плохо отсортированных туфогенных песчаников, гравелитов и конгломератов, вскрытая в интервале глубин 2185 - 3313 м. В общем, отмечается преобладание конгломератов, особенно в верхних 400 м разреза. В песчаниках и редких прослоях алевролитов наблюдается совместное присутствие неогеновых и переотложенных палеогеновых фораминифер. Наряду с типичными для олигоцена *Budashevella deserta* Volosh., *Cyclammina pacifica* Beck, *C. incisa* Stache и другими формами встречены миоценовые *Ammonia japonica varianta* Volosh., *Asteroammonia takanabensis* (Ishizaki), *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), *Buliminella boraensis* Volosh., *Nonionella miocenica* Cushm., *Cibicides fletcheri* Gallow. et Wis. и др. Миоценовые виды рода *Ammonia* обнаружены в самых низах толщи, что позволяет отнести её целиком к нижнему миоцену.

В **Ленинградской подзоне** аналоги моржовской свиты бурением, очевидно, не вскрыты.

Центральная зона. К нижнему миоцену рядом геологов (А. Е. Мохов, Ю. К. Бурлин, Н. В. Козлов) отнесена 300-метровая толща конгломератов, сохранившаяся от размыва на локальных участках горных массивов Кунэй, Хайидин и Вычгынай и сопоставляющаяся по литологическому составу с нижней подсвитой ундал-уменской свиты соседней Имликской зоны (см.рис. 2). Однако раннемиоценовый воз-

раст этих конгломератов поставлен под сомнение М. Я. Серовой и В. И. Волобуевой [7], обнаружившими в песчано-алевролитовых пропластках этой толщи единичные экземпляры появляющихся в олигоцене фораминифер *Cyclammina pacifica* Beck, *Budashevella deserta* Volosh., *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Ammomarginulina matchigarica* Volosh. На основании этих находок толща отнесена В. И. Волобуевой к хайдинской свите олигодена в качестве её верхней подсвиты. Возраст данных отложений, таким образом, окончательно не установлен: указанные виды фораминифер встречаются и в нижнем миоцене Хатырской впадины.

Имликинская подзона. Эта подзона пространственно соответствует современному поднятию горного массива Имынэй, образовавшемуся, видимо, в результате постмиоценовой инверсии, и расположенному южнее глубокому неогеновому Имликинскому прогибу, существование которого выявлено сейсморазведкой. Все известные в этой подзоне миоценовые осадки объединяются в ундал-уменскую свиту, подразделяемую всеми исследователями на нижнюю и верхнюю подсвиты. Комплекс моллюсков, на наш взгляд, позволяет отнести верхнюю подсвиту к нижнему-среднему миоцену (см. ниже). Соответственно, нижняя подсвита, залегающая на олигоценых отложениях, целиком относится к нижнему миоцену.

Отложения нижней подсвиты слагают значительную часть гор Имынэй. Нижняя часть подсвиты мощностью 380-480 м сложена конгломератами с прослоями песчаников, в том числе - крупногалечными конгломератами с размером обломков до 5 - 10 см. В линзах и прослоях песчаников встречены отпечатки листовой флоры *Corylus* cf. *macquarrii* (Forb.) Holl., *Betula brongniartii* Ett., *Alnus alnifolia* (Goepf.), *Vitis nathorstii* Krisht. [1]. Верхняя часть нижней подсвиты представлена чередующимися мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, развитыми на юго-восточном и северо-западном крыльях горного массива. Общая мощность нижней подсвиты ундал-уменской свиты на горах Имыней оценена В. И. Волобуевой в 680 - 1050 м [1].

На западном борту Имликинского прогиба на Анольской площади пробурена скважина № 30 (см. рис. 1). В интервале глубин 40 - 1602 м скважина вскрыла две толщи: нижнюю конгломератовую (мощность 432 м) и верхнюю конгломерато-песчаниковую. В песчаниках установлена слабая примесь пирокластического материала. В палеонтологическом отношении эти породы являются практически "немыми"; лишь на глубинах 952 - 962 м и 1387 - 1392 м в керне обнаружены единичные экземпляры *Haplophragmoides* cf. *laminatus* Volosh. и *Cassidulina* cf. *minima* Kobl. (определения В. Т. Крымсаловой). По нашему мнению, обе указанные толщи входят в состав нижней подсвиты ундал-уменской свиты.

В **Усть-Хатырской подзоне**, соответствующей взброшенному тектоническому блоку, неогеновые породы не встречены.

Маллэнская подзона. К нижнему миоцену относится верхняя часть маллэнской свиты и целиком нижняя подсвита ундал-уменской свиты, в то время как верхняя подсвита ундал-уменской свиты может иметь более молодой (ранне-среднемиоценовый) возраст [4]. По данным Ю. Б. Гладенкова с соавторами, миоценовые пачки маллэнской свиты сложены преимущественно чередующимися массивными неслоистыми, комковатыми и плохо отсортированными ("мусорными") песчаниками. Породы охарактеризованы ископаемыми моллюсками *Macoma osakaensis* L. Krisht., *M. simizuensis* L. Krisht., *Mytilus miocenium* L. Krisht., *Clinocardium esutoruensis* (L. Krisht), *Yoldia chojensis* Sim. и др. (полные списки приведены в [1, 4]). В комплексе фораминифер доминирующую роль играет вид *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.). Наряду с известными в палеогеновых пачках маллэнской свиты представителями родов *Cyclammina*, *Haplophragmoides* и *Budashevella* в миоценовой части свиты обнаружены фораминиферы *Perfectononion incertaeformis* V. Kuzn., *P. praecinctus* V. Kuzn., *P. aff. incertus* (Will.), *Astrononion* aff. *hamadaensis* Asano, *Elphidiella tumiensis* V. Kuzn., *Melonis tumiensis* V. Kuzn., характерные для моржовской свиты на востоке Хатырской впадины.

