

Том 14, номер 5
ISSN 0207-4028

Сентябрь - Октябрь 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 14 № 5 1995 Сентябрь - Октябрь

Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
0207-4028

Главный редактор Н.А.Шило
Заместители главного редактора Н.П.Романовский, К.В.Симаков
Ответственный секретарь Г.Л.Кириллова

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов,
И.Н.Говоров, В.И.Гончаров, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Малышев, В.Г.Моисеенко
Л.И.Попеко, К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода(КНР)

Редакционный совет

Е.Н.Бедокуров, В.А.Буряк, Ю.А.Ващилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),
А.Пантелеев (Канада), В.П.Пан, М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР),
П.М.Сычев, В.Б.Троян, Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1995 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN
Vol.14 № 5 1995 September-October

Established in 1982
Periodicity 6 issues in a year
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), I.N.Govorov, V.I.Goncharov,
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshev, V.G.Moiseenko,
L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

Ye.N.Bedokurov, V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krasson (USA),
Liu Guangding (PRC), T.Nozaava (Japan), H.Okada (Japan), V.P.Pan, A.Panteleev (Canada),
W. Patton (USA), S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), P.M.Sychyov, V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1995

СОДЕРЖАНИЕ

Первый рудознатец Востока России (к 100-летию со дня рождения академика С.С.Смирнова)	3
<i>Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В.</i> Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика)	4
<i>Руб М.Г., Руб А.К., Чистякова Н.И., Руб И.А., Кривошеков Н.Н.</i> Ультраосновные щелочные породы Кокшарского массива (Приморье) как потенциальный источник титана	21
<i>Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Раткин В.В., Логвенчев П.И.</i> Изотопия кислорода и серы на серебряно-полиметаллическом месторождении Майминовское, Дальнегорский рудный район (Приморье)	37
<i>Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.</i> Сравнительный анализ дислокаций апт- кампанского вулканогенного и доалтского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения)	46
<i>Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А.</i> Флюидный режим формирования биотитовых гранитов вознесенского комплекса Ханкайского массива по данным изучения включений в кварце	57
<i>Родионов С.М., Сыркин В.К.</i> Экспертная прогнозирующая система "Олово"	63
<i>Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А.</i> Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка)	72
<i>Изосов Л.А., Лю Зин Му, Никитина А.П.</i> Девонские формации Кореи и Приморья	84

Краткие сообщения

<i>Эйриши Л.В.</i> К вопросу о рудном золоте Малого Хингана	94
<i>Сушкин Л.Б.</i> Характерные черты самородных элементов месторождения Кондёр	97
<i>Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г., Дмитрук С.И., Зимин С.С.</i> Кимберлитоподобные алмазонасные породы северной части Ханкайского массива (Приморье)	103
<i>Гурьев Г.А.</i> Лавинная седиментация в карбоне-перми Южного Верхоянья	109
<i>Галкина М.В., Зырянова Г.Г.</i> Эпигенетические изменения смешанослойных глинистых минералов пород дагинского горизонта Монги-Паромайского района Северного Сахалина	116

CONTENTS

The first ore explorer of Russia's East (to Acad.S.S.Smirnov's 100-th birthday anniversary)	3
<i>Melnikov M.E., Shkolnik E.L., Pulyaeva I.A., Popova T.V.</i> Results of the detailed study of oxide ferromanganesian and phosphorite mineralization on IOAN guyot (West Pacific)	4
<i>Rub M.G., Rub A.K., Chistyakova N.I., Rub I.A., Krivoshekov N.N.</i> Ultramafic alkaline rocks of Koksharovsky massif (Primorye) - as potential source of titanium	21
<i>Velivetskaya T.A., Ignatyev A.V., Ratkin V.V., Logvyenchyev P.I.</i> Study of stable isotopes in Maiminovskoye silver-polymetallic deposit, Dalnegorsk ore region (Primorye).....	37
<i>Sorokin B.K., Mitrokhin A.N., Kasatkin S.A.</i> The comparative analysis of dislocations of the Aptian-Campanian volcanogenic and pre-Aptian terrigenous complexes of the Komsomolsk region (The Festivalny deposit)	46
<i>Khetchikov L.N., Pakhomova V.A.</i> Fluidal regime of the formation of biotite granites from the Voznesensky complex of Khanka massif determined by the study of inclusions in quartz	57
<i>Rodionov S.M., Syrkin V.K.</i> Expert forecasting system "Ojovo"	63
<i>Martynov Yu.A., Perepelov A.B., Chashchin A.A.</i> Geochemical typification of basaltoids of the Mutnovsky volcanic field (South Kamchatka)	72
<i>Izosov L.A., Lu Zin Mu, Nikitina A.P.</i> The Devonian formations of Korea and Primorye	84

Brief Communications

<i>Eirish L.V.</i> On gold mineralization of the Lesser Khingan	94
<i>Sushkin L.B.</i> Characteristic feature of native elements, the Konder deposit	97
<i>Gurulev Yu.T., Matyunin A.P., Sakhno V.G., Dmitruk S.I., Zimin S.S.</i> Kimberlite-like diamond-bearing rocks of the North Khanka massif (Primorye)	103
<i>Guryev G.A.</i> Avalanching sedimentation in Carboniferous-Permian of South Verkhoyansk	109
<i>Galkina M.V., Zyryanova G.G.</i> Epigenetic alterations of mixed-layers in the argillaceous cements from the sandy-siltstone rocks of the Daginsky horizon (Mongi-Paromaisky district, North Sakhalin)	116

ПЕРВЫЙ РУДОЗНАТЕЦ ВОСТОКА РОССИИ
(к 100-летию со дня рождения академика С.С.Смирнова)



Академик С.С.Смирнов (центре в первом ряду) с группой геологов Северо-Востока СССР на совещании в Магадане, декабрь, 1944 г.

Первый ряд слева направо: Г.А.Кечек, главный геолог Западного горно-промышленного управления, проф. А.К.Болдырев, зав. лабораторией Геолого-разведочного управления Дальстроя, Н.А.Шило, зам.начальника Северного горно-промышленного управления по геолого-разведке, академик С.С.Смирнов, В.А.Цареградский, начальник Геолого-разведочного управления Дальстроя, М.И.Коничев, главный геолог Северного горно-промышленного управления, А.П.Васьковский, нач. научно-исследовательского отдела Геолого-разведочного управления Дальстроя.

За свою непродолжительную, но яркую жизнь Сергей Сергеевич Смирнов сделал так много в различных областях научной деятельности, что о его профессиональной привязанности можно спорить. Он оставил плеяду своих учеников и последователей, которые развивали, дополняли и использовали в практической деятельности идеи своего учителя. Следует отметить практическую направленность его научных исследований, совпавших во времени с разворотом поисковых и геологоразведочных работ в восточных регионах страны - в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке. Здесь позднее были созданы крупнейшие минерально-сырьевые комплексы.

Среди научных направлений важнейшее место в работах С.С.Смирнова принадлежит геологии месторождений олова. Идеи С.С.Смирнова и его единомышленников отражены в фундаментальной монографии "Геология олова" (Изд. АН СССР, 1947 г.). Большое значение для широкого круга геологов имели работы С.С.Смирнова по теории рудообразования, металлогении, минералогии зоны окисления рудных месторождений, а также отдельных рудных районов.

Развитие идей С.С.Смирнова о прерывисто-пульсационном характере рудообразования способствовало углубленному изучению месторождений, познанию их генезиса, рудообразующих процессов. На их основе происходило формирование научного прогнозирования результатов поисковых работ, оценки выявленных рудопроявлений.

Металлогеническая зональность Тихоокеанского рудного пояса, подмеченная С.С.Смирновым ("Природа", 1946 г., N2), позволила целенаправленно проводить поисковые работы и оценивать их результаты. Для геологов-поисковиков большое значение имели обобщения С.С.Смирнова по зоне окисления сульфидных месторождений, способствовавшие целенаправленному изучению выходов рудных жил и оценки их глубоких горизонтов.

Для редколлегии журнала "Тихоокеанская геология" отродно отметить, что весь круг научных интересов С.С.Смирнова соответствует тематике журнала, и мы считаем за большую честь посвятить большую часть этого номера журнала 100-летию со дня рождения С.С.Смирнова. Он бесспорно был бы одним из наших уважаемых авторов.

М.Е.Мельников, Э.Л.Школьник, И.А.Пуляева, Т.В.Попова

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОКСИДНОЙ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЙ И ФОСФОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ГАЙОТЕ ИОАН (ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА)

Рассматриваются на основе детального изучения с применением комплекса геофизических методов, фотопрофилеирования и большого объема драгирования последние данные по геологическому строению и, главным образом, рудоносности гайота ИОАН (Магеллановы горы, западная часть Пацифики). Приведены сведения по строению рудных корок, конкреций и конкреционно-корковых образований, закономерностям их размещения. Произведено предварительное сравнение с ранее изученным гайотом Батиса (система подводных гор Маркус-Уэйк). Описаны разновидности фосфоритов, встреченных на гайоте, дана их химическая характеристика и кратко намечены условия их образования.

Гайот ИОАН (координаты центра 14°5 с.ш., 156°10 в.д.), расположенный на восточном фланге Магеллановых гор в западной части Тихого океана, в 1991-93 гг. детально изучался в 4-ом и 5-ом рейсах НИС "Севморгеология" ГПП "Дальморгеология", во время которых были выполнены геофизические исследования - гидромагнитная съемка, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в объеме 2700 пог.км, гидролокация бокового обзора (500 пог.км). В 12-ом рейсе НИС "Геолог Петр Антропов" было проведено геологическое изучение и, в основном, фототелевизионное профилирование (всего 1050 пог.км).

Гидромагнитная съемка, НСП и фотопрофилеирование выполнены по сети с интервалом 5 км; на участках детализации фотопрофилеирования наблюдения сгущались до 2,5 км. Гидролокация бокового обзора (ГЛБО) проведена только на наиболее перспективной площади в центральной части гайота по сети 2.5x2.5 км со сгущением до 2.5x1.25 км. Фотопрофили ориентировались вкрест залегания основных структур. Драгирование проводилось на выделенных при анализе фотопрофилей перспективных участках по сети через 2.5 км., со сгущением на отдельных участках до 1.25 км; всего отобрано 188 драг. Прямоточными трубками выполнено 10 станций пробоотбора.

Ранее, в конце восьмидесятых годов, гайот ИОАН изучался, наряду с соседними гайотами, в 9-ом рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" с применением подводных аппаратов. Результаты исследований обобщены в коллективной монографии [2]. По этим данным, гайот сложен вулканитами, в верхней части грубыми базальтовыми брекчиями с карбонатно-фосфатной цементирующей массой, реже вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками и

алевролитами, непосредственно выходящими на поверхность дна. Над плоской вершиной поверхности отмечены рыхлые фораминиферовые осадки (до 100 м мощностью), под которыми предполагалось присутствие известняков. Хотя главной целью этих исследований считалось получение ответа на такие вопросы, как определение выдержанности Fe-Mn корково-рудных тел, оценка устойчивости состава и качества руд по площади, изложенные в работе сведения не были исчерпывающими и недостаточны.

Гайот ИОАН представляет собой горное сооружение с относительно плоской вершиной, длинная ось которого несколько дугобразна (см. рис.1). Видимо, он образован двумя сросшимися вулканическими постройками с различной ориентировкой длинных осей вершинных поверхностей: у западной постройки - в северо-запад-юго-восточном; у восточной - в северо-восток-юго-западном направлениях. Размеры основания западной и восточной построек в контурах изобаты 5000 м 100x46 км и 56x55 км соответственно. Западную постройку осложняет отрог северо-западной ориентировки протяженностью более 50 км. Очертания субгоризонтальных вершинных поверхностей повторяют в общих чертах форму оснований, они имеют размеры 74x28 и 42x18 км, соответственно западной и восточной построек.

Вершина гайота (минимальная глубина - 1397м) поднимается над абиссальной равниной (глубина 6100 м) на 4700 м.

Характер вершинных плато различен. Поверхность западной постройки, расположенная в интервале глубин 1500-1800 м, полого погружается от центра к бровке, к которой приурочена валообразная структура небольшой высоты (от первых до десятка метров), образованная реликтами кольцевого рифа (рифового кольца), в значительной степени опоясы-

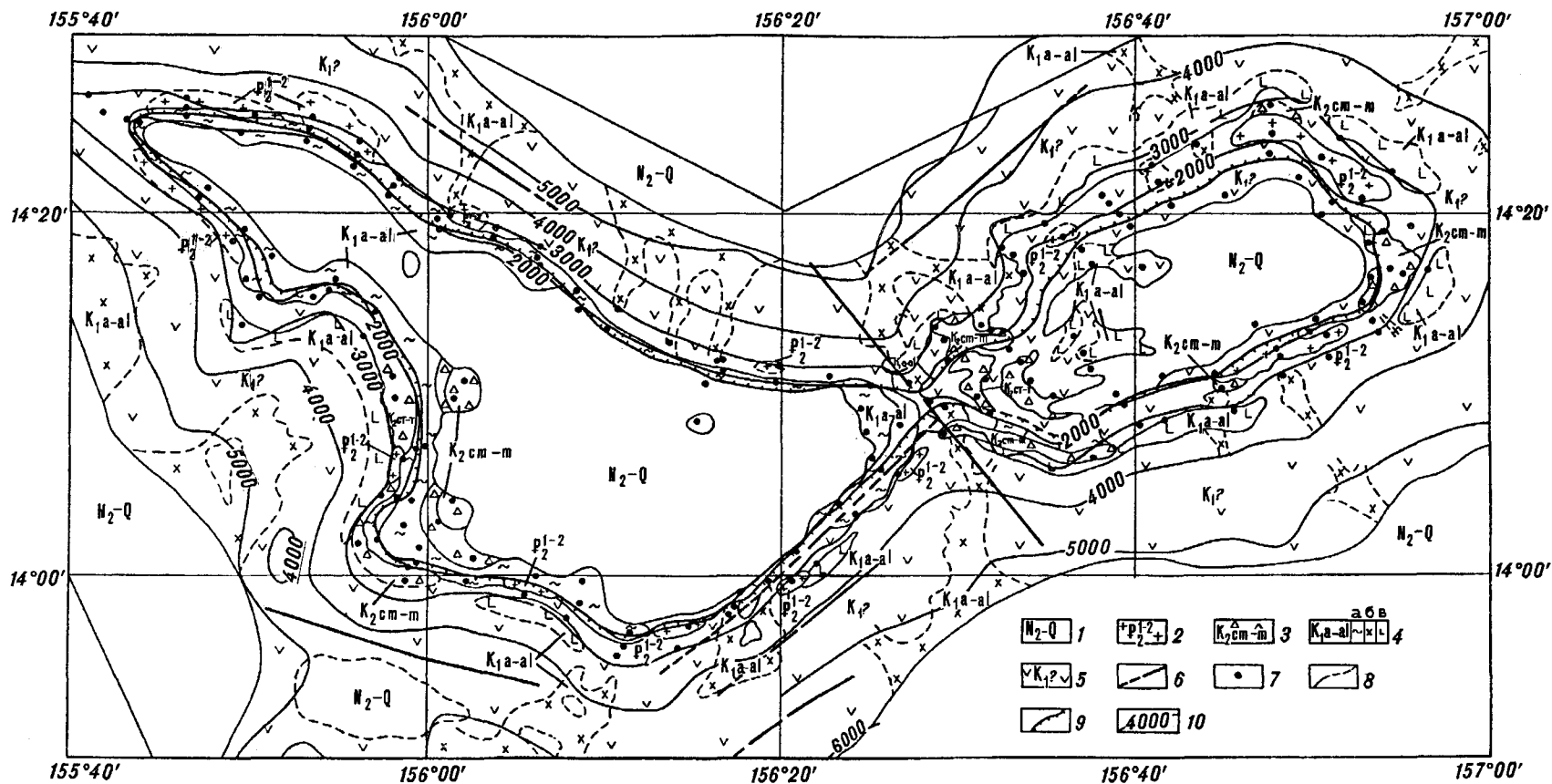


Рис. 1. Схематическая геологическая карта гайота ИОАН (по Эр.Б.Невретдинову, 1993 г. с дополнениями и изменениями)

1 - Плиоцен-четвертичные отложения. Фораминиферовые алевроиты, пески; 2 - Нижне-среднеэоценовые отложения. Известняки, брекчии, фосфориты; 3 - Сеноман-маастрихтские отложения. Известняки, брекчии, фосфориты; 4 - Апт-альбские отложения: а) рифовые и околорифовые отложения - обломочные известняки, калькарениты, онкоидные известняки; б) вулканокластические турбидиты; в) глины, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты; 5 - Нижнемеловые (?) вулканы гайота; 6 - Тектонические нарушения разной степени достоверности; 7 - Станции драгирования; 8 - Геологические границы разной степени достоверности; 9 - Контур бровки гайота; 10 - Изобаты.

вающего вершинную поверхность. На восточной постройке восточная часть вершинной поверхности наиболее возвышена (до почти 1200 м), ограничена по периметру крутыми склонами, за исключением юго-западного, который постепенно переходит в седловину-перемычку с западной постройкой. Бровка восточного плато проходит по выпуклому перегибу склонов.

Субгоризонтальная поверхность седловины-перемычки между двумя постройками расположена в интервале глубин 2000-2100 м, имеет ширину до 2 км и длину до 3-4 км.

Склоны гайота сравнительно пологи, средний угол 7-12°. Только в верхней части находятся наиболее крутые поверхности с уклоном до 20-30° и более, опоясывая вершинные плато, иногда достигая глубин 2500-3000 м. Крутизна поверхностей подножья составляет 5-12°. Склоны, как и вершинные поверхности, осложнены многочисленными холмами, грядами, ступенями и уступами протяженностью до 10 км.

Анализ аномального магнитного поля гайота показывает, что к северному и южному склонам западной постройки, а также восточному, северо-восточному, юго-восточному и юго-западному склонам восточной постройки приурочены линейные отрицательные аномалии, направления осей которых грубо совпадает с направлением изобат. Северо-западный, западный и юго-западный отроги западной постройки выражены изометричными высокоградиентными отрицательными аномалиями, интенсивность которых достигает - 1400 нТл, а амплитуда - 700 нТл. В пределах седловины отмечается цепочка положительных и отрицательных аномалий с общим северо-западным направлением изодинам, определяющих более интенсивные отрицательные аномалии. Значения поля над седловиной меняются от - 400 до +300 нТл.

Такая картина позволяет предположить, что первоначально основное тело гайота было единым и, возможно, испытало экструзивную фазу развития. Впоследствии более поздним разломом северо-западного простирания оно было разделено на две структуры, вероятно, несколько раздвинутые относительно друг друга. Эти события могли происходить в начале раннего мела, до формирования осадочного чехла. В дальнейшем постройки развивались в значительной степени самостоятельно, о чем свидетельствуют различия в положении их вершин, морфологии и строении осадочной толщи.

В строении гайота выделяется три главных элемента (см. рис.1). Нижний, цокольный комплекс находится в интервалах глубин 3000-5000 м. Он, по-видимому, налегает на платобазальты второго

океанического слоя и сложен преимущественно толеитовыми базальтами, драгированными на ряде станций в восточной и крайней западной части гайота. Вышележащий средний комплекс состоит преимущественно из оливин-плаггиоклазовых базальтов и плаггиобазальтов, в меньшей степени - трахибазальтов, анкарамитов, фонолитов, залегающих в виде серии лавовых потоков мощностью до 2 м. Туфы и туффиты распространены ограниченно. Возраст вулканического сообщества гайота по аналогии с гайотами сопредельных территорий (И.Н.Говоров, устное сообщение), скорее, раннемеловой.

Третий компонент структура гайота - комплекс осадочных пород и осадков мела и кайнозоя.

К нижнему мелу относятся с различной степенью условности достаточно разнородные образования. По-видимому, наиболее ранние из них начали формироваться в стадию превращения вулканической горы в островную структуру. К ним относятся, вероятно, часть обломочных пород - полимиктовых и карбонатных песчаников, конгломератов, гравелитов, туффитов, достаточно ограниченно развитых по периферии вершинных поверхностей, а также и тела литофицированных глин, с примесью алевро-псаммитового материала, узкими полосами протягивающиеся вдоль склонов в интервале глубин 2700-3300 м. Они, особенно глины, почти не содержат органических остатков, и поэтому возрастное положение их условно. Однако в известковом цементе туффитов изредка встречаются комплексы фораминифер и кокколитофорид сеномана (здесь и далее определения И.А.Пуляевой и В.И.Кунгуровой ГГП "Дальморгеология"), что позволяет предполагать вероятность формирования этих отложений вплоть до позднего мела. Мощность указанных отложений не превышает десятков метров.

Несомненно, апт-альбской является толща рифовых и околорифовых отложений, редко лагунных. Преобладают обломочные калькаренитовые известняки, отчасти фосфатизированные, от желтовато-белой до розовой окраски, сравнительно плотные и пористые, от средне- до крупнообломочной структуры и состоящие, в основном, из обломков и реже целых скелетов кораллов, двустворчатых моллюсков, мшанок, криноидей, водорослей и других организмов. Цемент может быть различный, чаще тонкозернистый кальцитовый из нанофораминиферового известняка. Эта толща практически непрерывно опоясывает западную постройку в интервале глубин 1500-2000 м, слагая поверхность бровки и, частично, вершинное плато. На восточной постройке она встречена лишь на западных склонах. Мощность толщи, вероятно, достигает 200-300 м.

К этому же временному уровню, возможно, относятся своеобразные склоновые отложения, развитые, по данным НСП и ГЛОБО, в интервале глубин 2000-5000 м и представленные вулканокластическими турбидитами, слагающими конусы сноса, выполняющие долинообразные понижения на склонах постройки.

Литологически они представлены преимущественно вулканическими (вулканомиктовыми) брекчиями, реже песчаниками и алевролитами. По материалам 9-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" [2], мощность турбидитов в нижних частях склонов достигает 750-800 м. Начало формирования таких потоков обломков разрушения вершинной части вулканической постройки явно началось с момента завершения ее формирования и, вероятно, прекратилось к моменту заполнения долинообразных понижений склонов, но может быть продолжалось и в позднем мелу - эоцене. Во всяком случае, в карбонатном, отчасти фосфатизированном цементе брекчии могут присутствовать наряду с нижнемеловыми и более молодые органические остатки [2].

Вышележащие толщи известняков, седиментационных брекчий различной степени фосфатизации, с небольшой степенью условности, относятся к позднему мелу и эоцену. Это преимущественно планктонные отложения, образованные литификацией нанофораминиферовых илов. Их точное разделение возможно только после палеонтологических определений. Тем не менее, устанавливается, что содержащие комплекс микрофоссилий сеноман-сантонского времени известняки более плотные, сливные, изредка слоистые, чаще кремового цвета. Кампан-маастрихтские микрофоссилии чаще встречаются в известняках типа писчего мела, однородных, хрупких, пачкающих пальцы, белого цвета. Со всеми разностями известняков фациально связаны брекчиевые разновидности, включающие чаще всего обломки вулканитов.

Формирование карбонатных планктонных толщ продолжалось, по крайней мере, в начале раннего палеоцена, о чем свидетельствуют редкие находки известняков с соответствующими микрофоссилиями, но наиболее широко развиты ниже-среднеэоценовые (по комплексу микрофоссилий) аналогичные известняки, брекчии, наиболее часто и сильно фосфатизированные. Эоценовые карбонатные породы отличаются несколько более низкой степенью литификации, в том числе и от одновозрастных пород гайота Батиса, ранее описанных авторами [6]. Они грязно-серого, белого цвета, комковатые, более насыщены влагой, иногда пластичные, пачкают руки. Выходы планктонных карбонатных отложений распространены по периметру гайота в интервале глубин 1600-2700 м отдельными полями. По данным НСП, они присутствуют и под чехлом рыхлых

осадков вершинной поверхности. Суммарная мощность их не менее 100-150 м.

Большую часть вершинных плато и поверхности отлогих ступеней склонов покрывают плиоцен-четвертичные рыхлые осадки, представленные фораминиферовыми песками и алевролитами. Их возраст определяется по комплексу присутствующих микрофоссилий. Мощность этих осадков, по данным сейсмоакустики, достигает в центральной части западного плато 130-150 м, что хорошо согласуется с результатами предыдущих исследований [9].

Приводимое описание строения осадочной "толщи" гайота ИОАН в общем заметно отличается от представлений, сложившихся в результате исследований в 9-ом рейсе НИС "Мстислав Келдыш" [2], при которых выделялись лишь осадочные вулканокластические брекчии и рыхлые осадки. Мы склонны считать, что такие различия обусловлены как небольшими объемами драгирования и исследований трубками, так и сосредоточением предыдущих работ на небольшой площади в юго-западной части гайота. Площадные исследования, подкрепленные большим объемом опробования, позволяют, естественно, получить более адекватную картину.

В сравнении с ранее описанным гайотом Батиса [6] на гайоте ИОАН осадочная "шапка" имеет ряд особенностей: а) формирование осадочного чехла, вероятно, началось несколько ранее, в аптальбское время; б) с мелового до эоценового времени оно происходило более стабильно и медленно, вероятно, без значительных перерывов, при этом относительно мелководные условия постепенно сменялись более глубоководными; в) стадия подводной горы наступила уже в начале позднего мела, в то время как на Батисе мелководные условия фиксируются с поздней юры-раннего мела до маастрихта, а относительно глубоководные - с третичного времени; г) помимо преобладания известняков над обломочными породами на гайоте ИОАН иным является соотношение рифогенных и планктонногенных известняков: аптальбские рифогенные известняки преобладают над планктонногенными, а на Батисе соотношения противоположные.

Рудоносность. На гайоте ИОАН, так же как и на Батисе, развита оксидная железо-марганцевая и фосфатная минерализация, что говорит о сохранении, при всех различиях, главных рудогенерирующих факторов, их принципиальной общности.

Железо-марганцевые образования. Среди железо-марганцевых образований на гайоте ИОАН резко преобладают корки. Они установлены и опробованы в 96% поднятых драг; корково-конкреционные образования (ККО) и глыбовые конкреции - в 16%, конкреции - в 5%. Корки представлены сплошными

Таблица 1

Распределение мощностей корок по типам субстратов

Тип субстрата	Число проб	среднее см	максимум см	минимум см	не менее 90% значений на ходится в интервале, см
Известняки в целом	62	6.5	24.0	1.1	2-12
В том числе:					
Известняки Р	22	4.3	10.5	1.1	2-7
Известняки К	40	8.6	24.0	2.0	5-12
Вулканокластиты	33	7.0	12.5	0.8	3-11
Базальты.	21	7.0	15.0	1.0	1-7 и 11-15
Брекчии фосфатные	17	4.7	12.0	1.3	2-9
Глины, песчаники, алевролиты	12	2.7	5.5	0.7	1-5

покровами на поверхностях обломков и выходов коренных пород, а также дезинтегрированными плитами и небольшими обломками. Мощности корок изменяются в пределах от первых миллиметров до 24 см при среднем значении 6.1 см. Субстратом корок являются все виды пород, встречающиеся на гайоте. Изменение мощности корок в зависимости от типа субстрата приведено в табл.1. Имеющиеся различия обусловлены различной степенью плотности, литификации субстрата. Наименьшие средние значения мощностей отмечены на глинах и эоценовых известняках, имеющих наименьшую степень литификации. Распределения значений мощностей преимущественно одномодальные, за исключением корок на базальтах, для которых обычно бимодальное распределение. Мода в области меньших значений соответствует двух - и однослойным коркам, встречающимся преимущественно в средних частях склонов; вторая мода - трехслойным коркам на базальтах привершинной части.

Как установлено нами ранее [3,5-7], сводный обобщенный разрез корок, формирующих рудные залежи в исследованном регионе, трехслойный. Он установлен в 46% опробованных корок. Частота встречаемости сокращенных разрезов: однослойных корок - 21 %; двухслойных - 33%. В таблице 2 приведены частоты встречаемости типов разрезов по субстратам. Очевидно, что на слаболитифицирован-

ных породах преобладают двух - и однослойные корки. Строение, минеральный и химический состав каждого из слоев были нами детально описаны ранее [3,5]. Эти описания сохраняют свое значение и для гайота ИОАН. Слой I характеризуется тонкослоистым строением, высокой степенью преобразования материала, апатит-фероксигит-вернадитовым составом и высокими (до 10%) содержаниями оксида фосфора [4]. Слой II имеет пористое, радиально столбчатое строение. В его составе помимо вернадита и фероксигита присутствуют устойчивые примеси эдафогенных и аутигенных минералов, отмечаются повышенные концентрации марганца, никеля и меди. Слой III построен железо-марганцевым веществом с массивной текстурой, обладает кварц-фероксигит-вернадитовым составом и характеризуется максимальными концентрациями железа, кобальта и марганца.

В строении корок гайота ИОАН, при сходстве основных черт строения с другими гайотами, устанавливаются некоторые местные отличия. В слое I может быть выделено две зоны: нижняя (I-I), по составу аналогичная вышеуказанному, и верхняя (1-2), отличающаяся от подстилающей только ветвисто-столбчатой текстурой. Мощность каждой из зон в среднем 3-4 см. Кроме того, на 3% станций в основании разреза отмечен реликтовый, частично дезинтегрированный слой, насыщенный фосфатным

Таблица 2

Встречаемость типов разрезов корок в зависимости от субстрата

Тип субстрата	Встречаемость типов разрезов, %		
	трехслойные	двухслойные	однослойные
Известняки в целом	51	27	22
В том числе:			
Известняки Р	27	42	31
Известняки К	72	18	10
Вулканокластиты	61	26	13
Базальты	50	40	10
Брекчии фосфатные	25	45	30
Глины, песчаники, алевролиты	8	25	67

и алюмосиликатным компонентами. Его мощность от 1 до 7-8 см. Разрез корок на гайоте ИОАН является более полным, чем на гайоте Батиса, что объясняет большую мощность корок как в отдельных образцах, так и в среднем по гайоту, а также и несколько худшее качество за счет большей общей доли фосфатсодержащей части разреза.

Конкреции и ККО выше изобаты 3500 м на гайоте ИОАН самостоятельных полей не образуют и встречаются только совместно с корками. В их гранулометрическом спектре резко преобладают фракции 2-6 см, при непрерывной моде в интервале - 1-12 см. Валунные разности достигают 48 см по наибольшей оси и массы до 70 кг. Валунные конкреции имеют преимущественно правильные эллипсоидальные формы, а ККО - угловатые неправильные очертания. У этих образований выделяются два основных элемента текстуры - ядро и оболочка. В ядрах отмечен весь спектр упоминавшихся выше пород, а также обломки корок. Резко преобладают последние и фрагменты вулканитов. В строении рудной оболочки принимают участие все три слоя, описанные для корок, однако резко преобладают сокращенные разрезы. Соотношение на срезе по центру площади ядра и оболочек у конкреций редко превышает 1:5, у корково-конкреционных образований - не менее 1:1.

Минеральный состав конкреций и ККО сходен с составом корок; химический состав всех видов железо-марганцевых образований гайота ИОАН приведен в табл.3. В конкрециях максимальны

содержания никеля и цинка, в ККО - фосфора, все остальные металлические элементы наибольшие концентрации дают в корках. Химические составы корок на различных типах субстрата приведены в таблице 4. Эти данные могут служить хорошим подтверждением отсутствия зависимости состава корок от типа субстрата: практически по каждому элементу интервалы С+S в значительной степени пересекаются.

Систематическое фотопрофилирование, проведенное по поверхности гайота на глубинах 1500-3500м, позволяет получить достаточно детальную и наглядную картину распределения железо-марганцевых образований (рис.2). В отличие от гайота Батиса, в указанном интервале подавляющая часть площадей развития железо-марганцевого оруденения представлена корками. Конкреции и ККО не образуют самостоятельных тел, а площади, где они залегают совместно с корками, не превышают 10% .

Как уже было показано для гайота Батиса [6], размещение железо-марганцевого оруденения на гайоте ИОАН также носит концентрически-зональный характер. Особенности строения гайота обусловили наличие двух центров зональности, соответствующих двум вершинным поверхностям. Гайот ИОАН, как и Батис, относятся к гайотам, вершинная поверхность которых представлена безрудной зоной, покрытой плиоцен-четвертичными нелитифицированными осадками, в отличие от таких гайотов, как Ламонт или ЮТЭГРЭ (Южный), на поверхности которых новейшие осадки отсутствуют

Химический состав рудных образований гайота ИОАН

Компоненты	Содержание элементов								
	Корки			ККО			Конкреции		
	среднее	вариация	кол-во анализов	среднее	вариация	кол-во анализов	среднее	вариация	кол-во анализов
Железо	16.4	11	165	12.0	13	21	14.8	12	8
Марганец	21.1	12	165	18.9	25	21	20.2	21	8
Никель	0.43	16	165	0.47	22	21	0.49	25	8
Медь	0.13	31	165	0.096	28	21	0.11	23	8
Кобальт	0.56	24	165	0.42	25	21	0.49	24	8
P ₂ O ₅	3.29	62	160	7.13	33	20	3.76	39	8
Цинк	0.058	55	120	0.059	11	17	0.066	22	8
Свинец	0.12	15	143	0.11	21	13	0.12	-	4
Мышьяк	160	18	48	120	27	4	-	-	-
Стронций	1400	9	136	1500	14	13	1400	-	4
Цирконий	630	11	136	470	30	13	620	-	4
Ниобий	60	20	136	60	27	13	60	-	4
Молибден	410	17	132	410	28	11	400	-	4
Mn/Fe	1.30	15	165	1.56	18	21	1.36	16	8

Примечание. Средние содержания элементов в корках(гр./т): платины - 0,46; родия - 0,019; лантана - 320; церия - 1030; неодимия - 270; самария - 44; европия - 9.

Mn - определен потенциметрическим титрованием; Fe, Co - атомной абсорбцией; P₂O₅ - фотоколориметрией (аналитики Л.И.Васильев, С.М.Балабон, ГГП "Дальморгеология"); Ni, Cu, Zn, Pb, As - рентгеноспектральным анализом (аналитик В.М.Петрухин, ГГП "Дальморгеология"); Sr, Zr, Nb, Mo, La, Ce, Nd - рентгенрадиометрическим анализом (аналитик А.А.Терский, ГГП "Дальморгеология"); Sm, Eu - нейтронно-активационным анализом (аналитик В.Н.Кустов, ИХ ДВО РАН); Pt, Rh - пробирноспектральным анализом (аналитик Г.В.Борзина, ЦЛ ПО "Камчатгеология"). Содержания элементов даны в массовых % (Содержание мышьяка - в г/т).

Средние содержания химических элементов (С) и их стандартные отклонения (S) в корках по типам субстрата

Тип субстрата	Кол-во анализов	Содержание элементов, %											
		Mn		Fe		Ni		Cu		Co		P ₂ O ₅	
		C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S
Известняки	63	20.5	2.04	16.5	1.68	0.42	0.048	0.14	0.027	0.53	0.113	3.60	2.06
Вулканокластиты	30	21.3	2.80	15.6	1.81	0.46	0.073	0.13	0.027	0.56	0.099	3.46	2.04
Базальты	20	22.4	2.22	16.0	1.61	0.46	0.064	0.14	0.036	0.59	0.151	3.24	1.92
Брекчии	18	20.4	2.43	16.2	1.78	0.42	0.061	0.12	0.031	0.54	0.105	3.33	1.95
Терригенные породы	12	19.8	4.48	17.4	1.99	0.40	0.084	0.13	0.047	0.53	0.151	1.71	0.72

и обнаженные коренные породы и их обломки повсеместно покрыты корками. На обоих участках описываемого гайота, в вершинных безрудных зонах обнаружены "островки" оруденения, приуроченные к положительным формам мезорельефа, сложенные преимущественно сплошными корковыми покровами, иногда частично дезинтегрированными и перекрытыми осадками. На некоторых "островках", преимущественно на восточном участке, с корками ассоциируют конкреции и ККО. На последнем подобные рудные тела занимают до 10% площади и их размеры достигают 10x5 км. На западной поверхности они занимают не более 5% площади и их размеры не превышают 8x3 км.

Ниже этих участков располагаются рудные тела: а) протягивающиеся узкими (от 0.3 до 0.2 км, на восточной постройке до 3.0 км) полосами вдоль склонов по всему периметру гайота, либо б) образующие дугообразные полосы длиной до 10-20 км. Иногда они разделяются узкими безрудными зонами, приуроченными к поверхности ступеней склона, покрытых рыхлыми осадками. Некоторые тела выделяются по ассоциации корок с ККО и конкрециями, они, как правило, приурочены к склонам с относительно пологими (7-12°) уклонами.

На гайоте ИОАН выделяются поэтому две области оруденения. К первой отнесены пологонаклоненные периферии вершинных поверхностей вплоть до бровки склона - перегиба рельефа (фация вершинного плато по [2]). Эта область является непрерывной, поскольку соединяет две вершинные поверхности через седловину. При этом, в целом

находясь на глубинах 1600-1900 м, в районе седловины зона плавно опускается до глубин 2000-2300 м. Здесь распространены преимущественно сплошные ("бронирующие") покровы корок, чередующиеся с участками, находящимися в ранней стадии дезинтеграции: устанавливаются редкие трещины, при отсутствии или несущественности смещения по ним. Морфология поверхностей этих корок детально исследована с борта подводного обитаемого аппарата "Пайсис" и подробно описана ранее [2]. Площадь наиболее крупного ненарушенного покрова корок в районе седловины достигает 100 кв.км. На склонах мезаформ, осложняющих данную зону, уклоны на которых достигает 10-12°, отмечается более высокая степень дезинтеграции покрова: на фотокадрах видны крупные плиты корок (до 1.5-2.5 м по длинной оси), оползающих вниз по склону; образуются скопления подобных плит, напозлающих друг на друга. Средняя мощность корок, по данным драгирования, в этой зоне составляет 9 см. Здесь же отмечается различная степень покрытия дна корками, обусловленная степенью их присыпанности рыхлыми нелитифицированными осадками. Ближе к бровке корки покрывают 90-100% площади дна, по направлению к вершине степень покрытия убывает местами до 40-60%. Наиболее крупные площади со стопроцентной обнаженностью установлены в седловине. Здесь, а также в примыкающей к седловине части восточной вершинной поверхности, отмечены наиболее устойчивые поля, в которых корки ассоциируют с ККО и конкрециями.

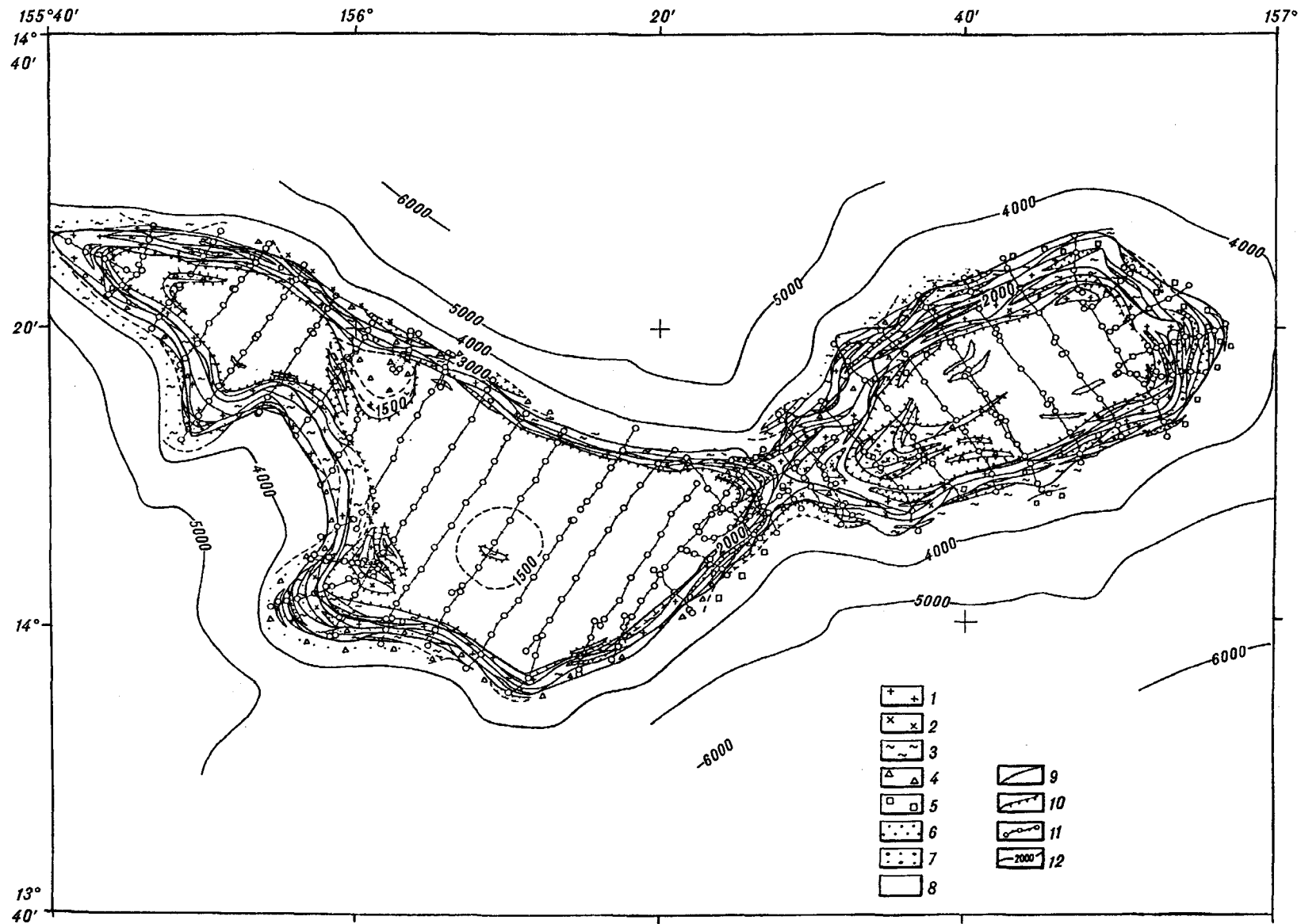


Рис. 2. Схема распространения рудных корок, конкреций и корково-конкреционных образований (ККО).

Зоны распространения корок с покрытием дна на (в процентах): 1 - 80-100; 2 - 60-80; 3 - 40-60; 4 - 20-40; 5 - 2-20. Зоны совместного распространения с корками: 6 - конкреций и ККО; 7 - то же, с валунами; 8 - безрудные зоны; 9 - границы зон с разными параметрами оруденения; 10 - граница безрудных зон; 11 - фотопрофили; 12 - изобаты (сечение через 1000 м).

Вторая область охватывает склоны гайота ниже бровки. Устойчивое корковое оруденение прослеживается до глубин 3000-3500 м. В этой зоне (фация верхних склонов по [2]) сплошные покровы корок отмечаются реже. В основном, корки в определенной степени дезинтегрированы, а в нижней части зоны развиты своеобразные осыпи корок, в которых обломки с наибольшими размерами в 10-15 см перемешаны с обломками пород, единичными конкрециями и ККО. Мощность корок вдоль склонов невыдержана и на расстоянии 5 км по изобате может изменяться от 12-13 см до первых миллиметров. В среднем от бровки до глубин 2000-2200 м она составляет 6-7 см, убывая ниже до 4-5 см с увеличением уклона склонов до 15-20° и более. Такая тенденция уменьшения мощности корок с увеличением крутизны была установлена еще по наблюдениям с ПОА "Пайсис" [2]. На субвертикальных поверхностях коренные породы покрыты корками толщиной в первые миллиметры. Степень покрытия дна рудными образованиями также зависит от крутизны склонов. На наиболее крутых участках (уклон более 10-12°) корки и их обломки покрывают 90-100% площади кадра; с выполаживанием увеличивается доля рыхлых нелитифицированных осадков, а к обширным субгоризонтальным ступеням приурочены локальные безрудные участки. Ниже глубин 2800-3500 м, с резким выполаживанием склонов до уклона 7-12° (фация пьедестала по [2]) на поверхности дна отмечаются мелкие обломки и выходы корок, частично перекрытых осадками, устойчиво ассоциирующие с конкрециями и ККО (см.рис.2). Эти области простираются до глубин 4500-5000 м, с увеличением глубины снижается доля корок и увеличивается доля конкреций. В то же время, на межгорных равнинах, окружающих гайоты ИОАН и Ита-Майтай, устойчивых полей конкреций с высокими (более 5 кг/м.кв) плотностям залегания не установлено [2].

При сравнении особенностей железо-марганцевого оруденения изученного гайота и гайота Батиса [6] отмечается ряд отличий:

- оруденение на гайоте ИОАН существенно представлено корками, доля конкреций и ККО не более 10% в пределах продуктивной зоны; напротив, в оруденении Батиса последние играют существенную роль, создавая выдержанные самостоятельные участки или ассоциируя с корками, доля конкреций и ККО в пределах продуктивной зоны не менее 50%;

- на гайоте ИОАН отчетливо прослеживается тенденция уменьшения средней мощности корок с увеличением крутизны склонов; на Батисе эта закономерность не выдержана, более того, по отдельным участкам склонов осредненные расчеты выявляют обратную тенденцию;

- на рассматриваемых гайотах различны частоты встречаемости типов субстрата, но исходная тенденция образования корок невысокой мощности на субстратах со слабой степенью литификации сохраняется; на гайоте ИОАН помимо глин таким субстратом являются эоценовые известняки; на Батисе подобные известняки имеют более высокую степень литификации и корки на них образуются той же мощности, что и на других породах;

- на гайоте ИОАН установлен наиболее полный разрез корок, состоящий из 1,11 и 111 слоев, слой 1 подразделяется на зоны 1-1 и 1-2, а на 1% станций установлены остатки реликтового слоя [2], что существенно увеличивает мощность корок на этих станциях; на Батисе слой [II], не был обнаружен, а зона 1-2 повсеместно выпадает из разреза, что в целом объясняет более низкие средние мощности корок на этом гайоте;

- для состава корок гайота ИОАН характерна повышенная железистость и более высокие содержания оксида фосфора, последнее обстоятельство очевидно объясняется большей фосфатизацией субстрата; в корках Батиса более высоки средние концентрации марганца, кобальта и никеля и низки фосфора; минеральный состав корок гайотов сходен, чуть большую роль в корках гайота Батиса имеют гидроксиды марганца, а среди примесей - цеолиты.