Мощность миоценовой части маллэнской свиты приближается к 2000 м, а общая мощность маллэнской свиты оценивается в 7500 м или более. Эти "аномальные" величины, основанные на данных непосредственных замеров мощностей и углов падения пластов в обнажениях, долгие годы являются предметом споров ряда геологов, которых, по понятной причине, смущает такая мощность осадков, имеющих весьма ограниченное распространение. Достаточно убедительное объяснение природы этой "кажущейся" мощности маллэнской свиты дано Ю. Б. Гладенковым [4]. Не останавливаясь на подробностях, отметим, что в указанной работе обосновывается предположение о том, что породы маллэнской свиты на данном участке слагают "своеобразный конус выноса" крупного палеоводотока с характерными для него комплексами бокового наращивания, которые, подвергнувшись позднее тектоническим дислокациям, в современном эрозионном срезе дают искаженное представление об их истинной толщине.

На правом берегу реки Хатырка по долине ручья Итунейвеем отработан только один сейсмический профиль МОГТ, проходящий примерно по границе развития осадков маллэнской и ундал-уменской свит вдоль простирания пластов этих отложений. Суммарная мощность "слоистого разреза" на этом профиле оценивается примерно в 4,5 - 5 км.

Если учесть тот факт, что преимущественно алевроглинистым отложениям типа ионайской свиты (а, следовательно, и подобной ей ольховской) обычно свойственна хаотическая волновая картина, этот "слоистый разрез" следует отнести целиком к маллэнской свите.

В рассматриваемой подзоне на маллэнской свите залегают отложения ундал-уменской, которые, как и на левобережье р. Хатырка, разделяются на две подсвиты. Нижняя подсвита, относимая полностью к нижнему миоцену [4], сложена конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу массивными песчаниками с линзами и прослоями гравелитов. В верхах подсвиты известны моллюски *Taras gouldi sertunayensis* (Kogan), *Mya truncata* L., *M. karaginskiensis* Khark., *Tellina chibana* (Yok.). Мощность нижней подсвиты, по различным оценкам, 450 - 630 м.

В заключение отметим, что примесь туфогенного материала в породах нижнего миоцена зарегистрирована только в разрезах скважин (№№ 32, 33, 35, 30). Это, видимо, объясняется тем, что при изучении отложений, обнаженных на поверхности, детальные петрографические исследования осадочных пород почти не производились, и геологи ограничивались макроскопическим описанием разрезов.

НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ МИОЦЕН

Нерасчлененные отложения нижнего-среднего миоцена выделяются в разрезах Восточной и Западной фациальных зон и залегают на подстилающих их нижнемиоценовых породах согласно. В целом, время формирования данных отложений соответствует эпохе ранне-среднемиоценового климатического оптимума.

Подзона Русакова. В скважине № 32 на Янракоимской площади на песчаниках моржовской свиты согласно залегают частично размытая пачка слабо уплотненных мелкозернистых песчаников, включающих 13 пластов диатомовых глинисто-кремнистых алевролитов мощностью от 1 до 8 м. Эта пачка выделяется в интервале глубин 835 - 988 м и предварительно названа береговой толщей. В соседней скважине № 33 береговая толща полностью размыта, что отчетливо подтверждается на сейсмических разрезах.

В диатомовых алевролитах В. П. Болдыревой установлен комплекс диатомовых водорослей, в котором доминируют *Trochosira concava* Sheshuk., *Cosmiodiscus insignis* Jouse, *Actinocyclus ehrenbergii* Ralf., *Stictodiscus kittonianus* Grev., *Goniothecium tenue* Brun., *Pseudotriceratium notabile* (Korotk.) Gles., *Kisseleviella carina* Shechuk., *K. ezoensis* Akiba. В качестве сопутствующих видов выступают *Stephanopyxis petaliformis* Dolm., *St. convexus* Dolm., *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Stictodiscus convexus* Dolm.,

Chaetoceros fossilis Jouse, *Ch. rotundus* Dolm., *Pseudotriceratium chenevieri* Maist., *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Sceptroneis caducea* Ehr. и др. Характерной особенностью данного комплекса является присутствие в большом количестве *Kisseleviella carina* при полном отсутствии представителей рода *Denticulopsis* и вида *Actinocyclus ingens* Rattr. В Японии такой комплекс диатомей с *Kisseleviella carina* при отсутствии *Denticulopsis* отвечает нижнемиоценовой зоне [8]. Как указано выше, в верхах отложений, подстилающих береговую толщу, появляется пыльца субтропической растительности, указывающая на этап отчетливого потепления. С учетом этого факта рассматриваемую толщу можно отнести к нижнему миоцену.

Майнопильгинская подзона. В этой подзоне, как и в соседней Ленинградской (см.рис. 2), отложения нерасчлененного нижнего-среднего миоцена объединяются в ваамочкинскую свиту. На Майнопильгинской площади эта свита полностью вскрыта в скважине № 35 (см.рис.1) в интервале 1560 - 2185 м; кроме того, верхи свиты, видимо, вскрываются в призабойной части структурной скважины МП-8 на глубинах более 1000 м.

В скважине № 35 ваамочкинская свита сложена темно-серыми глинистыми алевролитами и аргиллитами, включающими пачки и отдельные пласты песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Наиболее мощная пачка таких псаммито-псефитовых пород встречена на глубине 2055 - 2143 м. Несколько песчано-конгломератовых пластов толщиной от 2 до 5 м присутствуют в интервале 1870 - 1960 м и близ кровли свиты. С учетом установленного по сейсморазведочным данным угла наклона этих отложений на восточном борту Ленинградского прогиба реальная мощность ваамочкинской свиты не превышает 600 м.