Подобные различия в характере оруденения, на наш взгляд, обусловлены различиями в морфологии, строении, истории геологического развития гайотов ИОАН и Батиса. Возможно, более стабильные условия развития первого создали предпосылки для более продолжительного наращивания гидроксидов железа и марганца. Меньшая степень воздействия внешних факторов не вызвала широкого развития деструкционных процессов, что, с другой стороны, не привело к массовому образованию ядер конкреций и ККО. Более простой рельеф также не способствовал развитию конкреционных образований.

Сказанное объясняет причины различий параметров, качества оруденения в рамках оценки перспектив этих гайотов. На гайоте ИОАН корки имеют большую мощность, но более низкое качество, чем на Батисе. В то время, обратная корреляция мощности корок и крутизны склона на гайоте ИОАН предполагает более простые условия для потенциальных разведочных и эксплуатационных работ. Индивидуальные особенности геологического развития определяют существенные характеристики рудоносности конкретных гайотов. Серьезное внимание к этим особенностям позволят даже на ранних стадиях изучения получить достаточно обоснованную оценку перспектив оруденения.

Фосфориты. Фосфориты получили довольно широкое развитие на гайоте ИОАН, и в этом

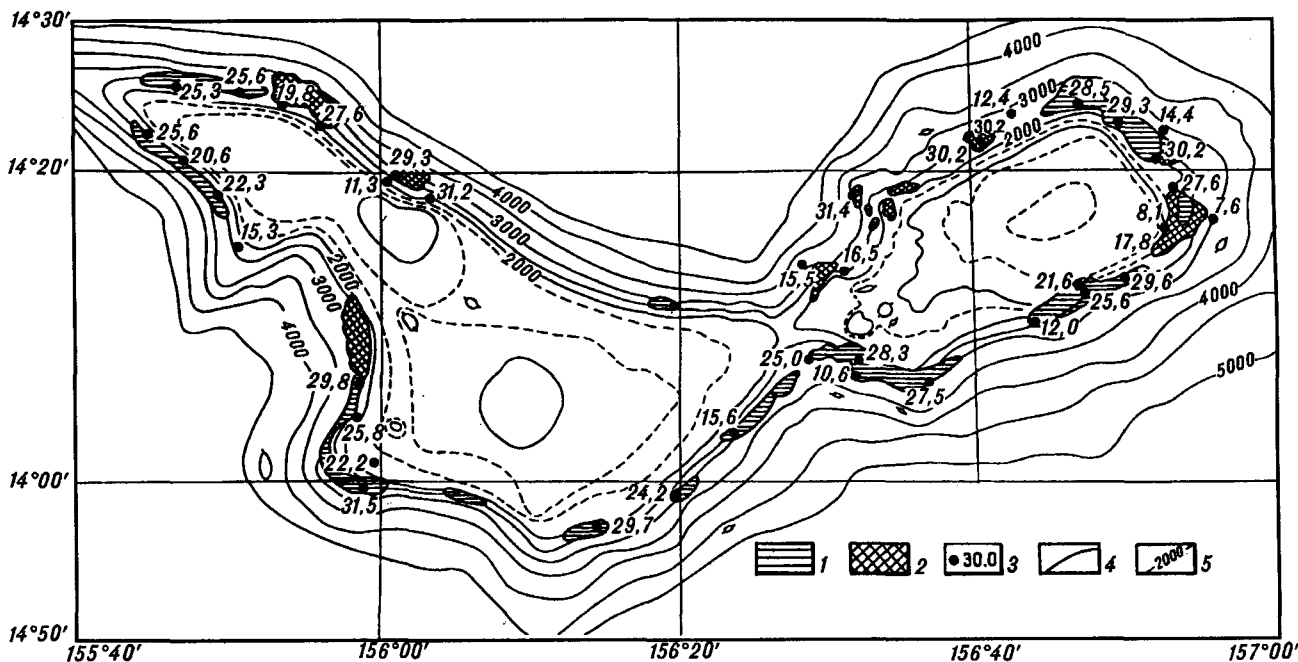


Рис. 3. Схема распространения шлейфов фосфоритовых обломков на гайоте ИОАН.

1 - фосфориты по известнякам; 2 - брекчиевые фосфориты; 3 - станции драгирования, цифра-содержания P_2O_5 в %; 4 - контуры распространения фосфоритов и их типов; 5 - изобаты, м.

отношении он не отличается от других гайотов западной Пацифики. Можно считать, что на нем сформировалось своеобразное месторождение фосфоритов. В результате исследования наших предшественников [2] было известно, что фосфатизация здесь проявлена только в известняковом цементе вулканических брекчий, которые несомненно широко распространены на рассматриваемом гайоте. Однако, как выяснилось, не менее широко распространены фосфориты и в связи с различными карбонатными отложениями, которая, как установлено, достаточно широко развиты на гайоте ИОАН. Поэтому фосфатность гайота не представляет какого-либо исключения из общей картины, которая сложилась в результате многолетних исследований сотрудников ГПП "Дальморгеология" и ДВГИ ДВО РАН. Гайот относится к тому типу гайотов Пацифики, на которых широко развит как комплекс мелководных рифовых и околорифовых, существенно карбонатных отложений той стадии, когда гайот был еще островом-атоллом, так и комплекс относительно мелководных планктонных карбонатных отложений, соответствующих ранней стадии перехода острова в неглубоко погружившуюся под уровень океана подводную гору. Именно при таком характере развития

подводной горы наиболее широкое распространение и получают фосфориты.

Представление о распространении фосфоритов на гайоте дает рис.3, показывающий площади, на которых в дражных плотках были подняты фосфоритовые обломки. В целом из 180 отобранных результативных драг фосфориты, фосфатные породы установлены в 55 драгах, т.е. примерно в 30%. Учитывая, что часть драг отобрана и вне реально перспективных участков, можно допустить, что на почти 40% площади, в пределах которой выступают исходные материнские породы, в эдафогенных накоплениях будут присутствовать фосфориты в количествах от нескольких до 40-60% поднятого обломочного материала. Поля распространения фосфоритов морфологически чаще приурочены к перегибам склонов (рис.3). Общая площадь распространения свалов фосфоритов около 300 км², или около 60% площади периметра гайота в интервале глубин 2000-3000 м. Это достаточно высокий показатель для подводных гор Западной Пацифики. Естественно, при всех прочих обстоятельствах распространение обломков фосфоритов контролируется участками распространения соответствующих комплексов отложений, как видно из геологической карты гайота (рис.1 и 3). В первом

приближении, на гайоте можно ожидать около 150-200 млн т рудной массы, приходящейся на фосфоритовый субстрат (в общем объеме запасов корок на гайоте ИОАН) в верхних десятках сантиметров склоновых отложений. Плотность залегания фосфоритов оценивается в среднем в 400-500 кг/м² (во влажном состоянии), что может рассматриваться как довольно хороший показатель.

На гайоте ИОАН развиты те же типы фосфоритов, что известны на других гайотах Пацифики [3], но вследствие довольно широкого распространения рифогенного и планктонногенного комплексов отложений, наиболее широко представлены фосфориты соответствующих им типов.

Фосфориты, связанные с планктонными карбонатными отложениями, наиболее широко распространены, в среднем содержат больше пятиоксида фосфора и поэтому представляют наибольший интерес. К этой группе относятся фосфориты, возникшие в результате, как признается в последнее время большинством исследователей, фосфатизации нанофораминиферовых, нанофоссиловых осадков, накопившихся за счет отложения остатков планктона из надгайотной водной толщи.

Этот седиментационный процесс обеспечивает в условиях водной горы накопление осадков как на выровненных площадках склонов гайотов, так и в заполнение ими трещин, пор, пустот и т.д. Другой источник седиментации на гайотах обусловлен присутствием в верхней части, ниже вершинной поверхности на склонах у выположенных площадок крутых стенок коренных выходов, прежде всего вулканических пород фундамента, не только сейчас, но и во время формирования отложений осадочной "шапки" гайота. Продукты разрушения этих обнажений твердых пород (в первую очередь вулканитов) попадали, как и попадают сейчас, в накапливающиеся осадки. Поэтому на гайотах обычны, наряду с сравнительно "чистыми" планктонными осадочными породами, и разности, содержащие переменное, иной раз весьма значительное количество угловатого обломочного материала. Такие разности вполне можно именовать седиментационными брекчиями. Поскольку фосфатизация охватывает как несодержащие, так и насыщенные этим обломочным материалом породы, то последние рассматриваются как фосфатные брекчии или брекчиевые фосфориты, тем более, что довольно часто содержат и обломки более ранних фосфоритов.

До 30-40% общего количества фосфоритов на гайоте ИОАН составляют массивные, реже нечетко слоистые фосфориты по нанофораминиферовым, нанофоссиловым осадкам, не содержащие совсем или содержащие небольшое (до 2-3%) количество обломочного материала. Это достаточно широкая по

окраске, структуре, слоению, плотности гамма пород, которая может подразделяться на ряд разновидностей: сравнительно слабо консолидированные и довольно плотные, крепкие, от светло-серых до коричневатых и розоватых, с различной степенью проявления тонкой пористости, главным образом за счет выпадения или растворения остатков фораминифер. Такие черты характерны для фосфоритов не только гайота ИОАН, но и для многих гайотов Пацифики. Однако для гайота ИОАН достаточно сложным является то обстоятельство, что фосфориты рассматриваемых разновидностей связаны с толщиной планктонных известняков от сеномана до эоцена, и мы не нашли каких-либо характерных особенностей, отличающих позднемеловые фосфориты от эоценовых, кроме как по возрастной приуроченности однотипных (фораминиферы, кокколитофориды) органических остатков. Положение точное такое же, как с разделением маастрихтских и эоценовых зернистых фосфоритов, например, в Марокко. Кроме как по возрастной привязке их практически сложно различить: те и другие относятся к одному типу зернистых. Возможно, в дальнейшем, при более детальном изучении гайота такое разделение удастся сделать, но сейчас, когда определения возраста сделаны по 7-15 образцам из каждого возрастного интервала, уверенных различий найти невозможно. Хотелось бы подчеркнуть, что степень литификации как метод оценки относительного возраста фосфоритов по образцам использоваться не может, ибо степень литификации зависит от суммы факторов, в том числе и от времени экспозиции образца на поверхности дна в окислительных условиях и т.д. Поэтому описание фосфоритов гайота в настоящей статье дается вне их возрастной приуроченности, обобщенно.

Возможно подразделение рассматриваемой группы фосфоритов на две разновидности по преобладающим комплексам органических остатков: а) нанофораминиферовые и б) нанофоссиловые.

Первая разновидность более распространена не только на гайоте ИОАН, но и на многих других гайотах. Обычно присутствие раковин фораминифер, количество которых достигает 60-70% объема породы. Часто раковины, однако, растворены или механически выпали и вместо них видны характерные мелкие пустоты. Это происходит в тех случаях, когда раковины в определенной степени перекристаллизованы. Вообще возможны такие варианты: а) полное сохранение раковин фораминифер с тончайшими деталями строения, б) заметная перекристаллизация центра их, но с сохранением в целостности периферии раковины, в) полная перекристаллизация, растворение или выпадение раковин. Наиболее хорошо сохраняются раковины при наличии тонкораспылен-

ного углеродистого вещества, но это имеет место не часто. Заполняющая масса между раковинами тонкозернистая до сливной; в оптический микроскоп в шлифах кокколитофориды обычно не видны. Наблюдениями в сканирующем микроскопе или при специальной препарации они устанавливаются постоянно. Это позволяет считать, что основная масса между раковинами фонаминифер в значительной части состоит из кокколитофорид.

Степень смещения фосфатом породы различная, неравномерная и прежде всего этим определяется само появление фосфоритов. Довольно часто только часть обломка представляет собой фосфорит, а другая - известняк. Поэтому значения содержания пятиоксида фосфора есть оценка степени фосфатизации породы при прочих равных обстоятельствах. Соответственно можно уверенно полагать, что в массе планктонных карбонатных отложений гайота фосфатизация развивалась неравномерно, участками различных размеров до десятков сантиметров в поперечнике, причем лишь отчасти приспособившись к слоистости. В образцах и шлифах можно наблюдать различные соотношения участков кальциевых фосфатов с карбонатной основой. Но отчетливо ясно, что первые не прожилки, жилки, а именно участки замещения, причем ни в какой мере они не группируются в поверхностной зоне образцов, что не позволяет предполагать фосфатизацию как результат взаимодействия карбонатной породы и окружающей водной среды, т.е. фосфаты не формируют на известняках корок, чем принципиально отличаются от оксидных Fe-Mn корок.

Фосфориты в предельном случае на 90-95% состоят из тонкозернистого, скрытокристаллического, обычно почти изотропного фосфата, содержащего точечные включения карбоната, при слабом замещении естественная ассоциация с светлым карбонатом, слагающим часть обломка.

Иногда встречаются небольшие угловатые обломки вулканитов, кристаллы пироксенов. Не очень часто присутствуют кости, зубы позвоночных (рыб?), еще реже - пластинки морских ежей и остатки других беспозвоночных.

Фосфориты по нанофоссилиям илам встречаются реже. Остатков фораминифер, типа отмеченных выше, они либо не содержат совсем, либо очень немного (до 1-3%). Обычно в небольших количествах присутствуют мелкие обломки вулканитов, до 1-2 мм в поперечнике, часто замещенные гидроксидами Fe и Mn. В остальных практических отличий нет, разве что скелетные остатки других организмов отсутствуют, что, может быть, свидетельствует о накоплении этой разновидности в относительно несколько более глубоководных обстановках.

Фосфатные брекчии распространены на гайоте ИОАН наиболее широко, что уже отмечалось [2]. Хотя они встречаются и вместе с вышеуказанными разновидностями, но чаще все же концентрируются в отдельные поля. Следует отметить, что фосфатные брекчии обычны на многих гайотах Западной Пацифики, а на некоторых даже резко преобладают.

Они состоят из двух главных элементов - обломков различных пород и замещающегося в разной степени фосфатом матрикса, который аналогичен фосфатизированным нано-фораминиферным, нанофоссилиям илам, т.е. по сути разновидностям фосфоритов, описанным выше.

Обломочный материал разнородный, но резко преобладают обломки вулканических пород гайота, кроме того встречаются обломки более ранних фосфоритов, известняки. Обломки, как правило, не окатанные, угловатые до резко оскольчатых. Крупные обломки чаще несколько меньше угловаты. Степень насыщения породы обломками самая различная - от 5-10 до 60-90%. Распределение большей частью хаотическое. Размеры варьируют от долей мм до 10-15 см в поперечнике. Обычно брекчии массивные, редко встречаются и слоистые разновидности, но в меньшем количестве, чем на гайоте Батиса.

Вулканиты обломков разнообразны по составу, структуре, не фосфатизированы, с резкими ограничениями. Довольно часто они замещены гидроксидами Fe и Mn в разной степени, визуальными черными. Вокруг обломков также может быть тонкая оторочка гидроксидов.

Обломки более ранних фосфоритов занимают второе место по распространенности и количеству. Они резко угловатые с резкими ограничениями и, очевидно, попали в состав брекчий уже как обломок именно фосфоритов, а не фосфатизировались в дальнейшем. Это означает, по крайней мере, двухэтапную фосфатизацию, а скорее всего, и неоднократное проявление фосфатизирующих процессов во время планктонной седиментации ранних этапов эволюции гайота как подводной горы. И это общая одинаковая картина на всех гайотах Западной Пацифики. Эти обломки возникли за счет дезинтеграции преимущественно фосфатизированных нанофоссилиям илов, т.к. очень редко содержат остатки фораминифер, кроме того, они очень плотные сливные, светло-коричневого цвета и хорошо идентифицируются визуальными. Размер их колеблется от нескольких мм до 3-5 см в поперечнике. Вокруг обломков может быть корочка гидроксидов Fe и Mn. Сложены обычно нацело скрытокристаллическим, почти изотропным фосфатом. Немногочисленные обломки известняков, обычно редки обломки кристаллов пироксенов, встречаются кости или зубы позвоночных.

Все обломки в брекчиевых фосфоритах являются местным материалом - продуктом разрушения коренных пород гайота стратиграфически нижних частей разреза; это относится и к фосфоритовым обломкам. Поскольку в современных фосфогенических областях фосфатизация осадков происходит геологически мгновенно [8,9] и нет никаких оснований считать фосфориты подводных гор иными образованиями, то появление в относительно более молодых отложениях обломков более древних фосфоритов нельзя считать чем-то удивительным. Понятно, что с момента перехода подводной горы в позднем мелу в стадию гайота и по настоящее время изменились только глубины до уровня океана, но не общий характер седиментационных обстановок. Однако изменение глубин оказалось важным фактором для проявления фосфатизации - современные, в принципе аналогичные планктонные осадки, также содержащие обломочный материал, не фосфатируются.

Стадии подводной горы (вероятно, самым ранним этапам) также отвечают относительно редкие на гайоте ИОАН фосфатные базальты, поры, каверны, трещины в которых заполнены в разной степени фосфатизированным нанофораминиферовым илом. Эта разновидность широко развита только на гайотах, не имеющих осадочной "шапки" или с незначительным развитием ее.

Очень редки на рассматриваемом гайоте и фосфатные глины, содержание пятиоксида фосфора в которых редко превышает 10-15%. Это плотные глиноподобные образования, легко разламываемые руками и после высыхания превращающиеся в камнеподобную массу. Они состоят из смектитовых частиц и тонко распределенного фосфата, не индивидуализированных оптически. Вероятно, это продукты разложения фосфатных вулканитов, что требует специального подтверждения.

Меньше распространены фосфориты и фосфатные породы того времени, когда подводная постройка достигла уровня океана, т.е. была островом-атоллом. Однако их больше, чем на гайоте Батиса [6], и впервые установлены более высокие содержания пятиоксида фосфора, до 28-29% (см. таблицы 5), хотя все же преобладают содержания до 15% P_2O_5 , что обычно для гайотов рассматриваемого региона. Преимущественно присутствуют фосфатосодержащие обломочные околорифовые породы, разности собственно тела рифовой постройки не встречены. Продукты разрушения рифов весьма разнообразны - от грубо-(до 10-20 см в поперечнике) до мелкообломочных (от 0.5 до 2-3 см); от плотных, крепких, до рассыпающихся в руках; от серого цвета всех оттенков, до желтоватых. Обломки представлены отчасти детритом пород, но чаще обломками кораллов до 8-10 см в поперечнике, моллюсков,

гастропод, водорослевых комков и т.п. Сортировка по размерам весьма разная - есть сравнительно мелкообломочные разновидности, более равномерные; в грубых разностях обломки весьма различны по величине. Только изредка встречаются обломки перекристаллизованного известняка. В некоторых образцах сравнительно много концентрически зональных онкоидов, что, вероятно, указывает на переход к лагунным фациям. Все-таки таких пород немного, что несколько не согласуется с более ранними наблюдениями [2]. Обломки чаще полуокатанные, иногда угловатые, а некоторые фрагменты фоссилий почти не несут признаков окатанности. Характерно присутствие обломков серповидной, плитчатой формы. Цементация чаще слабая, преимущественно типа соприкосновения, много пор. Цемент карбонатный, изредка замещенный фосфатом.

Фосфатизация проявляется участками и степень ее развития широко варьирует в пределах даже небольшого образца. Обычно она распространяется от краев обломков к их центру, но в онкоидах наоборот - центральная часть фосфатизирована, а периферия нет. При этом фосфат иногда замещает обломки или даже участки породы целиком, но никогда он не образует корок. Иногда поры заполнены фосфатизированным нанофораминиферовым илом, вероятно, уже позднемеловой-эоценовой планктонной генерации. В редких случаях встречены обломки рифовых пород в таком же заполнении. Их уже следует рассматривать как разновидность вышеописанных фосфатных брекчий.

Фосфат, развивающийся в породах околорифового комплекса, оптически не отличается от фосфата в планктонных отложениях.

Данные о химизме фосфоритов гайота ИОАН приведены в таблице 5. Они указывают на достаточно высокие содержания свободного карбоната и отчасти силикатных компонентов в соответствующих разновидностях, хотя, конечно, весь спектр вариаций представить здесь нет возможности. Довольно высокие содержания фтора указывают на франколитовый или фторалатитовый характер фосфата. Повышенные содержания CaO и SiO_2 обычны в фосфоритах подводных гор. Из РЗЭ заметно повышены количества иттрия. В фосфоритах гайота ИОАН также относительно велики (до 40% отн.) содержания фосфата, растворимого в лимонной кислоте, что предполагает возможность их использования в виде фосфоритной муки. Реальная же оценка возможных путей их утилизации во многом зависит от технологии переработки. С учетом того, что на фосфоритах всегда развиты оксидные корки, оптимальным был бы вариант, ориентированный на отделение корок от субстрата, что кажется техниче-

Результаты химических анализов в массовых процентах фосфоритов гайота ИОАН

Компоненты	Номера проб								
	35Д-34А	35Д-26А	35Д-168А	35Д-132А	35Д-172А	35Д-142Б	35Д-58Ар	35Д-38А	35Д-67А
SiO ₂	6.8	1.5	6.2	3.0	3.8	4.5	4.9	10.3	1.2
TiO ₂	0.31	0.10	0.10	0.16	0.31	1.10	0.05	0.58	0.10
Al ₂ O ₃	2.27	0.53	1.28	1.04	1.53	1.04	0.64	2.08	0.69
Fe ₂ O ₃	2.14	1.15	1.45	1.36	1.96	1.13	0.53	5.55	0.70
MnO	0.85	0.25	0.69	0.64	0.52	0.33	0.20	2.76	0.34
CaO	47.92	50.00	46.00	48.60	46.60	53.51	48.32	36.82	47.87
P ₂ O ₅	24.31	31.15	29.75	29.06	24.31	24.73	12.71	20.12	31.99
MgO	0.71	0.60	0.62	0.57	0.49	0.60	0.59	1.01	0.57
Na ₂ O	1.64	2.07	2.03	1.34	1.14	1.59	1.06	1.74	1.64
K ₂ O	0.59	0.18	0.39	0.34	0.46	0.27	0.17	0.65	0.18
П.п.п.	9.47	9.65	8.16	9.97	16.39	9.75	29.16	16.24	11.12
H ₂ O	0.34	0.10	0.00	0.13	0.08	0.00	0.09	0.34	0.14
SrO	0.17	0.17	0.19	0.18	0.015	0.14	0.11	0.15	0.17
BaO	0.025	0.00	0.57	0.80	0.04	0.07	0.00	0.04	0.01
S _{общ.}	0.36	0.46	0.53	0.45	0.31	0.54	0.27	0.25	0.31
F _{опред.}	3.20	3.60	3.80	3.80	3.40	3.20	2.00	2.20	4.40
	101.17	101.51	101.76	101.45	101.48	101.50	100.81	100.89	101.44
S=O ₂	0.18	0.23	0.265	0.225	0.155	0.27	0.135	0.125	0.15
F=O ₂	1.85	2.08	2.20	2.20	1.97	1.85	1.16	1.27	2.54
	99.58	99.76	99.89	99.62	99.89	99.88	99.83	99.83	99.42
Υ ^{х)}	736	533	523	877	729	760	45	418	523

х) Υ - в г/тонну

ки не сложно реализовать. Необходимо решать проблему и собственно обогащения фосфатов.

В задачу настоящей статьи не входит детальное рассмотрение проблемы генезиса фосфоритов гайота ИОАН, этому вопросу предполагается посвятить последующие публикации. Однако, поскольку первые исследователи гайота ИОАН высказались по этой проблеме [2], считаем полезным кратко отразить здесь свои представления. С нашей точки зрения, критика возможной связи фосфатогенеза с вулканизмом, высказанная Н.А.Лисициной с коллегами, вполне обоснована и справедлива. Действительно, большой отрыв по времени вулканизма (конец раннего мела) и формирования по крайней мере большей части фосфоритов (конец эоцена) уже является серьезным аргументом. Но главное все же, что сами фосфориты совершенно не несут каких-либо признаков гидротермальных проявлений. Это обычная фосфатизация органогенно-осадочных пород, вполне характерная и для фосфоритов континентов.

Вместе с тем, указанные авторы выдвигают свое объяснение причин фосфатогенеза на гайоте ИОАН, который, по их мнению, вызван подъемами морских вод местных апвеллингов, обогащенных биогенами, в том числе и фосфором, и воздействием этих вод на меловые и палеогеновые породы "шапки" гайота в миоцене. Таким образом, опять резко и на значительный временной интервал разрывается седиментация пород, в которых реально устанавливаются фосфориты, и процесс фосфатогенеза, что противоречит существующим представлениям, по крайней мере, для фосфоритов континентов. Для последних, независимо от точки зрения исследователей на сам процесс фосфатизации, седиментация и фосфатогенез не отрываются друг от друга во времени значительно и нам не известны примеры доказательств подобных суждений. Сам факт наличия современных фосфоритов в современных осадках [1] прямо указывает на теснейшую связь собственно седиментации и фосфатогенеза. Поэтому использование Н.А.Лисициной с соавторами [2] в качестве доказательства своих позиций примера Перуанского апвеллинга, в зоне которого и формируются геологические синхронно осадки и фосфориты [1,8,9], ни в коей мере не может быть принято. Наличие признаков замещения фосфором биогенных осадков - это также обычная черта практически всех фосфоритов, как древних, так и молодых, в том числе современных [1]. И в этом смысле фосфориты гайота ИОАН, как и других гайотов Пацифики, не только не исключение, а полное соответствие общему правилу. Вместе с тем, авторы рассматриваемой работы все же правы в том, что местные, надгайотные апвеллинги играют определяющую роль в фосфатогенезе подводных гор,

но только на стадии планктонной седиментации в соответствующее время, для гайота ИОАН в интервале от позднего мела почти до конца эоцена, а не в миоцене, когда фосфатизация практически прекратилась. Именно поэтому в составе, допустим меловых, фосфатных брекчий уже встречаются обломки фосфоритов. Если бы фосфатизация была миоценовой, а меловые породы естественно литифицированы, то как могли бы попасть в них обломки фосфоритов? В общем следует признать, что решение проблемы фосфатогенеза на подводных горах может быть вполне найдено в рамках концепции, разработанной и апробированной на современных фосфоритах [1].

Особой проблемой является фосфатизация рифовых отложений. Условия и причины фосфатизации, особенно для так называемых фосфоритов современных "низких" атоллов, пока еще не ясны и традиционно считаются обусловленными отложениями птичьего гуано [10]. Для раннемеловых островов-атоллов применение этой концепции достаточно сомнительно, ибо для этого времени наличие крупных популяций птиц трудно предполагать. Прогресс в понимании процессов фосфатизации на современных островах-атоллах может снять и эту проблему.

В целом фосфоритовая минерализация на гайоте ИОАН каких-либо принципиальных отличий от ранее рассмотренной для гайота Батиса [6] не имеет. Те различия, которые можно заметить, зависят от индивидуальных особенностей развития, времени формирования, периода существования в виде острова-атолла и т.д. Подчеркивая эту общность мы хотели бы обратить внимание, что естественный цикл - формирование вулканической постройки, достижение ею уровня океана, абразия вершинной поверхности, существование острова-атолла, затем более или менее быстрое опускание с накоплением уже планктонных осадков и разрушение привершинной части гайота - явления, характерные для большинства гайотов Пацифики. Именно поэтому и комплекс формирующихся фосфоритов (независимо от возраста) удивительно одинаков; в конце концов, обстановки седиментации и диагенеза остаются в принципе одинаковыми, естественно и их продукты должны быть таковыми. И только детальные сравнения, чему мы намерены уделить внимание в следующей статье, позволят наметить вариации в принципиально сходных ситуациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М., Наука, 1978.231 с.
2. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М., Наука, 1990. 229 с.

3. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельник М.Е., и др. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальто-марганцевых корок Западной Пацифики (условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения)//Тихоокеан. геология, 1994. N 6.С.

4. Лисицина Н.А., Исаева А.Б., Соколова А.Д. и др. Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан)//Литология и полез. ископаемые, 1988. N 2. С.39-54.

5. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железо-марганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магелановых гор: строение, состав, возраст. Тихоокеан. геология, 1994. N 4. С. 13-27.

6. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В. Геологическое строение на полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан)// Тихоокеан. геология, 1995. N 1 С.23-40.

7. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк. Тихий океан//Тихоокеан. геология, 1993. N 2.С.28-37.

8. Burnett W.C., Baker K.B., Chin P.A., McCabe W., Ditchburn R. Uranium-Series and AMS ¹⁴C studies of modern phosphatic pellets from Peru shelf muds // Marine Geol.1988. V.80. P.215-230.

9. Burnett W.C. Phosphorite growth and sediment dynamics in the modern Peru shelf upwelling system. In: Neogene to Modern Phosphorites: Phosphate Deposits of the World. Cambridge University Press, Vol.3, 1990, p.62-72.

10. Hutchinson G.E. Survey of existing knowledge of biogeochemistry. 3. The Biogeochemistry of Vertebrate excretion //Bull. of the American Museum of Natural History. New York, Cambridge, 1950. 560 p.

АО "Дальморгеология",

г.Находка.

Дальневосточный геологический институт

ДВО РАН,

г.Владивосток

Поступила в редакцию

11 октября 1994.

M.E.Melnikov, E.L.Shkolnik, I.A.Pulyaeva, T.V.Popova

Results of the detailed study of oxide ferromanganesian and phosphorite mineralization on IOAN guyot (West Pacific)

Recent data on geological structure and mainly on ore content of IOAN guyot (Magellan Mountains, West Pacific) are discussed on the base of the detailed study using a complex of geophysical methods, photoprofiling, and dredging. Information on the structure of ore crusts, concretions, and concretion-crust formations and regularities of their distribution are given. Preliminary comparison with Batisa Guyot (Marcus-Wake sea mount system) is done. Phosphorite varieties found on the guyot are described, their chemical characteristics is given, and conditions of their formation are briefly outlined.

М.Г.Руб, А.К. Руб, Н.И.Чистякова, И.А.Руб, Н.Н.Кривошеков

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОКШАРОВСКОГО МАССИВА (ПРИМОРЬЕ) КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ТИТАНА

В статье приводятся полученные авторами новые данные о содержании титана в породообразующих и аксессуарных минералах рудных и биотизированных пироксенитов, слагающих главную часть Кокшаровского массива ультраосновных щелочных пород. Сопоставление баланса распределения титана по минералам показало, что подавляющая часть титана связана с ильменитом и титаномагнетитом. Сравнение Титанового оруденения Кокшаровского массива отличается по возрасту и геологической обстановке от подобных месторождений России и зарубежных стран. По содержанию титана и ванадия Кокшаровский массив ближе всего Качканарскому месторождению и может быть новым для Приморья источником титана и ванадия.

Кокшаровский массив ультраосновных щелочных пород, к которому приурочено крупное месторождение вермикулита, детально изучался в 1960-1970 годы [3,6,7]. Позднее в элювиальных и аллювиальных отложениях была установлена платиновая минерализация [10]. В последние годы нами получены новые данные по титановому оруденению.

Кокшаровский массив расположен у с.Кокшаровка в Чугуевском районе Приморского края. Массив протягивается более чем на 20 км с юго-запада на северо-восток при видимой ширине около 1 км (рис.1). На северо-востоке массив выклинивается, а на юго-западе, судя по данным геофизических исследований (магнитная аномалия), прослеживается дальше вскрытых выходов. Кокшаровский массив прорывает и метаморфизует вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя (карбона и перми), и его нижняя возрастная граница датируется верхней пермью. Верхняя возрастная граница не установлена. Определение радиологического возраста пироксенитов, слагающих главную часть Кокшаровского массива, произведенное в лаборатории ИГЕМ РАН К-Аг методом по биотиту (отобранному из пироксенитов), дало 139 млн лет, что соответствует верхней юре-нижнему мелу. При определении радиологического возраста тингуаитов, произведенном в той же лаборатории по нефелину, получены близкие цифры (135-145 млн лет). Кокшаровский массив прорывает шарнирную часть синклинали складки северо-восточного направления, ядро которой сложено средними эффузивами, кремнистыми породами, алевролитами, песчаниками и известняками с микрофауной (верхний карбон-нижняя пермь) себучарской свиты. К северо-востоку от Кокшаровского массива располагается более 10

мелких штоков ультраосновных щелочных пород. На контакте с ультраосновными щелочными породами вмещающие осадочные породы ороговикованы, степень изменения их уменьшается по мере удаления от массива.

Формирование Кокшаровского массива произошло в течение нескольких последовательных интрузивных фаз, объединенных в один комплекс, получивший название Кокшаровского. К первой фазе относятся пироксениты, слагающие главную часть массива. Среди них преобладают среднезернистые разновидности, часто обогащенные титаномагнетитом. В них наблюдаются шлиры и жилы мелкозернистых пироксенитов, также с повышенным содержанием титаномагнетита. Как в средне-, так и в мелкозернистых пироксенитах наблюдаются участки, обогащенные апатитом. Содержание апатита в этих участках достигает 25-30%. С первой фазой связаны также грубозернистые и пегматоидные пироксениты, образовавшиеся в результате перекристаллизации при постмагматических процессах. В краевых частях Кокшаровского массива, в зоне контакта пироксенитов с вмещающими их песчано-сланцевыми породами, наблюдаются участки, содержащие 25-30% сфена. Геологическое положение и петрографические особенности пород, слагающих эти участки, позволяют предполагать, что они образовались в результате ассимиляции ультраосновной магмой сиалических пород. Эта ассимиляция происходила, вероятно, в верхнем структурном ярусе в момент образования Кокшаровского массива.

В некоторых участках в периферической части Кокшаровского массива установлены авезакиты, которые образовались при амфиболизации пироксенитов. Обычно авезакиты обогащены сфеном. Несколько позже развивались процессы

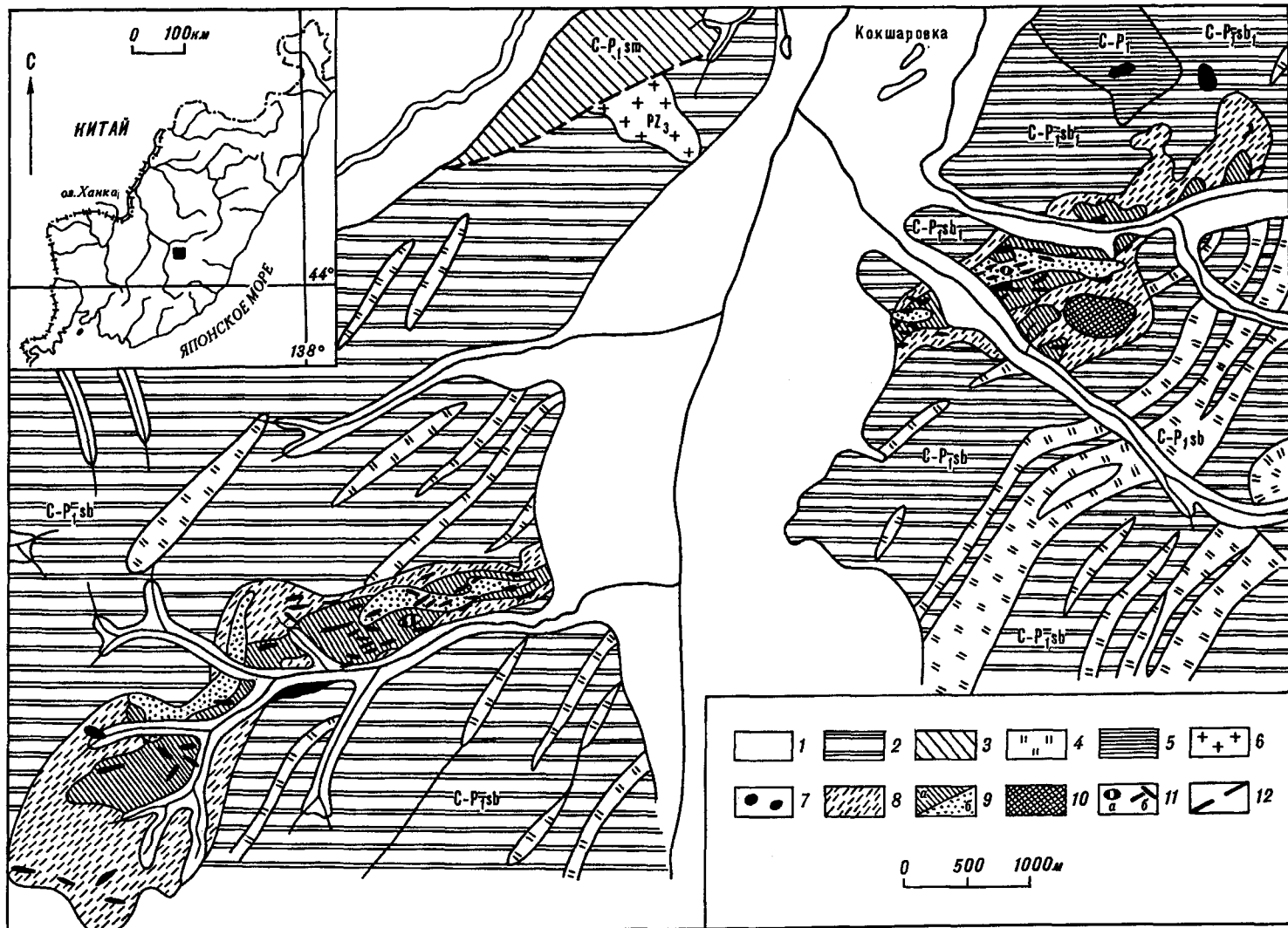


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кокшаровского ультраосновного щелочного массива (составили В.В.Левицкий и М.Г.Руб).

На врезке - обзорная карта Приморья (заштрихованный квадрат - район исследования).

1 - современные отложения; 2 - себучарская свита (С-Р₁sb) - порфириды, туфы, яшмовидные и кремнистые породы, алевролиты, линзы известняков; 3 - самаркинская свита (С-Р₁sm) - глинистые сланцы, песчаники, кремнистые породы, линзы известняков; 4 - линзы и прослои кремнистых пород; 5 - амфиболизированные габбро (С-Р₁); 6 - граниты (PZ₃); 7 - неизмененные пироксениты; 8 - амфиболизированные пироксениты; 9 - биотитизированные пироксениты: а - слабо биотитизированные, б - сильно биотитизированные; 10 - карбонатизированные пироксениты; 11 - нефелиновые сиениты и тингуаиты: а - штоки, б - дайки; 12 - разрывные нарушения.

локально проявленной агиринизации и нефелинизации пироксенитов, сопровождавшейся образованием ийолитмельтейгитов, альбитсодержащих щелочных пироксенитов и прожилков нефелина в пироксенитах.

Вторая фаза рассматриваемого комплекса представлена нефелиновыми сиенитами типа фойяитов, тингуаитами, миаскитами и пегматоидными нефелиновыми сиенитами. Может быть, тингуаиты следует отнести к заключительной субфазе. Дайки и небольшие штокообразные тела нефелиновых сиенитов типа фойяитов и тингуаитов (местами с эвдиалитом) пересекают все породы первой фазы Кокшаровского массива. Мощность даек колеблется от нескольких см до 5-6 м, простираение их субширотное или северо-восточное. Контакты даек тингуаитов и нефелиновых сиенитов с пироксенитами обычно резкие, иногда наблюдаются зоны закалки. В ряде участков на контакте с дайками и штоками нефелинсодержащих пород в пироксенитах наблюдается замещение пироксенов щелочной роговой обманкой и биотитом.

Наиболее многочисленные и разнообразные по составу дайки и штоки нефелинсодержащих пород наблюдаются в юго-западной части Кокшаровского массива (район ключа Старикова). В этой части обнаружено пересечение среднезернистых нефелиновых сиенитов дайками тингуаитов. Контакт между ними резкий. В пределах Кокшаровского массива, вблизи даек нефелинсодержащих пород в пироксенитах известно крупное вермикулитовое месторождение. Образование биотита, переходящего впоследствии в вермикулит, связано с постмагматической деятельностью, сопровождающей интрузии щелочных пород. Благоприятными структурами были сколовые трещины субширотного простираения, к которым приурочено максимальное количество слюды. В зонах, обогащенных биотитом, наблюдаются пегматоидные разности пироксенитов, возникшие, вероятно, в результате перекристаллизации среднезернистых пироксенитов под воздействием летучих.

Пироксениты, слагающие главную часть Кокшаровского массива, состоят в основном из титанистого авгита (65-85%), титаномagnetита (10-29%), ильменита (5-10%), апатита (3-5%) и сфена (0,8-3%). В ряде участков встречаются биотиты и вермикулит, иногда наблюдается перовскит. В пироксенитах, обогащенных титаномagnetитом, и амфиболлизированных пироксенитах установлен меланит. Структура пироксенитов обычно панидиоморфнозернистая, а в участках, обогащенных титаномagnetитом - сидеронитовая.

В амфиболлизированных пироксенитах амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, керсутитом, баркевикитом. Амфиболити-

зация сопровождается нарастанием количества сфена, содержание которого в интенсивно амфиболлизированных пироксенитах местами достигает 25-30%. По химическому составу пироксениты Кокшаровского массива близки к якупирангитам Бразилии. Так же как и якупирангиты, они содержат пониженное количество SiO_2 (33-38%) и повышенное количество TiO_2 (2,15-7,50%) и Fe_2O_3 (17,52%) (табл.1). При биотитизации пироксенитов происходит вынос большого количества кальция, привнос калия, а также воды (табл.2).

Эгириновые нефелиновые сиениты и тингуаиты состоят из нефелина (25,4-43,6%), калиевого полевого шпата (25-39%) альбита (11-33%), эгирина (6,6-13,8%). Акцессорные минералы представлены эвдиалитом, сфеном, апатитом, цирконом, титаномagnetитом. Вторичные минералы представлены лепидомеланом, канкринитом, либнеритом, цеолитом. Структура породы гипидиоморфозернистая или трахитоидная, в тингуаитах обычно порфириовидная. Порфириовидные выделения представлены нефелином, калиевым шпатом и эгирином. В пегматоидных нефелиновых сиенитах структура пегматоидная.

Роговообманковые нефелиновые сиениты состоят из калиевого полевого шпата (40,3-50,3%), альбита (25,6-32,5%), нефелина (7,4-13,3%), щелочной роговой обманки, представленной гастингситом и баркевикитом (11,0-14,7%). В небольшом количестве присутствует эгирин. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом, вторичные - либнеритом и канкринитом. Структура гипидиоморфозернистая. В некоторых участках наблюдается порфириовидная структура, обусловленная присутствием порфириовидных выделений нефелина и роговой обманки.

В пределах Кокшаровского массива выделяются два типа нефелинсодержащих пород: одни приближаются к агпаитовому типу (коэффициент агпаитности равен единице или больше единицы), вторые - к миаскитовому (коэффициент агпаитности меньше единицы - 0,45-0,89). К первому типу относятся эгириновые нефелиновые сиениты и тингуаиты, ко второму - роговообманковые нефелиновые сиениты. Указанные типы пород отличаются и другими особенностями.