Основную роль в комплексе фораминифер, обнаруженных в породах ваамочкинской свиты, играют *Asteroammonia takanabensis* (Ishizaki) (до 235 экземпляров на 150 - 200 г породы), *A. katangliensis* Volosh., *Ammonia japonica* Hada, *Eggerella tumiensis* Volosh., *Euvvegerina peregrina* (Cushman), *E. auberiana* (Orb.), *Ammomarginulina plana* Volosh., *Trochammina pacifica* Cushman, *Plectina nipponica* Asano, *Haplophragmoides indentatus* Volosh., а также имеющие реликтовый характер *Cyclammina pacifica* Beck, *C. pilvoensis* Volosh., *Ammomarginulina matchigarica* Volosh., *Bathysiphon edurus* Volosh. Диатомовые водоросли обнаружены только в одном образце на глубине 1708 - 1710 м и представлены единичными экземплярами *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs, *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Arachnoidiscus ehrenbergii* Ralfs, *Goniothecium tenue* Brun., *Actinoptychus undulatus* (Bail) Ralfs (определения Т. Л. Невретдиновой).

Ленинградская подзона. На западном борту Ленинградского прогиба на Угловой площади отложения ваамочкинской свиты почти полностью (за вычетом четвертичных пород) слагают разрезы всех пробуренных скважин: №№ 3, 5, 6, 37, 38, УК-1, УК-2, УК-3, УК-4 (см.рис. 1). На максимальную мощность ваамочкинская свита вскрыта самой глубокой скважиной № 37, достигшей забоя 2175 м. Разрез этой скважины в его нижней половине представлен чередующимися песчано-алевролитовыми и песчано-гравелитовыми пачками и венчается толщей аргиллитоподобных глин, располагающейся в интервале глубин 54 - 1038 м. Бурением установлена высокая фациальная изменчивость данных отложений. В частности, установлены факты замещения конгломерато-гравелитовых пластов толщиной 10 - 15 м песчаниками на расстоянии нескольких десятков метров (скв. № 38 и УК-1) и замещение песчано-гравелитовых пачек мощностью более 100 м глинистыми алевролитами на расстоянии 150 м. Например, мощность нижней песчано-гравелитовой пачки, встреченной в скважине № 6 в интервале 1544 - 1752 м, сокращается в скважине № 37 до 70 м. В связи с такой литологической изменчивостью надежная корреляция разрезов скважин Угловой площади по каротажу в большинстве случаев невозможна.

В разрезах всех указанных скважин установлен единый комплекс фораминифер, представленный обильными *Asteroammonia takanabensis* (Ishizaki), *Ammonia japonica* (Hada), *A. nipponica* (Asano), *Epistominella pacifica* (Cushman), *Elphidiella simplex* Volosh., *E. tenera* (Volosh. et Bor.), *Islandiella umbonata* (Volosh.), *Ammomarginulina plana* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *Bathysiphon edurus* Volosh., *Asanospira carinata* (Cushman. et Renz) и др. Наряду с вышеперечисленными бентосными формами в отложениях этого уровня изредка встречаются представленные единичными экземплярами виды планктонных фораминифер *Sphaeroidina variabilis* Reuss, *Globigerina trilocularis* Orb., *G. cf. bulloides* Orb.

В целом, для разрезов ваамочкинской свиты Майнопольгинской и Ленинградской подзон следует отметить массовое развитие теплолюбивых видов рода *Ammonia*, появившегося в конце раннего миоцена и получившего широкое развитие в среднемиоценовых осадках Сахалина, Камчатки и Чукотки [2, 3, 5, 6].

В **Центральной зоне** отложения, соответствующие уровню миоценового климатического оптимума, не установлены. В пределах **Западной зоны** к возрастным аналогам ваамочкинской свиты условно отнесены отложения верхней подсвиты ундал-уменской свиты, известные в Имликской и Маллэнской подзонах.

Имликинская подзона. К отложениям верхнего и низов среднего миоцена отнесены отложе-

ния, развитые на юго-восточном и северо-западном склонах гор Имынэй. На северо-западном склоне "верхняя ундал-уменская подсвита" сложена конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов общей мощностью около 800 м. На юго-восточном крыле горного массива эти отложения представлены преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и конгломератов [1].

В обнажениях алевро-песчаных пород собран богатый комплекс ископаемых моллюсков, насчитывающий, с учетом сборов всех лет (Ю. Б. Гладенков, А. Е. Мохов, Н. В. Устинов, В. В. Донцов, В. И. Волобуева, В. А. Грецкий и др.), более 30 видов. В этом комплексе присутствуют многочисленные *Mya truncata* L., *M. karaginskiensis* Khark., *Macoma osakaensis* L. Krisht., *M. nipponica* (Tok.), *Diplodonta parilis* (Conr.), *Yoldia chojensis* Sim., *Thyasira disjuncta* L. Krisht., *Laevicardium taracaicum* (Yok.) и др. (определения В. И. Волобуевой). Относительно богатый состав малакофауны косвенно подтверждает существование в водоёме благоприятных условий для развития донных организмов, что свойственно эпохе потепления.

Мощность обнажающихся отложений верхней подсвиты ундал-уменской свиты на юго-восточных склонах гор Имынэй, обращенных в сторону оси Имликского прогиба, оценивается в 700 - 720 м [1]. В наиболее погруженной части прогиба, пространственно совпадающей примерно с устьем реки Накепейляк, мощность этих отложений, по данным сейсморазведки, увеличивается минимум в два раза.

Маллэнская подзона. На правом берегу реки Хатырка верхняя подсвита ундал-уменской свиты представлена толщей песчаников и алевролитов суммарной мощностью 980 м [4]. В основании разреза залегает пласт конгломератов толщиной 2 - 3 м.

Авторы статьи [4], расчленив разрез на 4 пачки и дав их литологическую характеристику, отмечают, что "...по всему разрезу собран большой комплекс двухстворчатых и брюхоногих моллюсков" из представителей родов *Yoldia*, *Taras*, *Macoma*, *Tellina*, *Cardita*, *Panope*, *Mya*, *Turritella* и др. В верхах свиты обнаружены отпечатки относительно теплолюбивых *Fagus*. Отложения отнесены к нижнему миоцену (возможно, с самыми низами среднего).

СРЕДНИЙ МИОЦЕН

Маломощные отложения, датированные только средним миоценом, выделены в Восточной структурно-фациальной зоне на Янракоимской и Майнопольгинской площадях.

Подзона Русакова. В разрезах скважин № 32 и № 33 Янракоимской площади на размывтой поверхности подстилающих отложений с угловым несогла-

сием, установленным по сейсморазведочным данным, залегает толща слабо уплотненных зеленовато-серых неслоистых песчаников, включающих пропластки алевролитов и комковатых вязких глин. Мощность этой пачки, названной "кайпыльгинской толщей", изменяется от 97 м в скважине № 33 до 139 м в скважине № 32.

Палеонтологическими остатками толща почти не охарактеризована. Фораминиферы в керне и шлеме отсутствуют. Лишь в скважине № 32 в интервале глубин 702 - 798 м в породах обнаружены немногочисленные панцири диатомовых водорослей, среди которых чаще других встречаются *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. symbalophorus* Grun., *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs (определения В. П. Болдыревой). Отмечено присутствие единичных экземпляров *Kisseleviella carina* Sheshuk. - вида, исчезающего в первой половине среднего миоцена [8].

Кайпыльгинская толща залегает на отложениях эпохи ранне-среднемиоценового климатического оптимума и перекрывается осадками среднего-верхнего миоцена с характерным для этого возраста комплексом диатомей (см. ниже).

Майнопыльгинская подзона. В разрезе структурной скважины МП-3 глубиной 585 м, пробуренной на восточной окраине Майнопыльгинской площади (см.рис. 1), в интервале глубин 95 - 585 м вскрыта толща слабо сцементированных конгломератов с прослоями песчаников, глин и тонкими пропластками углей. В тонкообломочных породах обнаружен комплекс диатомей, который отвечает среднемиоценовой зоне *Denticulopsis lauta* [5, 8, 9].

Сходный комплекс диатомей с *Denticulopsis lauta* (Bail.) Sim. установлен на этой же площади в самой нижней части разреза структурной скважины МП-2 глубиной 603 м. Этот разрез целиком сложен светло-серыми кремнистыми глинистыми алевролитами. Появление указанного вида-индекса отмечено на глубине 539 - 598 м.

Представляется, что описанные отложения с "узким" среднемиоценовым возрастом являются нижними элементами (слоями) более широко распространенного в Хатырской впадине литолого-стратиграфического комплекса, относящегося к нерасчлененным среднему-верхнему миоцену. Обращает на себя внимание тот факт, что в более мощных разрезах скважин № 35 и МП-8, пробуренных на западном крыле Майнопыльгинского поднятия, отложения зоны *Denticulopsis lauta* не установлены. Можно предположить, что после перерыва в осадконакоплении и частичного размыва нижележащих отложений эпохи климатического оптимума, установленных на соседней Янракоимской площади, формирование средне-верхнемиоценовой свиты началось на

востоке Майнопыльгинской площади несколько раньше, чем на её западной окраине.

Неясное стратиграфическое положение занимает толща аналогичных светло-серых глинистых кремнистых (диатомовых) алевролитов, вскрытых скважиной МП-1 глубиной 500 м. В интервале 219 - 492 м в этих породах В. П. Болдыревой выделен комплекс диатомей, аналогичный выявленному в скважине МП-3 и также содержащий *Denticulopsis lauta*. В то же время, состав фораминиферовой ассоциации, обнаруженной в породах скважины МП-1, более типичен для ваамочкинской свиты: обилие *Asteroammonia takanabensis* (Ishizaki) в сообществе с *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *Bathysiphon edurus* Volosh., *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Plectina* cf. *nipponica* Asano, *Cyclammina praecancellata* Volosh.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

Нерасчлененные отложения среднего-верхнего миоцена известны только в Восточной фациальной зоне, где они слагают два литологически различных типа разрезов.

Подзона Русакова. В разрезах Янракоимской площади на описанных выше песчаниках кайпыльгинской толщи согласно залегают отложения янракоимской свиты, представленные незакономерно чередующимися песчаниками, конгломератами, алевролитами и глинами при общем преобладании песчаников. Эта свита выделяется в скважинах № 32 и № 33 в интервалах соответственно 407 - 696 и 490 - 908 м. В осевой части прогиба Русакова мощность этого комплекса осадков превышает, по данным сейсморазведки, 1,5 км.

В скважине № 32, более полно охарактеризованной керном, в породах янракоимской свиты встречен комплекс диатомовых водорослей с обилием *Denticulopsis praedimorpha* (Barron ex Akiba), соответствующий зоне *Denticulopsis praedimorpha*. В разрезах неогена северного Хонсю и Хоккайдо эта зона соответствует верхам среднего миоцена [9].

Майнопыльгинская подзона. Средне-верхнемиоценовые отложения объединяются в майнопыльгинскую свиту и выделены в разрезах скважин № 35, МП-6, МП-8, МП-9 и МП-2. Наиболее полный разрез свиты вскрыт параметрической скважиной № 35 в интервале глубин 375 - 1560 м. В основании свиты залегает базальная пачка переслаивающихся конгломератов и песчаников общей вертикальной мощностью 160 м. Наличие такой пачки косвенно подтверждает несогласное залегание майнопыльгинской свиты на подстилающей ее ваамочкинской; на сейсмическом разрезе также наблюдается неотчетливое срезание пластов ваамочкинской свиты вышележащими слоями. Вся вышележащая часть майнопыльгинской

свиты представлена однородными светло-серыми глинисто-кремнистыми (диатомовыми) алевролитами и алевроитистыми кремнистыми (диатомовыми) аргиллитами. Наиболее обогащена диатомовой флорой средняя часть разреза на глубине 650 - 1250 м: в отдельных образцах остатки водорослей составляют до 20 - 40% объема пород. В остальных частях майнопыльгинской свиты содержание диатомей обычно не превышает первых процентов. Перечисленные выше структурные скважины с условным индексом "МП", глубины которых колеблются от 304 до 1112 м, вскрывают отдельные фрагменты майнопыльгинской свиты.