В пределах Кокшаровского массива широко развиты постмагматические процессы, которые проявляются в альбитизации и эгиринизации главным образом нефелиновых сиенитов и тингуаитов, а также в амфиболитизации, биотитизации и карбонатизации пироксенитов. Намечается определенная последовательность постмагматических процессов: наиболее ранним является натровый метасоматоз, который сменяется калиевым, а последний в свою очередь - натриевым. Наиболее

Химический состав ультраосновных и щелочных пород Кокшаровского массива (мас.%)

	Пироксениты	Пироксениты, обогащенные титаномagnetитом			Биотитизированный пироксенит	Авезказит	Якупирангит (Бразилия)	Авезказит (Верхние Пиренеи)	Роговообманковые нефелиновые сисениты			Тингуаиты		
	1901	312	проба К-2	465	проба К-3	3010-е			1902	101	1883	1884	1886	
SiO ₂	33.21	32.96	34.10	38.96	37.94	34.36	38.38	31.80	54.43	56.38	53.64	не ан.	не ан.	
TiO ₂	2.15	7.50	8.08	5.55	5.28	5.24	4.32	3.25	2.03	1.58	0.42	"-	"-	
Al ₂ O ₃	11.30	3.81	4.00	2.66	5.50	7.22	6.15	10.96	17.18	24.90	23.42	22.89	23.44	
Fe ₂ O ₃	17.78	17.58	24.2	17.62	22.50	13.21	11.70	12.23	3.01	1.02	2.88	не ан.	не ан.	
FeO	7.94	11.62	24.2	5.60	22.50	11.84	8.14	0.79	5.73	1.06	1.59	"-	"-	
MnO	0.24	0.20	0.27	0.02	0.19	0.20	0.16	не обн.	0.19	следы	0.09	"-	"-	
MgO	8.82	11.22	10.70	11.69	11.30	11.66	11.47	8.40	1.57	0.37	0.21	"-	"-	
CaO	16.88	14.60	17.10	17.60	15.00	14.60	18.60	17.34	5.90	1.11	1.56	"-	"-	
Na ₂ O	0.92	не ан.	0.73	0.50	1.02	не ан.	0.78	0.66	5.06	8.10	10.47	10.90	11.44	
K ₂ O	0.12	0.58	0.20	0.10	0.37	0.40	0.13	0.27	4.46	4.80	5.33	5.48	5.10	
H ₂ O ⁻	0.30	не ан.	не ан.	не ан.	не ан.	не ан.	0.54	не ан.	0.21	не ан.	0.20	не ан.	не ан.	
H ₂ O ⁺	0.45	"-	"-	"-	"-	"-	0.17	"-	0.37	"-	0.58	"-	"-	
п.п.п.	-	"-	"-	"-	"-	1.91	-	1.50	-	1.25	-	-	-	
Сумма	100.17	100.07	99.38	100.30	99.10	100.30	100.72	99.52	100.21	100.64	100.54			
Элементы-примеси (в г/т)														
Cr	800	850	770	не ан.	400	530	не ан.	не ан.	25	не ан.	20	не ан.	не ан.	
V	1200	1200	1100	"-	700	900	"-	"-	40	"-	33	"-	"-	
Ba	400	250	193	"-	412	280	"-	"-	30	"-	34	"-	"-	
Sr	300	200	99	"-	107	400	"-	"-	1200	"-	820	"-	"-	
Nb	27	18	12	"-	17	25	"-	"-	85	"-	90	"-	"-	
Zr	127	90	78	"-	95	140	"-	"-	110	"-	150	"-	"-	
Rb	15	11	4	"-	18	15	"-	"-	40	"-	45	"-	"-	
Y	26	23	17	"-	15	20	"-	"-	200	"-	230	"-	"-	
Pt	не ан.	не ан.	0.06	"-	0.05	не ан.	"-	"-	не ан.	"-	не ан.	"-	"-	
Pd	"-	"-	0.05	"-	0.05	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	
Au	"-	"-	0.04	"-	0.015	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	
TR	"-	"-	133	"-	120	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	"-	

Содержание CaO, K₂O, Na₂O, H₂O, Cl и P₂O₅ в пироксенитах (в мас.%)

№№ обр.	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cl	P ₂ O ₅
Неизмененные пироксениты							
137	16.96	0.08	0.58	не обн.	0.43	0.06	0.05
249	18.55	0.12	0.60	"-	0.49	0.04	0.06
254	17.35	0.10	0.58	"-	0.31	0.04	0.09
86	16.96	0.08	0.64	"-	0.47	0.03	0.05
Амфиболизированные пироксениты							
243	13.71	1.32	2.60	не обн.	1.18	0.04	0.81
Биотитизированные пироксениты							
170	11.66	2.32	0.71	не обн.	1.11	0.03	не ан.
251	10.13	1.61	0.61	"-	1.42	0.03	0.09
253	10.24	1.66	0.55	"-	1.19	0.03	0.05

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН аналитиками Л.М.Крутецкой, М.С.Гусевой и Г.Л.Тимофеевой

поздним является кальциевый метасоматоз. Натриевый метасоматоз наиболее интенсивно проявлен в нефелиновых сиенитах и тингуаитах и привел к формированию эгирин-альбитовых пород и альбититов.

Калиевый метасоматоз особенно интенсивно проявился в пироксенитах и привел к образованию крупного вермикулитового месторождения. Растворы, которые приносили калий, вероятно, были богаты летучими, вызвавшими интенсивную перекристаллизацию пироксенитов от мелко- и среднезернистых до грубозернистых и пегматоидных. Наблюдающаяся в пределах Кокшаровского массива амфиболизация либо предшествует биотитизации, либо происходит почти одновременно с ней.

Кальций, выделившийся при биотитизации пироксенитов, в основном выносился и, накапливаясь, приводил к образованию карбонатитов. В ультраосновных и щелочных породах Кокшаровского массива присутствуют барий, стронций, титан, галлий, медь. Кроме того, в апатитах ультраосновных пород, также как и в апатитах нефелиновых сиенитов, постоянно присутствует иттрий, лантан и церий. В пироксенитах установлена постоянная примесь циркония и стронция (в количествах, превышающих кларковые), характерных акцессорных элементов нефелиновых сиенитов и тингуаитов рассматриваемого массива. В то же время, в

последних иногда отмечаются никель, кобальт, хром - характерные элементы пироксенитов:

В постмагматических образованиях, сопровождающих ультраосновные и щелочные породы Кокшаровского массива - альбититах и карбонатитах - отмечается ряд элементов, характерных как для ультраосновных, так и щелочных пород.

Таким образом, петрографические и геохимические особенности ультраосновных и щелочных пород Кокшаровского массива, а также сопровождающих их постмагматических образований свидетельствуют об общности магматического очага, из которого они образовались, т.е. о парагенетической связи этих образований.

В элювии, развитом по эвеказитам, и в аллювиальных отложениях водотоков первого порядка, развитых в пределах Кокшаровского массива, В.М.Шашкиным [10] обнаружена платинометаллическая минерализация. Зерна минералов платиновой группы извлекались из проб объемом 0,5-1,0 м³ по известным методикам. Проведенные упомянутыми авторами исследования минералов платиновой группы показали, что в Кокшаровском массиве развита иридиево-платиновая минерализация, характеризующаяся существенным преобладанием в ее составе изоферроплатины, содержащей переменное количество иридия. Такая же минерализация

Химический состав титаносодержащих минералов пироксенитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	41.85	47.60	48.13	49.8	49.8	38.75	37.91	35.70	1.69	1.80	не об.	не об.	не об.	не об.	29.5	29.7
TiO ₂	2.72	2.00	1.88	1.6	1.7	6.65	5.51	6.00	15.5	15.80	18.0	15.6	55.3	54.6	38.9	39.0
Al ₂ O ₃	9.74	3.24	3.65	3.4	4.5	9.39	11.76	13.60	0.52	0.48	2.9	2.9	не об.	не об.	1.3	1.4
Fe ₂ O ₃	5.97	3.29	3.67	7.4	6.6	4.97	2.38	4.39	48.32	45.42	75.0	76.3	36.6	42.1	1.0	1.0
FeO	8.26	4.08	4.08	7.4	6.6	8.30	9.99	8.02	28.16	28.27	75.0	76.3	36.6	42.1	1.0	1.0
MnO	0.33	0.08	0.08	0.2	0.2	0.14	0.10	0.09	0.28	0.28	0.7	0.5	1.2	1.2	не об.	не об.
MgO	7.26	14.71	14.32	15.4	14.0	13.66	17.20	19.35	5.08	5.26	3.4	4.5	7.6	1.8	-	-
CaO	21.91	23.90	23.42	22.9	22.8	13.19	4.20	0.41	сл.	1.92	0.2	не об.	не об.	не об.	28.5	28.0
Na ₂ O	0.93	0.52	0.50	0.93	0.6	2.32	0.97	0.10	не об.	не об.	не ан.	не ан.	-	-	не об.	не об.
K ₂ O	0.12	0.09	0.02	не ан.	не ан.	1.60	6.99	7.66	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0.86	не об.	не об.	-	-	1.50	2.16	3.80	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.19	-	-	-	-	не ан.	не об.	не об.	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.46	не ан.	не ан.	-	-	0.20	1.78	0.47	-	-	-	-	-	-	-	-
Прочие	-	-	-	-	-	Li-0.008 Rb ₂ O-0.08	F-0.30 Li ₂ O-0.016	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.60	99.51	99.75	100.8	99.2	99.97	100.99	100.08	99.55	98.93	100.3	99.8	100.7	99.7	99.3	99.1

П р и м е ч а н и е. 1,2,3 - титанистый авгит из пироксенитов [6,7]; 4,5 - титанистый авгит из рудных пироксенитов; 6 - керсутит из пироксенитов [6,7]; 7,8 - слюда промежуточного состава между биотитом и флогопитом из биотитизированных пироксенитов [6]; 9,10 - титаномагнетит из пироксенитов [6,7]; 11,12 - титаномагнетит; 13,14 - ильменит; 15,16 - сфен из рудных пироксенитов (технологическая проба К-2). Аналитики: 1-3,6,9,10 - А.Т.Садикова (ИГЕМ РАН), М.Г.Погорелова (ДВГИ РАН); 7 - В.С.Некрасова (ИГЕМ РАН); 8 - В.В.Лепярская (ДВГИ РАН). Анализы образцов 4,5,11-16 - выполнены Н.И.Чистяковой (ВИМС) на рентгеновском микроанализаторе "Самебах" (Франция).

ция известна в щелочно-ультраосновных массивах Алданской провинции.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИТАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ КОКШАРОВСКОГО МАССИВА И ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАНОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ

Среди пироксенитов, слагающих главную часть Кокшаровского массива, выделяются следующие разновидности: неизменные рудные, перовскитовые, амфиболизированные, биотитизированные и карбонатизированные. Наиболее широко распространены биотитизированные пироксениты, в которых биотит обычно замещен вермикулитом. Неизменные пироксениты составляют незначительную по объему часть массива, они образуют неправильной формы участки, которые обычно замещаются грубозернистыми и пегматоидными керсутит-биотитовыми пироксенитами. Рудные пироксениты пользуются относительно широким распространением, слагая центральную часть Кокшаровского массива. Перовскитовые пироксениты пользуются ограниченным распространением. Они встречены на участках ключей Калугина (шурф 75), Масленникова (канавы 26 и 27), Старикова (шурф 375,487,499,511). Амфиболизированные пироксениты наиболее широко распространены в периферической части массива. Содержание сфена в этих участках иногда достигает 25-30%. Содержание TiO_2 в сфене колеблется от 37 до 39%.

Среди породообразующих минералов во всех типах пироксенитов резко преобладает титанистый авгит, в биотитизированных пироксенитах в значительном количестве присутствует вермикулит. В качестве аксессуарных минералов - апатит, роговая обманка. Широко развиты титановые минералы - титаномагнетит и ильменит. Менее распространен сфен, который наблюдается в основном в амфиболизированных пироксенитах. Соотношение титановых минералов в различных типах пироксенитов различно. Так, в биотитизированных пироксенитах, титаномагнетит резко преобладает над ильменитом и сфеном, в то время как в рудных пироксенитах титаномагнетит и ильменит присутствуют в одинаковых количествах при незначительном содержании сфена.

Детальные исследования, включая исследование на электроннозондовом микроанализаторе, позволили установить химический состав и особенности распределения рудных и сопутствующих элементов в титанистом авгите и титановых минералах.

Титанистый авгит является главным минералом исследованных пород. Он образует призматичес-

кие кристаллы размером от 0,5 мм до 4-5 мм, а в пегматоидных разностях - до 10 см. В шлифе титанистый авгит бурый, иногда с красным или фиолетовым оттенком. Плеохроизм в буроватых тонах, иногда встречаются кристаллы с зональным строением. Угол угасания $C:Ng=46-48^\circ$, $2V=54-56^\circ$, $ng-1,725$, $pr-1,698$. Иногда в авгите наблюдаются микровключения ильменита. Химический состав авгита приведен в табл.3. Титанистый авгит однороден по содержанию основных компонентов. Содержание диоксида титана варьирует в нем от 1,5 до 2,2% (табл.3). Титанистый авгит замещается биотитом, реже щелочной роговой обманкой.

Титаномагнетит постоянно присутствует в пироксенитах. В рудных пироксенитах его содержание достигает 25-30%. В технологической пробе К-3 содержание титаномагнетита 16,46%. Титаномагнетит образует зерна неправильной формы размером от сотых долей мм до 1 мм, заполняющие промежутки между кристаллами титанавгита. В некоторых участках наблюдаются скопления крупных (до 2,5-3 мм) кристаллов титаномагнетита.

Химический состав титаномагнетита приведен в табл.3 и 4. В технологических пробах К-2 и К-3, наряду с довольно однородными зернами, установлены выделения с различными структурами распада. Содержание TiO_2 колеблется от 7,5 до 18,9%, а содержание MgO от 0,6 до 4,5%. Исследования на электроннозондовом микроанализаторе показали, что титаномагнетит характеризуется наличием тончайших структур распада твердого раствора, обусловленных присутствием мельчайших выделений ильменита (рис.2,3), шпинели и ульвошпинели (рис.3,4). Установлено, что содержание диоксида титана в титаномагнетите из рудных пироксенитов в среднем (17,08%) в 2 раза выше по сравнению с титаномагнетитом из биотитизированных пироксенитов (8,74%). Содержание ванадия в титаномагнетите - 0,14%. Минимальное содержание титана установлено в магнетите из биотитизированных пироксенитов, содержащих продукты распада твердого раствора магнетит-ильменит. Эти образцы характеризуются присутствием двух серий твердых растворов: наряду с магнетит-ильменитовой также магнетит-шпинелиевой. Характер морфологических типов структур распада твердого раствора, образованных магнетитом и титаносодержащими минералами (шпинелью, ульвошпинелью (?), ильменитом), различен. В одном случае преобладают тонкорешетчатые, решетчатые, полосчатые структуры распада (рис.2). Во втором случае единичные пластинчатые, штриховидные выделения. По данным Л.В.Чернышевой [9], совместное присутствие отмеченных структур распада, а также

Химический состав титаномагнетита, мас.%

№ обр.	№ ан.	Оксид							Сумма	
		Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	MnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂		
К-2-3	1	75.0	18.1	3.4	0.2	0.7	2.9	не обн.	100.3	Довольно однородный без структур распада
"-	2	75.9	18.0	1.4	0.2	0.7	1.8	"-	98.00	
"-	3	76.3	17.3	1.7	0.2	0.7	2.1	0.4	98.7	
"-	4	75.2	17.8	3.3	0.2	0.7	3.1	не обн.	100.3	
"-	5	74.0	18.9	2.6	0.1	0.6	2.8	"-	99.0	
К-3	6	76.3	15.6	4.5	не обн.	0.5	2.9	"-	99.8	В отдельных уч-ках набл. тончайшее строение
"-	7	76.0	15.5	4.6	"-	0.5	2.8	"-	99.4	
"-	8	79.5	15.4	1.0	0.2	не обн.	1.0	2.3	99.4	
К-2-3	9	86.3	8.2	2.4	не обн.	0.4	3.2	не обн.	100.5	Со структурами распада шпинели и ульвошпинели(?)-
"-	10	86.6	10.3	2.1	"-	0.5	2.3	"-	101.8	
"-	11	84.9	9.9	1.8	"-	0.5	2.5	"-	99.6	
"-	12	84.6	8.0	0.6	0.3	0.3	2.0	0.9	96.7	
"-	13	83.8	8.4	4.2	не обн.	0.5	2.7	не обн.	99.6	
"-	14	81.4	10.0	2.4	не обн.	0.5	3.7	"-	98.0	
"-	15	85.8	7.5	1.1	0.3	0.3	0.9	0.9	96.8	
"-	16	83.5	7.6	2.0	0.3	0.3	3.0	не обн.	96.7	
К-3	17	95.0	1.4	0.6	не обн.	не обн.	1.4	не обн.	98.4	Содержит продукты распада твердого раствора: ильменит, ульвошпинели(?), шпинель
"-	18	97.0	0.6	0.4	"-	"-	0.5	"-	98.5	

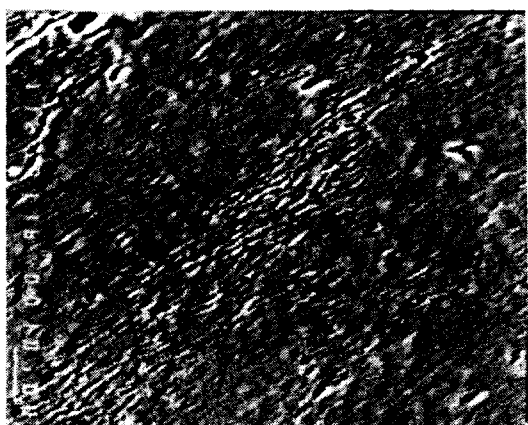


Рис. 2. Титаномагнетит с участками тонкорешетчатого строения, обусловленными структурой распада твердого раствора. Изображение в обратно-рассеянных электронах, ув.1100.

повышенные содержания Mg, Ti, Al являются характерными типоморфными признаками титаномагнетитов из ультрабазитов формации ультраосновных щелочных пород (Ковдорский массив и др.). По данным локально-лазерного спектрального анализа, изученные титаномагнетиты характеризуются высоким содержанием ванадия (0,14%), повышенным содержанием никеля (до 0,04%), хрома (0,05%) и пониженным содержанием кобальта (0,007%).

Для оценки соотношения минералов в тонких сростаниях использовался метод гамма-резонанса (ЯГР)*. Установлена существенная роль ильменита в магнетитовой фракции за счет тончайших выделений (структур распада) ильменита в титаномагнетите рудных пироксенитов. В биотитизированных пироксенитах магнетит более "стерилен" и содержит значительно меньше микровключений ильменита. Установлена также существенная примесь маггемита наряду с магнетитом в магнитной фракции. В аналогичной фракции из биотитизированных пиро-

* Исследования проведены в ВИМС В.В.Коровушкиным

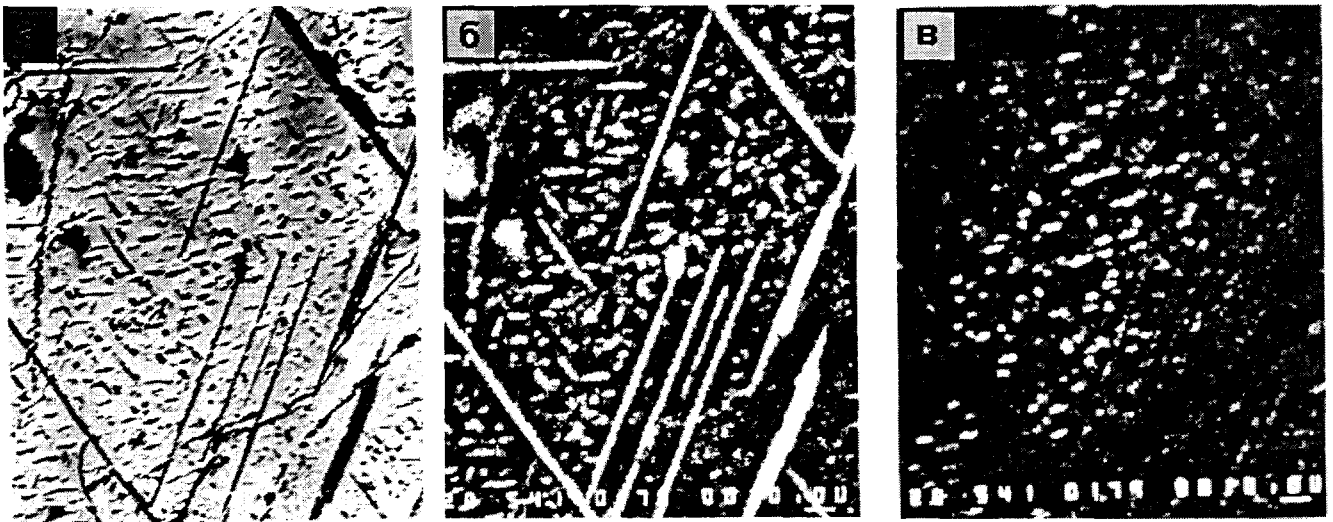


Рис.3. Титаномагнетит (светло-серое) с продуктами распада твердого раствора: пластинчатыми выделениями ильменита (серый), веретенообразными выделениями шпинели и ульвошпинели (?) (черное). Изображения: а - в обратно-рассеянных электронах, ув.540; б, в - в характеристическом рентгеновском излучении Ti.(б), Fe (в).

ксенитов маггемит отсутствует. Для определения количества титана, находящегося в структуре магнетита в изоморфной форме, использовался магнитометрический метод. По данным магнитометрии**, магнетит из рудных пироксенитов содержит 2,7% TiO_2 в изоморфной форме, в то время как в магнетите из биотитизированных пироксенитов содержится только 1,5% TiO_2 в структуре минерала.

Ильменит - второй по распространенности титановый минерал исследованных пород. Ильменит образует зерна неправильной формы размером от 0,2 до 1,5 мм и совместно с титаномагнетитом выполняет интерстиции между кристаллами титанагита, а также наблюдается в виде тончайших выделений в структурах распада твердого раствора в титаномагнетите, охарактеризованных выше (рис.2,3). В отличие от магнетита состав ильменита весьма однороден (табл.5). Минимальные вариации характерны для содержания титана (53,2-55,7% TiO_2), более существенно варьирует магний (1,8-7,9% MgO) и железо, находящиеся в обратной корреляционной зависимости. Состав ильменита из продуктов распада твердого раствора в магнетите весьма близок к кристаллическому ильмениту. Он отличается лишь несколько повышенным содержанием марганца (2,4-3,4% MnO_2 , табл.5). При исследовании на рентгеновском микроанализаторе в отдельных зернах ильменита были обнаружены тонкопластинчатые, закономерно ориентированные включения минерала

аллюминия. Размер этого минерала не позволяет определить его химический состав (1 мкм в поперечнике). По данным локально-лазерного анализа, ильменит содержит повышенное количество ванадия (0,07%) при значительно более низких, чем в магнетите, содержаниях хрома (0,01%), а также никеля и кобальта (< 0,0003%). По данным Ю.А.Полканова и В.К.Обулевич [5], наиболее важными типоморфными признаками ильменита являются особенности состава, микронеоднородность, а также кристалломорфологические и некоторые физические свойства. Исследованные ильмениты характеризуются повышенными содержаниями магния (повышенное содержание гейкелитового минала в ряду $FeTiO_3 - MgTiO_3$), повышенными содержаниями Mn, V, низкими - Nb, Ta и PЗЭ.

По особенностям состава исследованные ильмениты типичны для ультраосновных пород, а по высокому содержанию магния приближаются к ильменитам из кимберлитов.

Сфен присутствует в незначительном количестве (до 1%) в неизмененных пироксенитах, в биотитизированных пироксенитах его содержание повышается до 2-4%, максимальное содержание сфена (до 15-20%) установлено в амфиболитизированных пироксенитах - авеказитах. Сфен образует клиновидные кристаллы и зерна неправильной формы размером от 0,1-0,3 мм до 1-2 мм. В шлифе сфен светлорыжий с плеохроизмом в буроватых тонах, $C: Ng = 56^\circ$, $2V = 27^\circ$. Сфен ксеноморфен по отношению к роговой обманке, часто корродирует авгит и титаномагнетит (рис.5). Химический состав сфена

** Исследования проведены Н. Ю. Якубовским

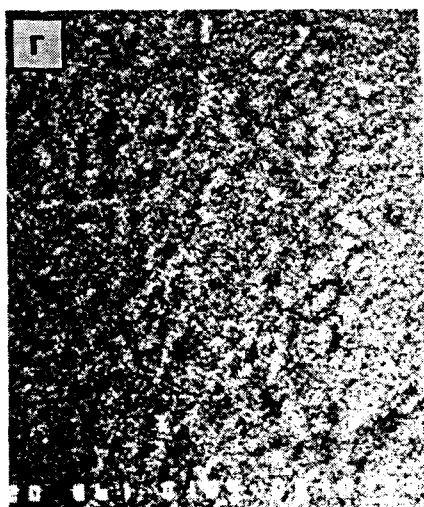
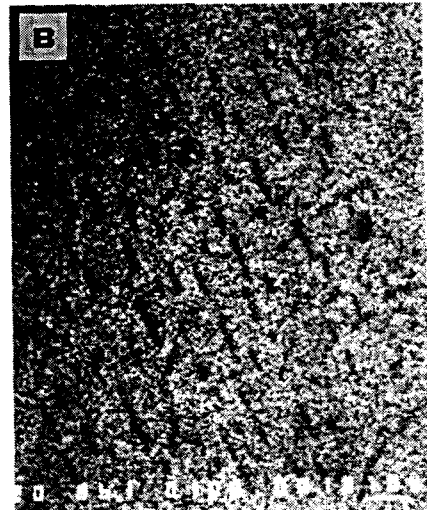
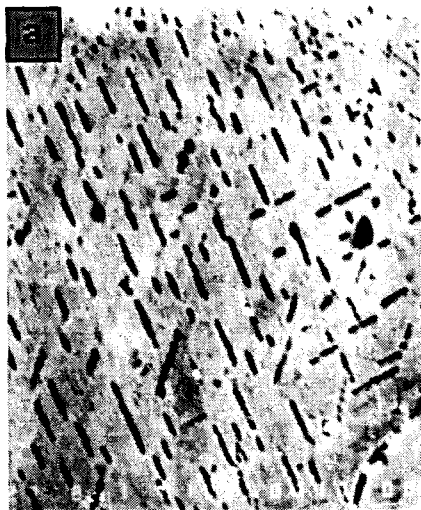


Рис.4. Титаномагнетит (светло-серое) с продуктами распада твердого раствора: веретенообразными выделениями шпинели (черное) и ульвошпинели (?). Изображение: а - в обратно-рассеянных электронах, ув.860; б,в,г - в характеристическом рентгеновском излучении Al (б), Fe (в), Ti (г).