В породах майнопыльгинской свиты выявлен богатый комплекс морских диатомовых водорослей, насчитывающий более 100 видов (определения В. П. Болдыревой). Доминируют в этом комплексе *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Thalassiosira manifesta* Sheshuk., *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *St. turris* (Grev. et Arn.) Ralfs, *Actinocyclus ingens* Rattr., *Act. ehrenbergii* Ralfs, *Pterotheca kittoniana* v. *kamtschatica* Gapon., *Pt. subulata* Grun., *Rhizosolenia styliformis* Bright., *Goniothecium tenue* Brun, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Diocladia capreolus* Ehr., *Denticulopsis praedimorpha* (Barron ex Akiba), *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Sim. и др. Наряду с перечисленными планктонными формами отмечается обилие сублиторальных видов рода *Melosira*, бентосных *Actinoptychus*, *Rhabdonema*, разнообразие представителей родов *Cocconeis*, *Grammatophora*, *Pseudopyxilla* и др., а также присутствие силикофлагеллят. В целом, комплекс диатомовой флоры характеризует зону *Denticulopsis praedimorpha*, отвечающую верхней части среднего миоцена [9].

Редкие ископаемые моллюски представлены видами *Macoma optiva* (Yok.), *Natica oregonensis* Conrad, *Nuculana crassatelloides* Laut., *Yoldia gratiosa* Yok., *Y. karaginskiensis* Glad. (определения В. И. Волобуевой). В комплексе фораминифер доминируют *Ammomarginulina plana* Volosh., *Nonionella miocenica* Cushm., *Epistominella pacifica* (Cushm.), *Islandiella sulcata* (Volosh.), *I. excavata* (Volosh.), *Buccella citronea* Leon., *B. subconica* Budash. Приведенные виды моллюсков и фораминифер свидетельствуют о средне-позднемиоценовом возрасте майнопыльгинской свиты.

ПЛИОЦЕН

В известных разрезах плиоценовых осадков выделяются толщи двух различных стратиграфических уровней. Первый из них тяготеет к миоцену и предположительно относится к нижнему плиоцену, верхний уровень отвечает концу плиоцена и захватывает нижний плейстоцен.

НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН

Подзона Русакова. В разрезах скважин №№ 32 и 33 выделяется русаковская толща, залегающая на миоценовых отложениях без видимого несогласия. Нижняя часть толщи представлена слабо сцементированными конгломератами с прослоями песчаников и глин. Вверх по разрезу роль конгломератов снижается. Мощность русаковской толщи увеличивается от скважины № 32 к скважине № 33 от 357 до 433 м. В скважине № 33 в песчано-глинистых породах на глубине 100 - 430 м В. П. Болдыревой установлен смешанный комплекс морских и пресноводных диатомовых водорослей. Присутствие в этом комплексе видов - представителей родов *Thalassiosira*, *Actinocyclus* и *Bacterosira*, а также обилие пресноводных форм молодого облика позволили ей отнести вмещающие отложения к плиоцену [5].

Майнопыльгинская подзона. На Майнопыльгинской площади в мелкой структурной скважине МП-10 в интервале глубин 60 - 339 м вскрыты зеленовато-серые песчаники с прослоями глин, в которых обнаружены диатомовые водоросли *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse, *Th. antiqua* Cl., *Th. decipiens* (Grun.) Jorg., наиболее характерные для плиоцена. Такая же толща песчаников, названная трехреченской, опознается в верхах разреза скважины № 35 в интервале 30 - 375 м.

По данным сейсморазведки, мощность отложений, соответствующих русаковской и трехреченской толщам, в осевых частях прогиба Русакова и Ленинградского прогиба возрастает до 1 км.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН - НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения, относимые к верхнему плиоцену - нижнему плейстоцену, известны в нескольких скважинах Майнопыльгинской и Ленинградской подзон.

Майнопыльгинская зона. В ряде структурных скважин Майнопыльгинской площади в верхах разрезов под маломощным (обычно 20 - 35 м) чехлом собственно четвертичных осадков на отложениях различного возраста (от верхнего эоцена в скважине МП-5 до нижнего плиоцена в скважине МП-10) залегают пачка глин мощностью от 10 до 60 м. Эта пачка встречается в скважинах МП-3, МП-4, МП-5, МП-6 и МП-10. В глинах обнаружены мелководные фораминиферы *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *C. subarcticum* (Cushm.), *Protoelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidiella gorbunovi* (Stschedr.), *Buccella frigida* (Cushm.), *Saidovella nagaoi* (Asano), имеющие широкое распространение в плиоцен - плейстоценовых отложениях Дальнего Востока [2, 10].

Комплекс диатомовой флоры, выделенный В. П. Болдыревой из пород этой пачки в разрезе сква-

жины МП-3 (глубина 78 -82 м), представлен преимущественно *Thalassiosira gravida* Cl., *Th. nordenskioldii* Cl., *Th. hyalina* Grun., *Porosira glacilis* (Grun.) Jorg., *Actinocyclus divisus* (Grun.), *Bacterosira fragilis* Grun., *Cocconeis costata* Greg. с сопутствующими им *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Denticulopsis seminae* f. *fossilis* (Schradler) Sim. и др. По мнению В.П. Болдыревой, отложения, вмещающие этот комплекс, могут быть отнесены к позднеплиоценовым - раннечетвертичным осадкам [5].

Ленинградская подзона. Аналогичные глины встречены в скважине ВК-1 Ваамочкинской площади в интервале 30 - 76 м. Эти глины залегают на дислоцированных отложениях верхнего эоцена и содержат комплекс диатомовой флоры, сходный с вышеописанным. В этих же породах обнаружены фораминиферы *Retroelphidium clavatum* (Cushman) и *Criboelphidium goesi* (Stschedr.).