Таблица 5

Химический состав ильменита (мас.%)

№ ан.	Оксид					Сумма	Образец
	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃		
1	7.66	36.6	55.3	1.2	не обн.	100.7	К-2-3
2	7.9	36.5	55.5	1.2	"-	101.1	"-
3	7.5	36.1	55.7	1.0	"-	100.3	"-
4	4.6	39.0	54.8	1.7	"-	100.1	"-
5	1.8	42.1	54.6	1.2	"-	99.7	"-
6	6.2	38.9	52.8	0.8	"-	98.7	К-3
7	7.4	37.3	53.7	1.0	"-	99.4	"-
8	7.0	38.1	53.2	0.9	"-	99.2	"-
9	3.9	38.3	52.4	2.4	0.4	97.4	"-
10	0.6	42.6	53.0	3.4	не обн.	99.6	"-

Примечание. Ан. 9-10 - ильменит в виде продукта распада твердого раствора в магнетите

Химический состав сфена, мас.% (обр.К-3)

№ ан.	Оксид					Сумма
	CaO	TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	
1	28.5	38.9	1.0	1.3	29.6	99.3
2	28.0	39.0	1.0	1.4	29.7	99.1
3	27.9	38.8	1.1	0.9	29.5	98.2
4	27.8	38.9	1.1	1.1	29.6	98.5
5	26.0	39.1	0.9	0.9	31.0	98.3

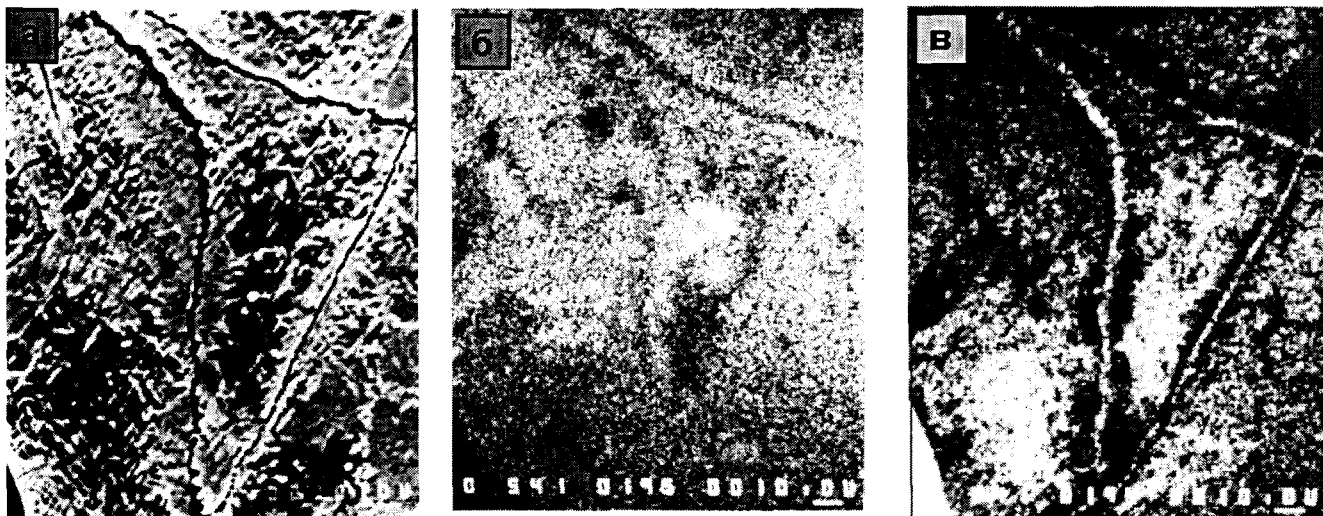


Рис.5. Замещение титаномагнетита (светло-серое) сфеном (темно-серое) Изображение: а - в обратно-рассеянных электронах, ув.540; б, в - в характеристическом рентгеновском излучении Ti (б), Si (в).

весьма однороден (табл.6) и близок к стехиометрическому. Для него характерно постоянное количество титана (38,8-39,1% TiO₂), кальция и кремнезема и незначительное количество железа (табл.6). По данным нейтронно-активационного анализа (аналитик Ю.П.Салмин) сфен отличается повышенным содержанием тантала (71,6 г/т Та) и легких РЗЭ (1960 г/т), представленных в порядке убывания церием (865 г/т), неодимом (517 г/т), лантаном (416 г/т). Установлено повышенное содержание самария (99,4 г/т), европия (32 г/т) при низком содержании тербия (12,6 г/т), иттербия (14,9 г/т) и лютеция (1,7 г/т).

По данным локального лазерного спектрального анализа сфен содержит (в %): Mn-0,001, Ni-0,004, Co-0,003, V-0,015, Cr-0,007, Y-0,003. Сфен замещает

титаномагнетит и ильменит, что однозначно свидетельствует о его более позднем выделении.

Меланит (титанистый андрадит) встречается очень редко, только в пироксенитах, обогащенных титаномагнетитом. Лишь в одном участке (ключ Калугина) в амфиболизированных пироксенитах обнаружено большое количество меланита. В шлифе меланит окрашен в густой красновато-бурый цвет. Показатель преломления меланита 1,882.

Перовскит в Кокшарском массиве впервые установлен Б.Л.Залищачком [3]. Перовскитовые пироксениты наблюдаются на отдельных участках ключей Калугина, Масленникова и Старикова. Перовскит, как известно, относится к специфическим минералам ультраосновных щелочных комплексов.

Химический состав шпинели, мас.%

№ ан.	Оксид					Сумма	Образец
	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	TiO ₂		
1	62.4	20.8	15.1	0.1	0.6	99.0	К-2-3
2	61.0	17.8	17.7	0.2	2.3	99.0	

Сравнительно широкое его распространение в пироксенитах Кокшаровского массива подтверждает наши выводы об отнесении этих пород к формации ультраосновных щелочных пород. Перовскит образует неправильные скелетные и идиоморфные зерна. Иногда можно наблюдать прерывистые оторочки его вокруг титаномагнетита. Перовскит анизотропный, обнаруживает сложное полисинтетическое двойникование. Цвет крапиво-бурый с фиолетовым оттенком. Показатель преломления 2,027. По перовскиту развивается сфен.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТИТАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОКШАРОВСКОГО МАССИВА

Установленные особенности химического состава и внутреннего строения главных титановых минералов (титаномагнетита и ильменита) подтверждают их принадлежность к формации ультраосновных щелочных пород [5,6,9]. Изученные титаномагнетиты обладают такими типоморфными признаками, которые характерны для титаномагнетитов рудоносных ультрабазитов из пород данной формации, главными из которых являются: присутствие в повышенных количествах Mg-Ti-содержащих микровключений (пикроильменита, шпинели (табл. 7) и ульвошпинели ?), повышенное количество, кроме магния, титана и алюминия, а также ванадия, хрома и никеля. В то же время, по ряду других важнейших типоморфных признаков изученные магнетиты занимают промежуточное положение между магнетитами ультраосновных щелочных пород и магнетитами собственно магматических месторождений [5,9]. По высокому уровню содержания титана они близки магнетитам габбровой формации (месторождения Урала - Копанское и Медведевское), с другой стороны, соответствие по составу ильменита, пикроильмениту, а шпинели - плеонасту, сближает их с магнетитами габбро-пироксенит-дунитовой

формации (Качканарское и Гусевское месторождения). Невысокие отношения MgO/Al_2O_3 (1,5-2) в магнетитах свидетельствует о преобладании шпинелевых фаз и компонентов над магнезиоферритовыми [9]. По величине типоморфного Ni/Co отношения (6-7) изученные магнетиты ближе магнетитам из ультрабазитов формации ультраосновных щелочных пород, в то время как в магнетитах из собственно магматических месторождений это отношение не превышает единицы. Высокое содержание титана в описываемых магнетитах, так же как и в магнетитах ультраосновных щелочных пород Кондерского массива [4], определяет специфический характер морфологического типа структур распада твердого раствора, образованных магнетитом и титансодержащими минералами и шпинелью. Широко развиты решетчатые, тонкорешетчатые и субграфические структуры распада (рис. 2,3,4). Высокотемпературные твердые растворы на основе магнетита при медленном понижении температуры распадаются с образованием ильменита, ульвошпинели, шпинели, магнезиоферрита, маггемита и других минералов. Для природных магнетитов известно 8 серий твердых растворов и продуктов их распада [9]. В изученных образцах присутствуют следующие.

1) Ильменит-магнетит ($FeTiO_3-FeFe_2O_4$), ограниченные твердые растворы, полная гомогенизация которых не достигается даже при 1100°C. В связи с этим образование пластинчатых выделений ильменита в магнетите связывается не столько с распадом твердых растворов, сколько с высокотемпературным (400-1000°C) окислением ранее выделившейся ульвошпинели.

Ильмениты, присутствующие в виде включений в магнетите, часто обогащены магнием и марганцем; включения магнезиального ильменита и пикроильменита широко развиты в магнетите из

пород габбро-пироксенит-дунитовой и щелочной ультраосновной формации [2,9].

2) Плеонаст-магнетит ($(\text{Fe}, \text{MgO})\text{Al}_2\text{O}_4\text{-FeFe}_2\text{O}_4$). Химический состав шпинели* из магнетита Кокшаровского массива отвечает составу плеонаста (табл.7).

3) Магнетит-ульвошпинель ($\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$) с образованием непрерывных твердых растворов при температуре выше 600°C , ниже которой при медленном охлаждении они распадаются с образованием магнетита и ульвошпинели или промежуточных членов серии. Температура распада зависит от состава твердых растворов (от содержания ульвошпинелевого компонента).

4) В рассматриваемых магнетитах можно предположить также присутствие маггемит-магнетитовой серии твердых растворов ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeFe}_2\text{O}_4$), образующихся при низкотемпературном окислении титаномагнетита. Искусственный маггемит устойчив при $220\text{-}275^\circ\text{C}$, выше 275°C он необратимо превращается в гематит. Маггемит в магнетите устойчив при низких и средних температурах как в гипогенных, так и в гипергенных условиях. Установленное по данным ЯГР присутствие маггемита в титаномагнетите из рудных пироксенитов и отсутствие его в магнетитах из приповерхностных вермикулитовых руд свидетельствует о его гипогенном происхождении. Повышенное содержание элементов-примесей (Ti, Mg, Al, V, Cr, Ni, Co) свидетельствует о высокотемпературном происхождении титановой минерализации. Согласно [2], элементы-примеси находятся в различных позициях: V, Cr замещают Fe^{3+} . В двухвалентной группе кроме основных элементов, замещающих Fe^{+2} (Mg, Mn, Ca), присутствуют Ni и Co. В пироксенитах Кокшаровского массива наблюдается тесная ассоциация титаномагнетита и ильменита, образовавшихся близкоодновременно. Как показали исследования на электроннозондовом микроанализаторе, ильменит в ассоциации с титаномагнетитом постоянно обогащен марганцем (табл.5). Собственно кристаллический ильменит характеризуется постоянством состава, близкого к стехиометрическому, что может свидетельствовать о несколько более позднем образовании его по сравнению с титаномагнетитом. Характерной особенностью изученных ильменитов является их повышенная магнизиальность, что позволяет их отнести к разновидности, близкой пикроильмениту, который является характерным минералом глубинных пород - кимберлитов [5]. Таким образом, состав ильменитов подтверждает сделанные нами ранее выводы о тесной связи

ультраосновных щелочных пород Кокшаровского массива с глубинным мантийным источником.

Формирование титановой минерализации в пределах рассматриваемого массива представляло длительный многоэтапный процесс. Об этом свидетельствует нахождение наряду с титаномагнетитом и ильменитом более позднего титанового минерала - сфена. Как уже было отмечено, сфен присутствует как в виде отдельных самостоятельных кристаллических выделений, так и в виде продукты замещения титаномагнетита и ильменита (рис.5). В связи с тем, что максимальное количество сфена установлено в амфиболитизированных пироксенитах, можно предположить, что сфен образовался в результате высокотемпературного автотематического преобразования гипербазитов, сопряженного с процессами амфиболитизации и биотитизации.

Изученная титановая минерализация Кокшаровского массива по особенностям состава основных титановых минералов (титаномагнетита и ильменита) однозначно относится к типу магматических месторождений, занимая по ряду типоморфных признаков промежуточное положение между формационными типами - ультраосновной щелочной (типа Ковдорского массива) и габбровой формаций (Жопанское, Медведевское месторождения).

ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТИТАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Кокшаровском массиве установлен полиминеральный состав титановой минерализации, наряду с титаномагнетитом весьма широко развит ильменит и, в меньшей степени, - сфен, что позволяет предполагать возможность практического значения этой минерализации. Максимальная концентрация титана характерна для двух разновидностей пород - рудных пироксенитов и биотитизированных пироксенитов. На основе количественных минералогических анализов, проведенных в ВИМСе, определено содержание титана в рудных и породообразующих минералах, составлены полиминеральные балансы распределения титана (табл.8), которые показали, что с титанавитом связано от 15,7 до 16,8% титана, с вермикулитом - 10%, а от 71 до 82% титана связано с собственно титановыми минералами. В рудных пироксенитах подавляющая часть титана (55%) связана с ильменитом, 27% - с титаномагнетитом и лишь 0,3% - со сфеном, в то время как в биотитизированных доля титаномагнетита и ильменита весьма близка (соответственно 31 и 28% титана) при относительно высокой доле сфена. В связи с различным соотношением титановых минералов в рудных и биотитизированных пироксенитах и более высокой

* Полученный Н.И. Чистяковой на микроанализаторе

Баланс распределения титана по минералам руды. Проба К-2 (рудные пироксениты)

Минерал	Содержание минерала (%)	Содержание TiO_2 (%)	Произведение	Доля минерала в балансе (%)	Сумм. доля Ti -минералов (%)	Доля в балансе Ti -минералов (%)
Авгит	72.45	1.76	127.51	15.67		
Анрегат тонкочешуйчатой слюды	3.83	1.70	6.51	0.80		
Вермикулит	2.56	3.20	8.19	1.00		
Титаномагнетит	13.00	17.08	222.04	27.29		33.07
Ильменит	8.11	55.18	447.51	55.00	82.53	66.64
Сфен	0.05	39.00	1.95	0.24		0.29
Сумма	100.00		813.71	100.00		100.0
Проба К-3 (биотитизированные пироксениты)						
Авгит	54.98	1.50	82.47	16.84		
Анрегат тонкочешуйчатой слюды	7.40	1.70	12.58	2.57		
Вермикулит	16.03	3.00	48.09	9.82		
Титаномагнетит	17.59	8.74	153.74	31.39		44.35
Ильменит	2.69	53.23	138.4	28.25	70.77	39.92
Сфен	1.40	38.94	54.52	11.13		15.73
Сумма	100.0		489.8	100.00		100.00

промышленной ценностью ильменита и сфена по сравнению с титаномагнетитом рудные и биотитизированные пироксениты могут рассматриваться в качестве самостоятельных природных разновидностей руд. Большую промышленную ценность будут иметь биотитизированные пироксениты, в которых наряду с высоко титаносодержащими минералами присутствует также вермикулит. Различие в физических свойствах основных титановых минералов (плотность и магнитность) позволяет рекомендовать использование магнитных методов для сепарации титаномагнетита и гравитационных - для получения ильменит-сфенового продукта с последующим его магнитным разделением на собственно ильменитовый и сфеновый концентраты. При этом, судя по составу элементов-примесей в них, титаномагнетитовый и ильменитовый концентраты будут обогащены ванадием, а сфеновый - РЗЭ и танталом.

Как известно, магматические месторождения титана связаны с ультраосновными и основными

породами и пользуются широким распространением. Обычно они приурочены к анортозитам и габброидам. В пироксенитах подобные месторождения встречаются реже [1,8]. Они известны на Кольском полуострове, в Карелии, на Урале в других регионах. Это трещинные интрузии, приуроченные к зонам глубинных разломов. Возраст их на Кольском полуострове и в Карелии протерозойский и нижнепалеозойский, на Урале - каледонский. Наиболее близко Кокшаровскому титановому месторождению Качканарское и Гусевское месторождения на Урале. На Качканарском месторождении промышленное титаномагнетитовое оруденение приурочено к диаллагитам. Оруденение представлено протяженной (около 8 км) и мощной (до 3 км) зоной вкрапленных руд, включающих шлиры титаномагнетита. Основным рудным минералом является ванадистый титаномагнетит, редко встречаются ильменит, пирит, халькопирит, пирротин и др. Содержание железа в рудах 14-34%, в среднем 16,6%, V_2O_5 -0,05-0,31%, TiO_2 -

0,8-2,0%. Крупные титаномагнетитовые месторождения известны в Канаде, но они приурочены не к пироксенитам, а к анортозитам. Крупные месторождения титаномагнетитовых руд широко распространены в пределах Южно-Африканского щита (Бушвельд).

Сравнивая титановое оруденение Кокшаровского массива с другими подобными месторождениями России и зарубежных стран, мы видим, что они резко отличаются по возрасту и геологической обстановке. По содержанию титана и ванадия рассматриваемый Кокшаровский массив ближе всего Качканарскому [1,8] и может быть новым для Приморья источником титана и ванадия.

ВЫВОДЫ

1. Кокшаровский массив ультраосновных щелочных пород сформировался в течение нескольких последовательных интрузивных фаз. К ранней фазе относятся пироксениты, слагающие главную часть массива. Выделяются неизменные (рудные), амфиболитизированные и биотитизированные разности пироксенитов. Все разновидности пироксенитов характеризуются присутствием титановой минерализации.

2. Установлен полиминеральный характер титановой минерализации. Главными минералами являются титаномагнетит, ильменит и сфен. Титаномагнетит и ильменит занимают интерстиции между зернами титанавгита. Сфен является более поздним минералом и замещает титаномагнетит и ильменит.

3. Титаномагнетит характеризуется неоднородным строением. Содержание титана колеблется в широких пределах. Наряду с однородными кристаллами широко развиты структуры распада твердого раствора. Продуктами распада твердого раствора в магнетите являются шпинель, ульвошпинель, ильменит и др. Исследованные титаномагнетиты характеризуются высоким содержанием ванадия (0,14%).

Ильменит характеризуется повышенным содержанием магния, что позволяет отнести его к разновидности, близкой к пикроильмениту. Состав ильменита из продуктов распада твердого раствора в магнетите отличается от кристаллов ильменита повышенным содержанием марганца. Ильменит, также как и титаномагнетит, содержит повышенное количество ванадия.

Сфен корродирует кристаллы титаномагнетита и ильменита. Состав его постоянен, он характеризуется повышенным содержанием легких РЗЭ и тантала.

4. Формирование титановой минерализации представляет собой длительный многоэтапный процесс. Титаномагнетит и ильменит образовались близко одновременно, а сфен является более поздним минералом, образующимся в течение высокотемпературного метасоматического изменения гипербазитов, сопряженного с амфиболитизацией и биотитизацией.

5. По генетическому положению и особенностям состава главных минералов пироксенитов титановая минерализация относится к типу магматических месторождений, занимая промежуточное положение между двумя формационными типами: проявлением ультраосновной щелочной формации (типа Ковдорского массива) и габбровой формации Урала (Качканарское, Коланское месторождения).

6. По соотношению различных титановых минералов в пределах Кокшаровского массива выделяются две природные разновидности титановых руд: ильменитовая в рудных пироксенитах и сфен-ильменит-магнетитовая в биотитизированных пироксенитах.

Ценными попутными компонентами титановых руд являются ванадий, связанный с титаномагнетитом и ильменитом и РЗЭ, и тантал, связанный со сфеном.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9206).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 391 с.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Серия магнетита // Породообразующие минералы. Т.5. М., 1966. С.37-43, 82-92.
3. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969. 115 с.
4. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 380 с.
5. Полканов Ю.А., Абулевич В.К. Ильменит // Типоморфизм минералов. М., 1989. С.169-181.
6. Руб М.Г., Левицкий В.В. Петрогеохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их постмагматических образований // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып.76. 1962. С.99-124.
7. Руб М.Г., Залищак Б.Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края // Изв. АН СССР. Сер.геол. N 10. 1964. С.80-102.
8. Рудные месторождения СССР. Т.1. М., 1974. С.221-248.
9. Чернышева Л.В. Магнетит // Типоморфизм минералов. М., 1989. С.266-287.

10. Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М.
Платинометальная минерализация Кокшаровского
щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР.
1991. Т.316. N 3. С.710-714.

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

*Поступила в редакцию
21 февраля 1995*

M.G.Rub, A.K.Rub, N.I.Chistyakova, I.A.Rub, N.N.Krivoshekov

Ultramafic alkaline rocks of Koksharovsky massif (Primorye) - as potential source of titanium

New data about distribution of titanium in the rocks and minerals of the Koksharovsky massif are adduced in the paper. It was established that ilmenite, less sphene, side by side with titanomagnetite are widely present. Titanomagnetite is heterogenous in composition, and contains microinclusions of ilmenite, spinel, ulvospinel, and other minerals. Titanium mineralization of the Koksharovsky massif is most close to the Kachkanar deposit (the Urals), by the peculiarity of composition, and may be a new source of titanium and vanadium for Primorye.

Т.А.Веливецкая, А.В.Игнатьев, В.В.Раткин, П.И.Логвенчев

ИЗОТОПИЯ КИСЛОРОДА И СЕРЫ НА СЕРЕБРЯНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МАЙМИНОВСКОЕ, ДАЛЬНЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (ПРИМОРЬЕ)

По результатам анализа изотопного состава кислорода жильного кварца ($\delta^{18}\text{O}$ от 0‰ до -4,6‰) показано, что руды формировались в условиях гидротермальной конвективной системы при значительном доминировании воды метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -10\text{‰}$). Изотопный состав серы сульфидов имеет узкий интервал изменений в пределах от -0,2‰ до 1,5‰ для сфалеритов и от -0,5 до -2,2‰ для галенитов. Отложение сульфидов происходило при $T=350^\circ\text{C}$ из растворов близких к нейтральным при $\log f_{\text{O}_2}$ при около -30.