Маломощные пачки тонкополосчатых глин с *Retroelphidium clavatum* (Cushman), лежащие на размывтой поверхности ваамочкинской свиты на глубинах 25 - 40 м, встречены также на Угловой площади в скважинах УК-1 и УК-4.

В более западных районах Хатырской впадины плиоценовые осадки встречены, по данным В. И. Волобуевой, только в западной части Имликинской подзоны на побережье Берингова моря. На непротяженном участке берегового обрыва высотой до 15 - 20 м обнажены косослоистые пески, в которых встречены диатомовые водоросли *Thalassiosira gravida* Cl., *Th. sabelinae* Jouse [4].

Четвертичные (плейстоцен-голоценовые) отложения Хатырской впадины, представленные осадками аллювиального, делювиального, водно-ледникового, озерно-болотного и прибрежно-морского генезиса, изучены очень слабо. Мощность четвертичных отложений в наземной части бассейна, по данным бурения и геологической съемки, невелика и, как правило, не превышает 20 - 30, изредка 50 - 60 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для палеогеновых и неогеновых отложений рассматриваемого района, представляющего собой узкую предгорную часть Хатырского бассейна (его северный наземный сегмент), характерна высокая фациальная изменчивость разрезов. Устанавливается отчетливая фациальная зональность кайнозойских образований, поперечная по отношению к линии горного обрамления и берегу Берингова моря. Выделены три основные зоны, которые подразделены на несколько фациальных подзон. Для каждой из подзон характерен свой литологический тип третичного разреза. По результатам изучения скважин, пробуренных в Хатырской впадине, и их увязки с разрезами разобщенных обнаженных участков предлагается

корреляционная стратиграфическая схема кайнозойских отложений (таблица). В целом, предложенная схема представляет собой систему корреляции одно-возрастных литолого-стратиграфических подразделений, развитых в различных фациальных зонах и подзонах.

Как для неогеновых, так и для палеогеновых отложений Хатырской впадины характерны богатые и разнообразные комплексы ископаемых представителей органического мира. В условиях указанной фациальной изменчивости, затрудняющей и иногда исключающей использование приемов лито- и сейсмо-стратиграфии, биостратиграфический метод явился наиболее надежным инструментом для корреляции этих отложений и построения (совместно с материалами сейсморазведки и геологического картирования) геологической модели северной части Хатырского бассейна.

В нижней части палеогенового разреза на локальных участках установлено присутствие маломощных палеоценовых и среднеэоценовых отложений, охарактеризованных находками в керне скважин планктонных и бентоносных фораминифер. Предполагается, что палеоценовые породы относятся к складчатому основанию бассейна, наращивая разрез верхнемеловых образований. Среднеэоценовые отложения входят в состав кайнозойского осадочного комплекса, залегающего на верхнемеловом и, видимо, палеоценовом основании с резким угловым несогласием.

Вышележащая часть разреза палеогеновых отложений и неогеновые осадки подразделяются на несколько крупных литолого-стратиграфических комплексов, возраст которых обоснован ископаемыми фораминиферами, диатомовыми водорослями и моллюсками: (снизу вверх):

-терригенные, иногда туфогенно-терригенные отложения верхнего эоцена-олигоцена;

-туфогенно-терригенные осадки нижнего миоцена;

-терригенные и иногда кремнисто-терригенные породы нерасчлененного нижнего-среднего миоцена, накопление которых происходило в условиях климатического оптимума;

-терригенные и кремнисто-терригенные осадки среднего-верхнего миоцена, залегающие на подстилающих образованиях с отчетливым несогласием;

-нижнеплиоценовые осадочные разнообломочные породы;

-тонкие пачки верхнеплиоценовых - нижнеплейстоценовых глинистых отложений, несогласно лежащих на породах различных стратиграфических уровней.

Таблица. Стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений наземной части Хатырского бассейна

Возраст	Горизонт	A	ЗАПАДНАЯ			ЦЕНТРАЛЬНАЯ	ВОСТОЧНАЯ			
		B	Маллэнская	Усть-Хатырская	Имликинская		Ленинградская	Майнопольгинская	Русакова	Этерет
		C	Обнажения	Скв.31	Скв.30, обнажения	Обнажения, скв. ОК-1, 2,3, КК-1	Скв. 6,37,38 УК-1...4, ВК-1	Скв. 35,36 МП-1,2,3...10	Скв. 32,33	Обнажения
Верхний плиоцен-нижний плейстоцен				Пески, 0-20 м		Глины, 0-46 м	Глины, 0-60 м			
Нижний плиоцен	Русаковский						Трехреченская толща. Песчаники, глины 345 м	Русаковская толща. Конгломераты, пески. 357-433 м		
Средний-верхний миоцен	Янракоимский						Майнопольгинская свита. Кремнистые (диатомовые) алевролиты, конгломераты. 1185 м	Янракоимская свита. Песчаники, алевролиты, глины, конгломераты. 428-515 м		
Нижний-средний миоцен	Ваамочкинский	Верхняя ундал-уменская подсвита. Песчаники, алевролиты конгломераты 980 м		Верхняя ундал-уменская подсвита. Песчаники, алевролиты конгломераты. 700-800 м		Ваамочкинская свита. Песчаники, глины, гравелиты. > 2120 м	Ваамочкинская свита. Аргиллиты, конгломераты. 625 м	Береговая толща. Кремнистые (диатомовые) алевролиты, песчаники. 0-153 м		
Нижний миоцен	Моржовский	Нижняя ундал-уменская подсвита. Конгломераты, песчаники. 450-630 м		Нижняя ундал-уменская подсвита. Конгломераты, песчаники. 680-1560 м	Нижняя ундал-уменская подсвита. Конгломераты, песчаники. 300 м	?	Моржовская свита. Конгломераты, туфогенные песчаники. > 1128 м	Моржовская свита. Туфогенные песчаники, гравелиты. 758-783 м	Моржовская свита. Песчаники, гравелиты. 850-1000 м	
		Маллэнская свита								
Верхний эоцен-олигоцен	Ионайский	Песчаники, алевролиты конгломераты до 5000 (?) м	Ионайская свита	Анольская свита. Песчаники. 597 м	Хайдинская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты. 1100-2200 м	Ионайская свита. Алевролиты, песчаники. > 380 м	Ионайская свита. Алевролиты, песчаники, аргиллиты. > 1890 (?) м	Ионайская свита. Алевролиты, туфогенные песчаники, аргиллиты. 645-733 м	Верхняя ретырвеемская подсвита.	
		Ольховская свита. Алевролиты, конгломераты. 1000 м		Ионайская свита. Алевролиты. > 865 м	Ионайская свита. Алевролиты. > 800 м				Песчаники, гравелиты, угли. 350-400 м	
Средний олигоцен					?			Веткинская толща. Туфы, туфопесчаники 80-100 м	Нижняя ретырвеемская подсвита. Песчаники, 600-700 м	
Палеоцен					Аргиллиты. > 170 м					

Примечание. (А - наименования структурно-фациальных зон, В - наименования фациальных подзон, С - источники информации). В разрезах скважин показаны вертикальные мощности стратиграфических подразделений (без учета углов падения).

На отдельных локальных участках встречаются маломощные толщи осадков, недостаточно четко соответствующие по возрасту изложенной схеме и представляющие собой, очевидно, отдельные фрагменты перечисленных крупных комплексов.

По мнению авторов, степень палеонтологической изученности кайнозойских отложений позволяет в настоящее время предложить выделение в палеогене и неогене Хатырской впадины стратиграфических горизонтов, которые объединили бы гетерофациальные образования всех фациальных зон и подзон.

Попытка выделения горизонтов была предпринята В. И. Волобуевой [1] еще в конце 70-х гг: в пределах рассматриваемого района ею были предложены "маллэнский горизонт" (олигоцен), объединивший маллэнскую, ионайскую, хайдинскую свиты и свиту этерет, и миоценовый "ундал-уменский горизонт". При этом В. И. Волобуева опиралась только на материалы изучения обнаженных участков, приуроченных преимущественно к западной и центральной частям Хатырской впадины. За прошедшие 20 лет степень изученности района существенно возросла. В прибрежной полосе суши пробурены 33 скважины и выполнены сейсморазведочные работы, выявившие существенные, ранее неизвестные особенности глубинной структуры бассейна. В восточной части впадины на Янракоимской площади пробурены две глубокие скважины, вскрывшие относительно полный разрез кайнозойского осадочного чехла и его верхнемеловое основание. Дополнительное изучение обнажений, в котором приняла участие и В. И. Волобуева, изменили представления о возрасте отдельных свит и толщ: в частности, расширились возрастные рамки маллэнской свиты, свиты этерет и др. [4]. В настоящее время предложенные горизонты и их наименования, возникшие на базе изучения прежде всего разрезов правобережья р. Хатырка, представляются неудачными. Очевидно, в качестве основного опорного разреза кайнозоя в Хатырской впадине следует принять разрез Янракоимской площади, последовательно сопоставляя с ним разрезы западных зон и подзон.

В связи с вышеизложенным перечисленные выше стратиграфические подразделения предлагается соотносить с горизонтами следующих наименований:

-ионайский горизонт (верхний эоцен-олигоцен), развитый в Хатырской впадине повсеместно и объединяющий собственно ионайскую свиту (во всех ее известных разрезах), верхнюю ретырвеемскую подсвиту [4], хайдинскую свиту (в объеме нижней и средней подсвит В.И.Волобуевой [1]), анольскую, ольховскую свиты и нижнюю (основную) часть маллэнской свиты;

-моржовский горизонт (нижний миоцен), в который входят моржовская свита Восточной фациальной зоны, нижняя подсвита ундал-уменской свиты более западных участков и верхняя часть маллэнской свиты;

-ваамочкинский горизонт (верхи нижнего - низы среднего миоцена), соответствующий эпохе климатического оптимума и объединяющий частично размытую береговую толщу Янракоимской площади, ваамочкинскую свиту Мыйнопыльгинской и Ленинградской фациальных подзон и, вероятно, верхнюю подсвиту ундал-уменской свиты в Западной фациальной зоне;

-янракоимский горизонт (средний-верхний миоцен) в объеме кайпыльгинской толщи и янракоимской свиты Янракоимской площади и майнопыльгинской свиты в одноименной подзоне; к этому горизонту относятся также фрагменты собственно среднемиоценовых терригенных и кремнистых осадков, известных в разрезах нескольких мелких скважин на Майнопыльгинской площади;

-русаковский горизонт (нижний плиоцен), объединяющий русаковскую и трехреческую толщи соответственно подзоны Русакова и Майнопыльгинской подзоны.

Уровень изученности среднеэоценовых отложений, известных лишь на востоке рассмотренного района (нижняя ретырвеемская подсвита Ю.Б.Гладенкова [4] и веткинская толща туфогенных пород в основании палеогенового разреза на Янракоимской площади), к сожалению, явно недостаточен для процедуры выделения соответствующего горизонта как основной региональной единицы стратиграфической схемы. Это же относится и к позднеплиоценовым-плейстоценовым осадкам, изученность которых неудовлетворительна, а роль в наземных разрезах явно незначительна.