ВВЕДЕНИЕ

Майминовское жильное серебряно-свинцово-цинковое месторождение является составной частью Дальнегорского горнорудного района и располагается в 10 км северо-восточнее г. Дальнегорска, в 20 км от побережья Японского моря.

Промышленная отработка полиметаллических месторождений Дальнегорского района ведется уже более 100 лет. Главный интерес представляют галенит-сфалеритовые руды, ассоциированные с зонами пироксеновых скарнов. Но практически значимыми являются также жильные месторождения, характерной особенностью которых является повышенная сереброносность руд. Содержание серебра в жильных рудах Майминовского месторождения превышает в некоторых рудных телах 300 г/т. Это послужило главной причиной начала отработки Майминовского месторождения уже на стадии разведки.

В настоящей статье изложены первые данные по изучению состава стабильных изотопов кислорода и серы в минералах Майминовского месторождения. Проведена их предварительная интерпретация в свете современных представлений о геохимии изотопов в гидротермальных рудных месторождениях с целью познания физико-химических условий минералообразования и происхождения рудообразующего флюида.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дальнегорский рудный район расположен в восточной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы в пределах Таухинского террейна -раннемеловой аккреционной призмы. Олистостромы и толщи турбидитов, слагающие Таухинскую аккреционную призму, перекрыты субгоризонтально залегающими вулканитами поздний мел-палеогено-

вого постаккреционного субдукционного пояса. Для Дальнегорского района характерно обилие интрузий гранитоидов и даек среднего и основного состава, комагматичных поздний мел-палеогеновым вулканитам.

Среди разрывных структур района доминируют левые сдвиги северо-восточного простирания [6], но размещение известных скарновых и жильных месторождений и рудных тел большей частью контролируется разломами северо-западной ориентировки. Рудные тела обычно залегают среди пород аккреционной призмы близ контакта с перекрывающими вулканитами. Скарновые свинцово-цинковые месторождения приурочены к аллохтонным глыбам триасовых известняков в составе олистостромовых горизонтов. Жильные месторождения локализируются на участках, где при отсутствии олистостромовых горизонтов в разрезе раннемеловых (неокомских) осадочных пород переслаиваются только алевролиты и песчаники. Формирование скарновых и жильных свинцово-цинковых месторождений происходило синхронно финальному этапу накопления толщи постаккреционных риолит-дацитовых вулканитов дальнегорской свиты (70-60 млн лет) [3]. Некоторые жильные месторождения локализируются непосредственно в околожерловой зоне рудоносных вулканических аппаратов дальнегорского возраста [4].

Майминовское месторождение, как и другие жильные месторождения района, располагается в зоне крупного тектонического нарушения северо-западного простирания - Смысловского разлома. Площадь месторождения сложена преимущественно интенсивно дислоцированными неокомскими алевролитами и песчаниками. В западной ее части раннемеловые осадочные породы перекрыты

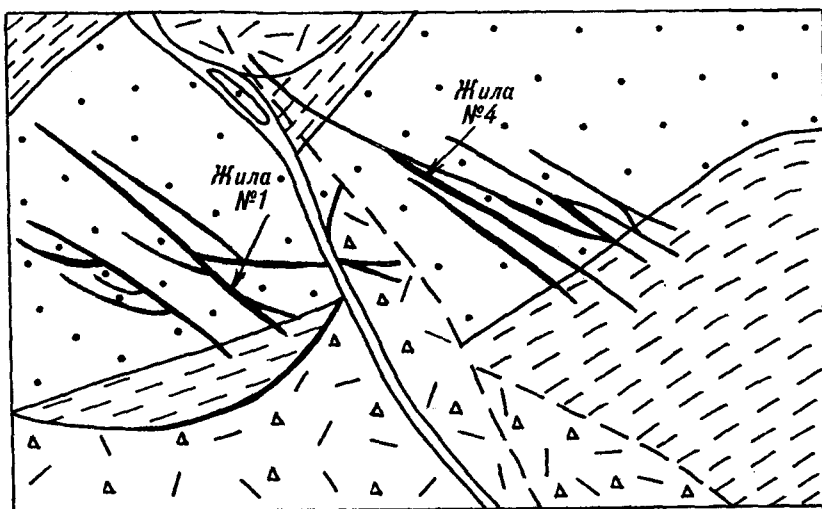


Рис.1 Схема геологического строения месторождения Майминоовское, Дальнегорский рудный район

1-2 - позднемеловые постаккреционные вулканогенно-терригенные (1) и вулканогенные (2) породы Арцевской вулканоструктуры; 3-4 - раннемеловые песчаники (3) и алевролиты (4) таухинской аккреционной призмы; 5 - пострудная дайка основного состава; 6 - рудные тела; 7 - разрывные нарушения.

субгоризонтально залегающей толщей вулканитов кислого состава. Эти вулканические породы по данным геологической съемки отнесены к богопольской свите датского возраста, которая завершает разрез постаккреционной вулканической толщи, залегая на других участках Дальнегорского района непосредственно на вулканитах дальнегорской свиты. В юго-восточной части рудного поля осадочные породы раннемелового складчатого комплекса перекрыты вулканитами дальнегорской свиты и прорваны субвулканическими телами риолитов. По положению в разрезе и особенностям состава эти субвулканические тела соответствуют богопольским вулканитам.

Жильные крутопадающие рудные тела Майминоовского месторождения залегают среди терригенных пород раннего мела. Рудные тела обособляются в свиты рудных тел - структуры № 1 и № 2 (рис.1). По данным бурения жилы распространяются на глубину 400-500 м при протяженности по простиранию до нескольких сотен метров. В структуре № 1 наибольший интерес представляет жила № 1 мощностью 1,5-2 м. Здесь присутствуют большей частью руды брекчиевой текстуры. Обломки брекчий сложены сульфидными арсенопирит-галенит-сфалеритовыми рудами с небольшим количеством кварца. Цементом брекчий является кварц. Рудовмещающие кварц-полевошпатовые песчаники в околожильной зоне гидротермально изменены. Среди новообразованных минералов преобладают кварц, серицит, хлорит и эпидот. На удалении от жилы песчаники карбонатизированы и окварцованы. Рудное тело № 1 имеет отчетливую минералогическую зональность: близ современной

поверхности в составе руд преобладает галенит, а на глубине - сфалерит. При этом железистость сфалерита изменяется от 2-3 до 8-10 мас.% Fe.

В структуре № 2 детально изучалось только жильное тело № 4. Оно сложено маломощными (1-1,5 см) ветвящимися прожилками, где сульфиды и кварц развивались метасоматически, замещая песчаники. Сульфиды, среди которых доминируют халькопирит, сфалерит и галенит, часто образуют гнезда в гидротермально преобразованных песчаниках. Только в верхней части жилы имеет значительную мощность (1-2 м). Здесь доминирует кварц. В центре жилы встречается сфалерит, он выполняет интерстиции между шестоватыми идиоморфными кристаллами кварца. Железистость сфалерита варьирует весьма незначительно - от 4,5 до 6,3 мас.%. Метасоматические преобразования рудовмещающих песчаников ограничиваются развитием хлорита, карбоната и кварца. Хлорит, характерный и для рудных парагенезисов, образует тесные сростания с галенитом. Отложению сульфидов на верхних нижних горизонтах жилы № 4 предшествует кристаллизация кварца. Совместно с сульфидами, кроме хлорита, кристаллизуется кальцит. В отличие от жилы № 1, которая прослеживается только в раннемеловых песчаниках и алевролитах, кварц-сульфидные жилы структуры № 2 (составной частью которой является жила № 4) прослеживаются как среди раннемеловых терригенных пород, так и среди богопольских вулканитов, включая субвулканические тела риолитов.

Сереброносность руд жилы № 1 обусловлена, главным образом, присутствием фрейбергита и, в

Таблица 1

Изотопный состав кислорода минералов и пород Майминонского месторождения

№ образца	Место отбора	Характеристика образца	Минерал	$\delta^{18}O\text{‰}$
738/4 (к-1)	жила № 1, поверхность гор.630 м	рудная брекчия: обломки сульфидных руд, сцементированные кварцем	кварц	-0.2
131/88,8	жила № 1 скв. 13./88 8 гор.450 м	кварц-сульфидный прожилок	ранний кварц	0.2
68/236	жила № 1 скв.68/236 гор. 350 м	рудная брекчия: обломки сульфидной руды, сцементированные кварцем	поздний кварц из цемента брекчий	-2.7
64/301	жила № 1 скв.64/301 гор.265 м	то же	то же	-4.6
37/53	жила № 4 скв.37/53 гор.580 м	кварц-сульфидный прожилок	ранний кварц	-1.6
98/310	жила № 4 скв.98/310 гор.315	то же	то же	-3.5
МП 26	"Пилорамная интрузия" -субвулканическое тело риолитов богопольского возраста	риолит с вкрапленниками полевого шпата и кварца	кварц вкрапленников	10
МП 23	то же	то же	то же	10,1
МП 33	то же	то же	то же	10
8/65	рудовмещающие песчаники жилы № 1, лежащий бок, 35 м от жилы	измененные песчаники	валовая проба	0.6
8/75	то же 2 м от жилы	то же	то же	0.5
8/80	то же контакт с жилой № 1	то же	то же	-0.5
8/90	песчаники жилы № 1, висячий бок, 5 м от жилы	то же	то же	1.9
8/120	то же 20 м от жилы	то же	то же	2.3

меньшей степени, стефанита. Они образуют наиболее позднюю ассоциацию, но пространственно всегда совмещаются с ранним сульфидным агрегатом, формируя вкрапленность близ контакта сфалерита и галенита. В рудах жилы № 4 серебряные минералы более обильны: кроме Ag-фрейбергита здесь присутствуют пираргерит и аргентит. Эти минералы находятся в пространственной ассоциации с галенитом и халькопиритом. Но на высоких горизонтах жилы, где доминирует кварц, они образуют собственные мелкие агрегаты в интерстициях между кристаллами кварца.

ИЗОТОПИЯ КИСЛОРОДА И СЕРЫ

Были определены значения $\delta^{18}\text{O}$ для образцов кварца из жильных рудных тел № 1 и № 4, кварца из субвулканических риолитов богнопольского комплекса и измерены $\delta^{18}\text{O}$ в валовых пробах измененных вмещающих пород.

Подготовка образцов для изотопного анализа кислорода выполнена по методике, основанной на использовании химических реакций взаимодействия пентафторида брома с исследуемыми кислородсодержащими минералами [8]. Высвобожденный в ходе

Таблица 2

Значения $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ сульфидов и изотопные температуры минералообразования жильного тела №1

№ образца	горизонт	описание	Sf	Gn	$\Delta_{\text{Sf-gn}}$	Т°С
738/4(к-81)	630	Gn и Sf в окварцованной породе	0.4	-1.7	2.1	300
м1/71	570	Gn-Sf жила	-0.6	-2.7	2.1	300
м131/66,8	510	Q-Gn-Sf жила	0.7	-0.5	1.2	490
м67/67,5	490	Gn-Sf жила	0.2	-1.9	2.1	300
м131/88	450	Gn-Sf жила	1.5	-0.9	2.4	270
м131,88,8	450	Gn-Sf жила	1.8	-0.9	2.7	235
м131/126	430	Gn-Sf жила	1.6	-0.4	2.0	320
м63/128	425	Gn-Sf жила с подчинением Q и Сру	2.2	-0.4	2.8	245
м68/210	365	Gn-Sf жила	0.3	-1.7	2.0	320
м132/221	330	Gn-Sf жила	1.0	-0.6	1.6	400
м64/267	300	Gn-Sf жила	0.1	-1.6	1.7	370
м64/301	265	Gn-Sf жила	0.1	-1.5	1.6	400
м64/334	250	Gn-Sf жила	-0.2	-1.7	1.5	440
м161/390	195	Gn-Sf жила	0.8	-1.4	2.2	290

Примечание: Здесь и в табл.3 Q - кварц; Gn - галенит; Sf - сфалерит; Сру - клинопироксен

Значения $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ сульфидов и изотопные температуры минералообразования жильного тела №4

№ образца	горизонт	описание	Sf	Gn	$\Delta_{\text{Sf-gn}}$	T°C
м37/53	580	руды замещения	-0.2	-2.0	1.8	350
м11/95,5	550	руды замещения	0.4	-2.1	2.5	255
м98/125	520	Gn-Sf жила	-0.4	-2.2	1.8	350
м149/217	430	Gn-Sf-Q жила	-0.1	-1.6	1.5	440
м26/266	420	Gn-Sf жила	0.1	-2.2	2.3	280
м98а/250	415	Gn-Sf жила	-0.1	-2.1	1.9	330
м149/273	370	Gn-Sf-Q жила	0.4	-1.4	1.8	350
м98а/316	350	Gn-Sf жила	1.8	-0.5	2.3	280

реакции кислород конвертируется в CO_2 для измерения отношения $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ [2,10]. Используемые для анализа навески кварца составляют 5-10 мг. Ошибка определения изотопного состава кислорода $\pm 0.2\text{‰}$

Результаты изотопных анализов кислорода и описание образцов приведены в табл.1, значения $\delta^{18}\text{O}$ рассчитаны в промилле по отношению к стандарту SMOW. Изотопный состав жильного кварца характеризуется отрицательными величинами, $\delta^{18}\text{O}$, изменяющимися в пределах от 0 до -4.6‰ . Полученные результаты $\delta^{18}\text{O}$ для кварца из субвулканических риолитов характеризуются величиной 10‰ . Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца из субвулканических риолитов являются более "тяжелыми", чем значения $\delta^{18}\text{O}$ рудного кварца и отвечают области значений изотопного состава для "нормального" магматического кварца. $\delta^{18}\text{O}$ валовых проб вмещающих пород варьирует в пределах от -0.5‰ до 2.7‰ . Этот интервал включает в себя значения изотопного состава кислорода вмещающих пород, подвергшихся в различной степени гидротермальной переработке.

Изотопные анализы серы были выполнены для галенита и сфалерита из рудных тел структуры № 1 и № 2 Майминовского месторождения. Для анализов были взяты образцы из рудных жил с кварц-сульфидной минерализацией, а также образцы сульфидов, представляющие собой руды замещения.

Подготовка образцов на изотопный анализ серы выполнена по методике, основанной на получении двуокиси серы при окислении сульфидов кислородом окиси меди. Полученный газ SO_2 анализировали на масс-спектрометре [2,10]. Используемые для анализа навески галенита составляют 9 мг, сфалерита - 5 мг. Ошибка определения $\delta^{34}\text{S}$ составляет $\pm 0.1\text{‰}$.

Результаты изотопных анализов серы и краткое описание образцов представлены в табл. 2, 3 и на рис.2. Значения $\delta^{34}\text{S}$ рассчитаны в промилле CDT. В целом величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов характеризуются узким интервалом значений в пределах от -2.5‰ до 2.2‰ . Значения $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита из рудных тел № 1 и № 2 составляют в основном от -0.2‰ до 1.5‰ , а для галенитов - от -0.5‰ до -2.2‰ .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения изотопного состава серы сульфидов на месторождении показывают, что среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита превышает среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ галенита, располагаясь в ряд в соответствии с фактором обогащения $\delta^{34}\text{S}$ изотопом серы. Такой характер распределения величин $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах позволяет предположить формирование минеральной пары галенит-сфалерит в условиях достижения равновесного фракционирования изотопов серы в процессе минерализации [19].

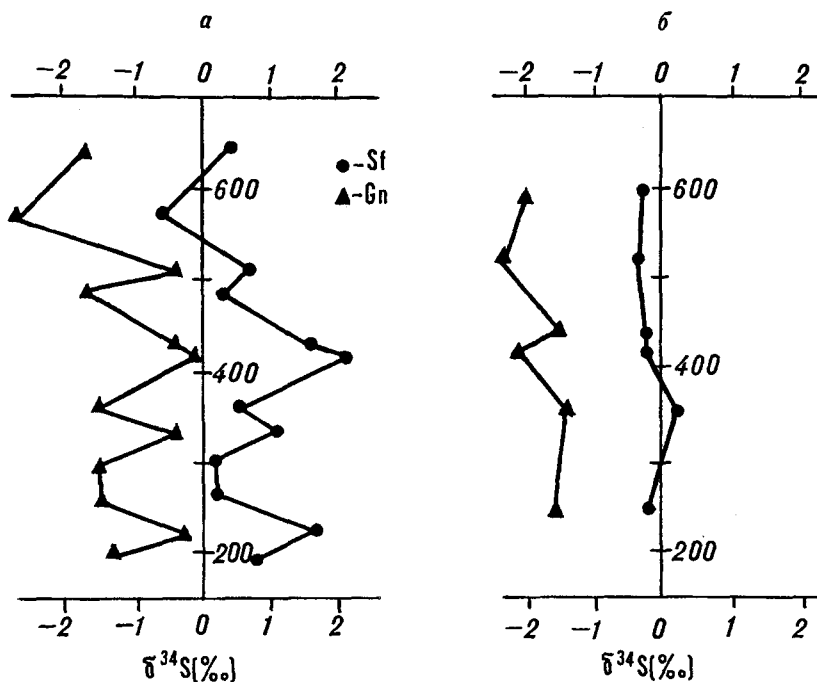


Рис.2 Вариации изотопного состава сульфидов с глубиной рудных жил №1 (а) и №2 (б) Майминового месторождения

При рассмотрении значений вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ минералов в зависимости от положения их в пространстве, можно выделить рудные зоны, отличающиеся по своим изотопным характеристикам. На рис.2 представлены значения величин $\delta^{34}\text{S}$ сфалеритов и галенитов для рудных тел №1 и № 4, пространственно обособленных друг от друга. Из рассмотрения этих графиков видно, что между этими рудными телами наблюдается устойчивое различие в усредненных значениях $\delta^{34}\text{S}$ на 2‰. Для сульфидов, относящихся к одной и той же генерации, также наблюдаются незначительные вариации изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$. Так, если величина $\delta^{34}\text{S}$ одного из минералов принимает высокое отрицательное или положительное значение, то изотопный состав ассоциирующего с ним минерала также претерпевает аналогичный сдвиг. Это может свидетельствовать о формировании минеральных пар в равновесии с растворами при стабильных физико-химических параметрах, что отражает правомерность использования минеральной пары сфалерит-галенит для расчета температур.

Температурный режим рудообразования на месторождении можно определить, используя температурную зависимость коэффициента изотопного фракционирования [9]. В табл.2,3 приведены температуры, вычисленные на основании величин $\Delta^{34}\text{S}$ минеральных пар сфалерит-галенит из рудных жил. В целом на месторождении не наблюдается значительных температурных вариаций. Средняя

температура минералообразования соответствует значению 350°.

В условиях равновесия величины $\delta^{34}\text{S}$ гидротермальных минералов контролируются физико-химическими параметрами гидротермального флюида ($T, \text{pH}, f_{\text{O}_2}$) и его изотопным составом ($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$) [12]. Изучение изотопного состава минералов в сочетании с геологическими и минералогическими исследованиями месторождения дает возможность оценить значения этих параметров.

Учитывая малый градиент температур и характер изменения вмещающих пород (широкое развитие окolorудных серицит-хлоритовых метасоматитов), состав минеральных ассоциаций (сульфиды и сульфосоли серебра), рудообразование на месторождении могло происходить при участии растворов кислого состава [1]. Принимая во внимание вариации изотопного состава галенита и значение железистости сфалерита, величина pH вероятно соответствует значению 5 ± 0.5 [11]. На диаграмме в координатах f_{O_2} -pH [12] представлены физико-химические условия процесса минералообразования на Майминоском месторождении (рис.3). Изолинии величин $\delta^{34}\text{S}$ характеризуют изотопный состав сфалерита при $T=350^\circ\text{C}$. Кроме того, на диаграмме изображены поля устойчивости пирита, пирротина и магнетита при $\Sigma\text{S}=10^{-2}$ м. Значение концентрации общей серы согласуется с анализом минеральных парагенезисов: устойчивостью пирит -

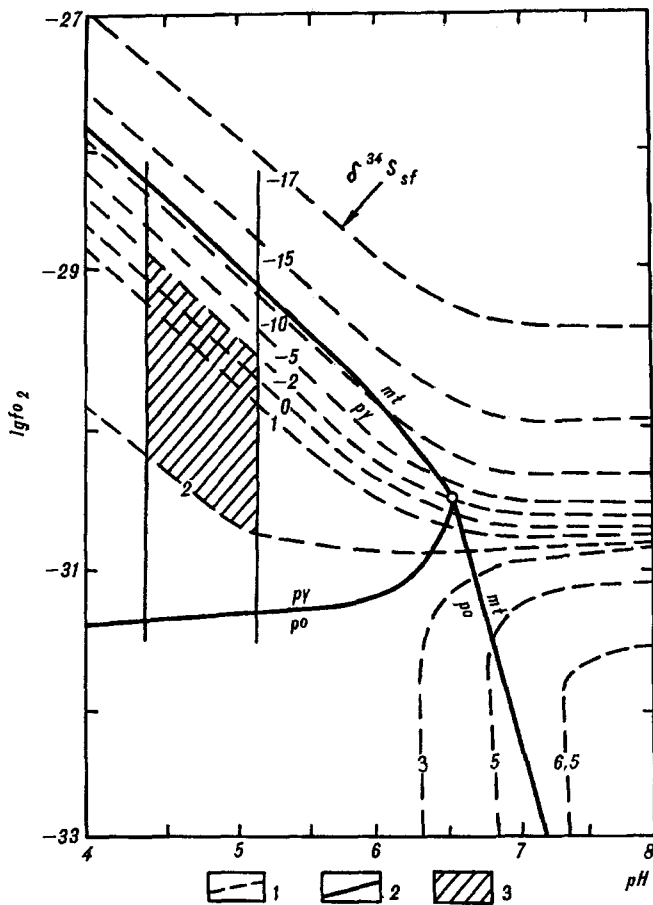


Рис. 3 Диаграмма в координатах pH- f_{O_2} при 350°C

1 - изолинии $\delta^{34}S$ сфалерита при $\delta^{34}S_{\Sigma S} = +3\%$; 2 - сплошные фазовые границы между магнетитом (mt), пиритом (py) и пирротинитом (po) при $\Sigma S = 0,01$ м; 3 - область вероятных значений pH и f_{O_2} рудообразующих растворов.

галенит - сфалеритовой ассоциации при отсутствии магнетита и гематита для $T=350$ °C [13,14].