Как указано выше, в разрезе кайнозойского осадочного чехла зафиксированы отчетливые границы региональных угловых несогласий: в подошве среднеэоценовых отложений, между образованиями ваамочкинского и янракоимского горизонтов и, наконец, в подошве позднеплиоценовых-нижнеплейстоценовых слоев. Эти несогласия отражают три основных кайнозойских этапа тектонической перестройки района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корьякского нагорья. М., 1979. С.11-57.
2. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.Недра, 1970. 302 с.
3. Волошинова Н.А., Леоненко Л.С. Палеоэкология фора-

- минифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск, 1973. С.7-45.
- 4.Гладенков Ю.Б., Волобуева В.И., Митрофанова Л.И. Третьичные толщи Нижнехатырского прогиба (Корякское нагорье)// Изв.АН СССР, сер.геол. 1985. № 3. С.77-93.
5. Митрофанова Л.И., Болдырева В.П. Расчленение и корреляция разрезов неогеновых отложений Северо-западной Пацифики (Хатырский прогиб) // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток, 1989. С.34-47.
6. Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М., 1978. С.5-86.
- 7.Серова М.Я., Волобуева В.И., Устинов Н.В. Палеоген Корякского нагорья (ионайская свита)//Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока. Владивосток,1977. С. 86-96.
- 8.Akiba F., Ianagisawa I., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima area, Miyagi prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1982. 01.35/5. P.215-239.
- 9.Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Main Results of the North Pacific Diatom Biostratigraphy and Paleogeography Based on ODP Leg 145 Materials. Proc Sixth Intern. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP - 355: Neogene evolution of Pacific: biotic, oceanographic and tectonic development. Nishimura S., Utomo E.P., Tsuchi (eds.). Kyoto Ist. of Natural History Co, Ltd. Japan 1996. P.2-7.
- 10.Matoba Y. Younger Cenozoic Foraminifera assemblages from the Choshi District. Chiba Prefecture // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. Geol. 1967. V.38, N 2. P.221-263.

Поступила в редакцию 27 апреля 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

D.I.Agapitov, L.I.Mitrofanova

Stratigraphy of Neogene deposits from the Khatyrka basin (Chukotka)

Under discussion are the problems of stratigraphic division and correlation of Neogene deposits, widespread in the subaerial part of the Khatyrka basin and making up the upper portion of its sedimentary cover. The Neogene rocks were penetrated by 23 parametric, prospecting and structural holes, and are partly exposed on the surface. The Neogene sections are distinguished by deposits of the Lower Miocene, non-stratified Lower-Middle Miocene, Middle Miocene, non-stratified Middle and Upper Miocene, Lower Pliocene, and non-stratified Upper Pliocene – Lower Pleistocene. A draft is suggested of a correlation stratigraphic scheme for Neogene deposits, and discrimination is made of 'horizons' as taxonomical units linking lithologo-stratigraphic subdivisions of Cenozoic sedimentary sections of all structural-and-facial zones and subzones of the sedimentary cover.

ЮБИЛЕИ

70-ЛЕТИЕ ВАСИЛИЯ ФЕОФАНОВИЧА БЕЛОГО

“Основной целью науки я считаю приобретение знаний новых фактов о реальных вещах и точное их изложение, а не согласование с той или иной гипотезой”.

А.Н. Заварицкий

19 февраля 1999 г. исполнилось 70 лет Василию Феофановичу Белому - доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному- деятелю науки РСФСР.

Свою геологическую деятельность он начал как геолог - съемщик на производственных студенческих практиках в Средней Азии, продолжил ее в верховьях р. Индигирки, куда прибыл в 1953 г. по распределению в Дальстрой, затем на «белых пятнах» Чукотки и, наконец, целенаправленно систематически картируя многие районы ОЧВП вдоль его простирания от Чукотского п-ова до окрестностей г. Магадана.

В.Ф.Белый - крупный ученый, специалист в области палеовулканологии, региональной геологии Северо-Востока Азии, тектоники и стратиграфии, автор около 200 научных трудов. Наиболее известны его работы, посвященные геологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Мировую известность получили монографии “Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” и “Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” (Москва: Наука, 1977, 1978) а также “Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” м-ба 1:1500 000 (при участии И.Н.Котляра и А.П.Милова, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977). Широко рассматривая вопросы геологии ОЧВП, В.Ф.Белый наметил решения некоторых кардинальных общенаучных проблем. Здесь можно отметить обоснование представлений о скоротечности вулканических явлений геологического прошлого, что хорошо согласуется с результатами исследований современного вулканизма, морфогенетическую систематику структур вулканических полей, эмпирическое обобщение о формах связи вулканоструктур с периферическими магматическими очагами. Все это позволило ему обозначить задачи структурной палеовулканологии как особого раздела структурной геологии.

Формационный анализ магматических образований ОЧВП, выполненный на новом фактологическом материале, их историко-геологическое и структурно- палеовулканологическое сопоставление с естественными ассоциациями изверженных пород Тихоокеанского сегмента Земли позволило В.Ф.Белому сделать обобщения, последние из которых опубликованы в 1994 - 1998 гг., о геологии окраинно-континентальных вулканогенных поясов в этом сегменте в целом, об их соотношениях с островодужными системами, связи их происхождения с формированием второго слоя земной коры Тихого Океана.

Два аспекта палеовулканологии привлекают особое внимание В.Ф.Белого в последние годы. Это, во-первых, ультраосновной вулканизм и связанные с этим спорные проблемы происхождения плутонических ультраосновных пород; во-вторых, импактогенез, который он рассматривает как эндогенное вулканическое явление, что, наверное, еще более дискуссионно.

В.Ф.Белый неоднократно выступал с докладами на геологических конгрессах и конференциях в СССР (в России и других республиках), в Англии, Австралии, Ю.Корее. Принципиальность, жесткость в отстаивании своего мнения, неприятие любых форм недобросовестного изложения фактического материала сыскали ему широкую известность и уважение в научных кругах, в том числе и среди многочисленных оппонентов.

Учениками В.Ф.Белого защищены две докторские и четыре кандидатские диссертации.

В 1999 г. Ф.Ф.Белый стал консультантом СВКНИИ и переехал в Подмоскowie, где продолжает активно работать над проблемами стратиграфии неморского мела, импактогенеза, ультраосновного магматизма.

Сердечно поздравляем Вас, дорогой Василий Феофанович! Желаем крепкого здоровья и новых творческих успехов !

*Акинин В.В., Вациллов Ю.Я., Гельман М.Л., Гончаров В.И.,
Горячев Н.А., Котляр И.Н., Сидоров А.А., Симаков КВ., Шило Н.А.*