По данным изотопного состава сфалеритов и изменения состава минеральных ассоциаций вмещающих пород и руд на диаграмме выделена область, отвечающая вероятному состоянию рудообразующего флюида Майминовского месторождения. Кристаллизация минеральных агрегатов происходила в слабокислой среде при фугитивности кислорода (10^{-29} - 10^{-31} атм.). Для этой области значений f_{O_2} - pH доминирующей формой нахождения серы в растворе была H_2S , а доля сульфатных форм серы ничтожно мала. В этом случае, величины $\delta^{34}S_{H_2S}$ и $\delta^{34}S$ отлагающихся сфалеритов могут быть близки к величинам $\delta^{34}S_{\Sigma S}$

[12]. Учитывая фракционирование изотопов серы в системе H_2S - ZnS и рассчитанные температуры, изотопный состав суммарной серы флюида будет отвечать значению 3 ‰. Полученное значение $\delta^{34}S_{\Sigma S} = 3\%$ может характеризовать как магматический источник серы, так и свидетельствовать о заимствовании серы из вмещающих пород [15,16]. Для однозначного решения этого вопроса необходимо провести дополнительные изотопно-геохимические исследования.

Изотопный состав жильных кварцев характеризуется отрицательными величинами $\delta^{18}O$, изменяющимися в пределах от 0 до -4.6‰, что указывает на наличие воды метеорного генезиса в составе рудообразующего флюида. Однако с полной уверенностью о происхождении воды, вовлеченной в процесс рудообразования, можно говорить на основании определения значений изотопного состава кислорода и водорода воды в гидротермальном растворе [17].

Изотопный состав кислорода рудообразующего флюида вычисляется на основании известных коэффициентов равновесного изотопного фракционирования в системе кварц-вода для соответствующей температуры. Для этих расчетов нами использовалось значение температур 200-250°C, полученные по данным гомогенизации первичных флюидных включений в кварце, находящемся в ассоциации с сульфидами. Для расчета изотопного состава кислорода рудообразующего флюида были использованы данные по изотопному фракционированию в системе минерал-вода, приведенные в работе [7]. Значение $\delta^{18}O$ флюида, рассчитанное по величине $\delta^{18}O = +10\%$ магматического кварца, соответствует значению +6‰, что попадает в интервал величин $\delta^{18}O$ магматических флюидов (от +5‰ до +9‰) [7]. Вычисленное значение $\delta^{18}O$ флюидов, принимавших участие в рудообразовании жильных минералов, отвечает значению -10‰. Это значение $\delta^{18}O$ флюида весьма схоже с величиной $\delta^{18}O$ современных метеорных вод данного района [5]. Несмотря на то, что значения δD нами не определялись, столь низкое содержание ^{18}O в рудообразующем флюиде не оставляет сомнений в существенном преобладании метеорных вод в его составе. Следовательно, основные рудные компоненты на месторождении переносились метеорными водами.

Количественное соотношение вода/порода для вовлеченной в процесс рудообразования метеорной воды может быть оценено на основании изучения изотопного состава измененных вмещающих пород. Для Майминовского месторождения изотопный состав вмещающих пород характеризуется интервалом $\delta^{18}O$ от +0.6‰ до +2‰ (см.табл.1), что свидетельствует о значительном обеднении тяжелым

изотопом кислорода по отношению к "нормальной" породе. Если предположить, что начальный изотопный состав неизменных пород имел $\delta^{18}\text{O}$ порядка +6‰ (наиболее легкое значение из области вариаций $\delta^{18}\text{O}$ для осадочных пород [17]), то, согласно модели, предложенной в [18], для обеднения тяжелым изотопом кислорода до значения $\delta^{18}\text{O}=0\text{‰}$, отношение вода/порода на месторождении должно быть в десятки раз больше 1.

Все выше перечисленные особенности изотопного состава кислорода обусловлены, по-видимому, наличием на месторождении крупной гидротермальной конвективной системы, в которой циркулирующие воды приводились в движение теплом, источником которого могли быть вулканоматматические процессы.

Преобладание метеорной воды в составе рудобразующих флюидов представляет собой общее явление для эпитермальных жильных месторождений благородных металлов. Это справедливо для таких хорошо изученных золото-серебряных месторождений, как Топопа, Голдфилд, Комсток-Лоуд, Боди, Аделаида, Гумбольд, расположенных в Большом Бассейне штата Невада, США [17]. Геологические условия размещения этих месторождений и их минералогические особенности аналогичны описанным выше условиям залегания Майминовского месторождения. Все они расположены среди обширного ореола пропилитизированных вулканических и осадочных пород. Явления изотопного сдвига ^{18}O широко распространены. Гидротермальные жильные минералы этих рудных месторождений имеют низкие значения $\delta^{18}\text{O}$. Для месторождения Топопа образцы до- и пост-рудного кварца характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -5.1 до -1.8‰, что указывает на формирование его из раствора, в котором $\delta^{18}\text{O}$ соответствует значениям $-5 \pm 10\text{‰}$ при температуре 300° С. А для месторождения Боди вода флюидов имела исключительно метеорное происхождение. Расчетные значения массы воды, вовлеченной в процессы образования месторождений, очень значительны по сравнению с массой вмещающих пород и обобщенные значения отношений вода/порода намного больше 1.

The research described in this publication was made possible in part by Grant RJG000 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 212 с.

2. Игнатьев А.В., Боровик Л.В., Веливецкая Т.А. Усовершенствование комплекса методов изотопного анализа кислорода и серы. //Физико-химические методы исследования горных пород и руд. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С.41-56.

3. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф. Полиметаллическое оруденение ВосточноСихотэ-Алинского вулканического пояса // Рудные формации, зона перехода континент - океан: Тез. докл. Магадан, 1988. 135 с.

4. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Кузнецов Д.Л. и др. Олово-цинковое оруденение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. // Геология рудных месторождений. 1990. N 2. С.68-77.

5. Рычков А.М., Ветштейн В.Е. Вариации D/H и $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ в атмосферных осадках некоторых климатических зон азиатской части Советского Союза. // Физика атмосферы и океана. 1976. Т.12, N 7. С.740-747.

6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

7. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Jour. Geophys. Research. 1972. V.77, N 17. P.3057-3067.

8. Clayton R.N., Mayeda T.K. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates from isotopic analysis // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1963. V.27. P.43-52.

9. Czamanske G.K., Rye R.O. Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sphalerite and galena in the temperature range 600° to 275°C // Economic Geology. 1974. V.69, N 1. P.17-25.

10. Ignatyev A.V., Borovik L.V. Automated equipment for determining C, N, O, S isotopic composition and techniques of sample preparation // Isotopes in nature. 5th Working Meeting: Proceedings. Leipzig, 1989. P.853-863.

11. Newberry R.J., Einaudi M.T., Eastman H.S. Zoning and genesis of the Darwin Pb-Zn-Ag skarn deposit, California: a reinterpretation based on new data // Economic Geology. 1991. V.86. P.960-983.

12. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 1972. V.67. P.551-578..

13. Raymahashay B.C., Holland H.D. Composition of aqueous solutions in equilibrium with sulfides and oxides of iron at 350°C // Science. 1968. V.162. P.895-896.

14. Raymahashay B.C., Holland H.D. Redox reactions accompanying hydrothermal wall rock alteration // Economic Geology. 1969. V.64. P.291-305.

15. Rye R.O. The evolution of magmatic fluids in epithermal environment: the stable isotope perspective // Economic Geology. 1993. V.88. P.733-753.

16. Rye R.O., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review // Economic Geology. 1974. V.69, N 6. P.826-842.

17. Taylor H.P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Economic Geology. 1974. V.69, N6. P.843-883.

18. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, 1979. P.236-277.

19. Thode H.G. Sulfur isotope geochemistry and fractionation between coexisting sulfide minerals // Mineralog. Soc. America Spec. Paper. 1970. V.3. P.133-144.

*Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН,
г. Владивосток*

*Поступила в редакцию
27 сентября 1994 г.*

T.A. Velivetskaya, A.V. Ignatyev, V.V. Ratkin, P.I. Logvyenchyev

Study of stable isotopes in Maiminovskoye silver-polymetallic deposit, Dalnegorsk ore region (Primorye)

Analysis of oxygen isotope composition of veined quartz ($\delta^{18}O$ is from ‰ to -4,6‰) shows that the ores were formed under the conditions of hydrothermal convective system with significant dominance of water of meteoric origin ($\delta^{18}O_{H_2O} = -10‰$). Isotope composition of sulphur sulphides ranges narrowly within -0,2 ‰ to 1,5‰ for sphalerites and -0,5 to 2,2 ‰ for galena. Sulphides precipitated at 350°C from the solutions close to neutral ones with $\log f_{O_2}$ about -30.

Б.К. Сорокин, А.Н. Митрохин, С.А. Касаткин

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДИСЛОКАЦИЙ АПТ-КАМПАНСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО И ДОАПТСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСОВ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА (НА ПРИМЕРЕ ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Структуры вулканогенного комплекса представлены преимущественно пологими линейными складками СВ простирания с субпослойными надвигами и ССЗ левыми сдвигами. Формирование этих структур было обусловлено миграцией в вулканогенную толщу левосдвиговых дислокаций, определивших стиль деформаций ее терригенного основания. Левосдвиговые дислокации проявлены в терригенном структурном комплексе, главным образом, в виде крутых линейных складок ССЗ простирания в сочетании с субмеридиональными левыми сдвигами. Процесс вертикальной миграции левосдвиговых дислокаций протекал непрерывно в течение всего периода формирования вулканогенного комплекса на этапе меловой (апт-кампан) тектоно-магматической активизации под действием СЗ субгоризонтального сжатия.

Комсомольский рудный район (КРР) приурочен к Мяочанскому позднемеловому вулканотектоническому сооружению, которое локализовано на восточном крыле Баджало-Эзопской геоантиклинальной зоны Сихоте-Алинской складчатой системы [2,5,11,12,15 и др].

Основание сооружения, (в дальнейшем - фундамент) сложено верхнетриасово-нижнемеловыми терригенными, существенно флишоидными отложениями. Они сильно смяты в крутые линейные складки разного масштаба северо-восточного простирания [2,5,8,12,15 и др.]. Здесь наблюдается также интенсивное проявление левосдвиговых дислокаций и прежде всего в виде наиболее развитой в КРР системы субмеридиональных левых сдвигов. Они входят в состав Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны (МСЗ) север-северо-восточного (15-20°) простирания, которая ограничена с запада и востока, соответственно, Мяочанским и Холдаминским глубинными разломами (левыми сдвигами) (рис.1). Их активизация в меловое время под действием северо-западного субгоризонтального сжатия обусловила разворот складок фундамента в центральной части КРР влево от исходного северо-восточного до субмеридионального, а местами и до северо-западного, направления с образованием в региональном плане S-образного флексурного изгиба [5,15,18]. Самые крупные разломы Комсомольской МСЗ являются рудо-, а в сочетании с менее развитыми в КРР северо-западными и субширотными

разломами, и магмо-контролирующими [2, 5,8,11,12,15, 18 и др.].

Вулканогенный комплекс (в дальнейшем - чехол) развит в пределах Восточной и Западной (с Амутской мульдой) грабен- синклиналей и представлен эффузивно-пирокластическими образованиями риолитового и (выше по разрезу) андезитового состава, которые перекрывают породы фундамента резко несогласно. Деформации в чехле проявились слабо, и как традиционно считается, преимущественно в виде разрывов сбросового типа, определивших становление вулканотектонических структур района, а в более мелких формах - конседиментационных приразломных складок поперечного изгиба [2,5,8,11,12,15,18 и др.].

Однако, факт широкого развития в фундаменте левосдвиговых дислокаций позволяет полагать [18], что они нашли свое отражение в виде складчатых и разрывных форм также и в чехле. Тем более, что исследованиями, проведенными в целом ряде позднемеловых вулканических поясов российского Дальнего Востока [4, 9, 16,18], достоверно установлено существование четкой унаследованности деформациями вулканогенного чехла сдвиговых дислокаций фундамента.

Для КРР эта проблема решалась нами на примере Фестивального оловорудного месторождения как одного из наиболее изученных в геологоструктурном отношении объектов района, локализованных на контакте пород фундамента и

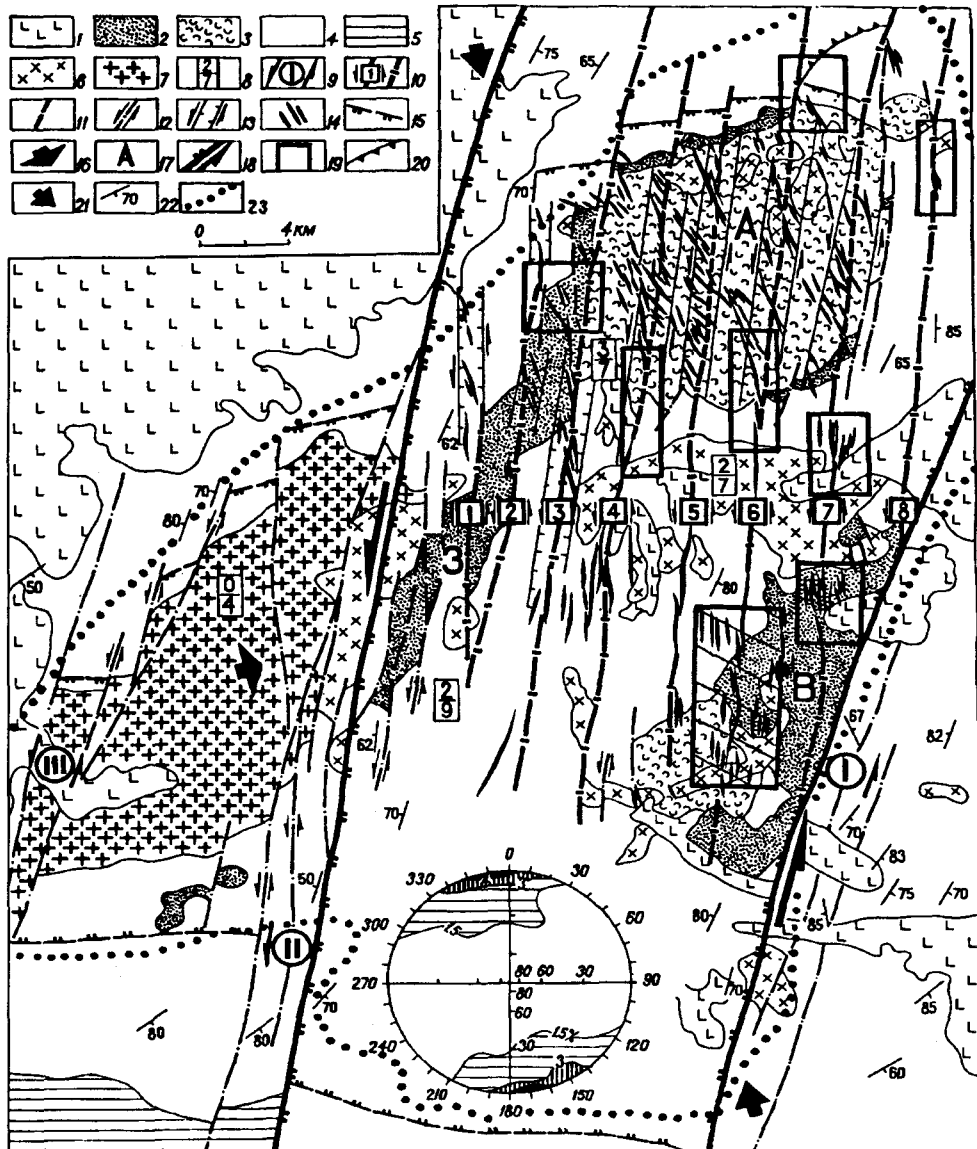


Рис. 1. Структура и геодинамика формирования Комсомольской металлогенической сдвиговой зоны (по В.П.Уткину [18]).

1 - неоген-четвертичные базальтоиды; 2-3 - вулканогенные образования верхнемелового чехла: 2 - эффузивно-осадочные отложения кислого состава холдаминской свиты (туфоконгломераты, туфопесчаники, игнимбриты, риолито-дациты и дациты и их туфы), 3 - эффузивно-осадочные отложения среднего состава амутской свиты (андезибазальты, андезиты, андезито-риолитодациты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники с линзами алевролитов и конгломератов); 4 - терригенно-осадочные образования верхнетриасово-нижнемелового складчатого фундамента: песчаники, алевролиты, кремнисто-терригенные породы, линзы гравелитов, конгломератов и осадочных брекчий; 5 - площадь развития аллохтонных пермско-триасовых образований: кремней, спилитов и диабазов; 6-7 - поздне меловые интрузивные тела и массивы: 6 - диоритов-гранодиоритов пурильского и монзонитоидов силинского комплексов, 7 - гранитов чалбинского комплекса; 8 - расстояние (в км) от дневной поверхности кровли (числитель) и подошвы (знаменатель) гранитоидного криптоплутона; 9 - сдвиговые зоны (III - Чалбинская), ограничивающие Комсомольскую МСЗ (I - Холдаминская, II - Мяочанская); 10 - рудоносные сдвиговые зоны и сдвиги: Западный (1), Лунный (2), Амутский (3), Солнечный (4), Лучистый (5), Перевальненский (6), Придорожный (7), Ветвистый (8); 11 - рудоносные сдвиги, скрытые под вулканогенным чехлом; 12 - прочие сдвиги; 13 - границы рудолокализирующих структур сдвиговой природы (потенциальных сдвигов), развитых в вулканогенном чехле над рудоносными сдвигами фундамента и на их флангах; 14 - рудные тела и зоны; 15 - границы локального разуплотнения коры (область локализации гранитоидных криптоплутонов); 16 - направление погружения Чалбинского плутона гранитов; 17 - поздне меловые вулканотектонические структуры: Амутская мульда (А), Западная (З) и Восточная (В) грабен-синклинали; 18 - границы Комсомольской МСЗ (стрелки - направление латерального смещения блоков, обусловившего сдвиговый геодинамический режим развития Комсомольской МСЗ); 19 - рудные месторождения, в том числе Фестивальное (штриховка); 20 - надвиги; 21 - направление регионального сжатия; 22 - элементы залегания отложений складчатого фундамента; 23 - генерализованные контуры Чалбинского массива гранитов по геофизическим данным (Лишневецкий, 1969 г.). Диаграмма массовых замеров (1763) тектонических штрихов на разрывах, проявленных в пределах Комсомольской МСЗ.

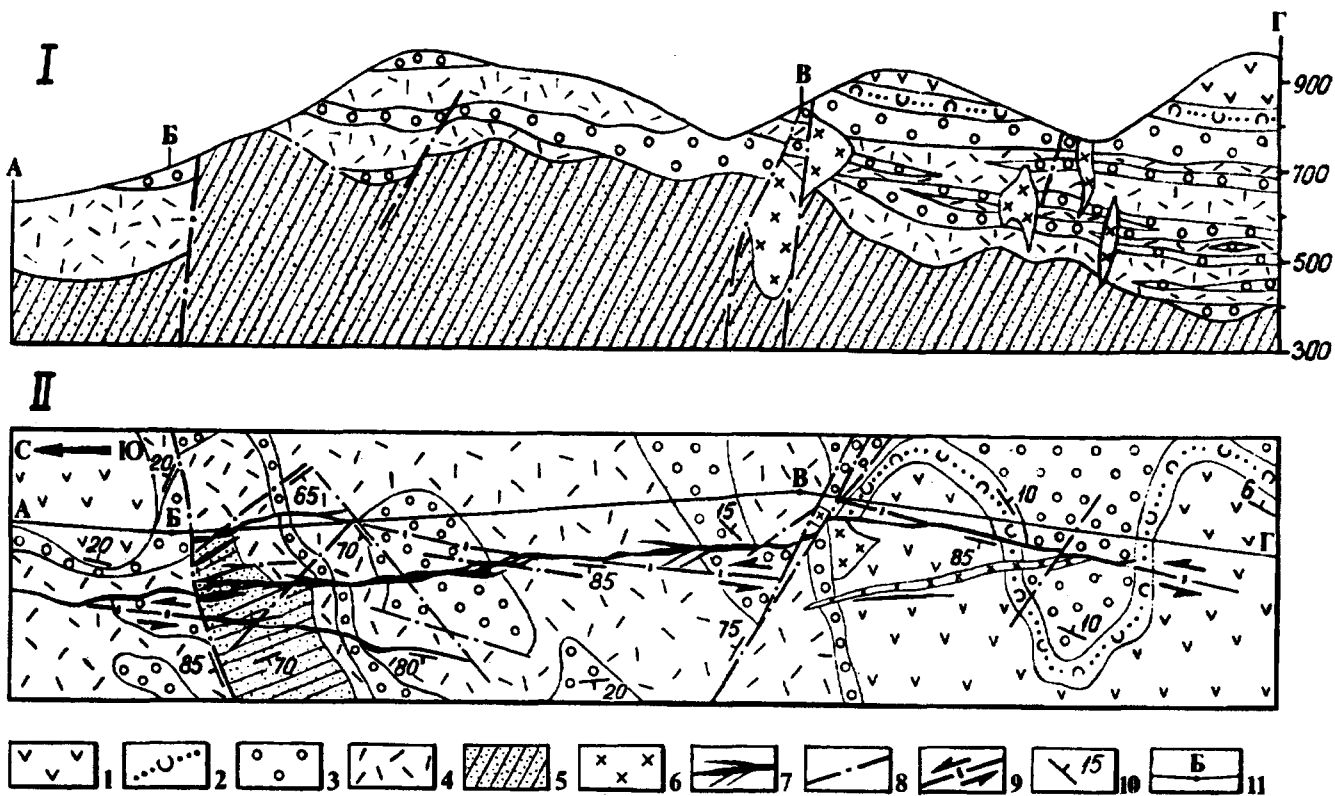


Рис. 2. Геологическое строение Фестивального месторождения в проекции на вертикальную плоскость (А-В-В-Г) западного крыла Перевальненского сдвига (I) и в плане (II) (по материалам Н.В.Огнянова и др., 1977 г. и др.)

1 - андезиты; 2 - туфопесчаники; 3 - туфоконгломераты; 4 - туфы дацитов и риолитодацитов; 5 - песчаники; 6 - кварцевые диоритовые порфиры; 7 - рудные зоны; 8 - разрывные нарушения; 9 - возможное продолжение сколовых разрывов за пределами рудных зон; 10 - элементы залегания; 11 - линия проекции на вертикальную плоскость западного крыла Перевальненского сдвига и точки изменения ее направления.

чехла. Оно расположено на северо-западном крыле Восточной грабен- синклинали, сложенной верхнемеловыми вулканитами, контактирующими здесь с юрскими флишоидными породами фундамента, в пределах южного отрезка крупного Перевальненского рудоносного субмеридионального левостороннего сдвига, который рассекает породы обоих структурных этажей [2,5,8,11 и др.] (рис.2).

Сравнение дислокаций фундамента и чехла на указанном объекте базировалось прежде всего на статистическом анализе массовых замеров структурных (разрывы, слоистость) и кинематических (штрихи скольжения) элементов. Эта работа проводилась по методике, которая была разработана и успешно апробирована при подобного рода исследованиях, неоднократно проводившихся в Сихоте-Алине [4, 16-18]. Всего для обоих структурных комплексов статистически было обработано и

систематизировано 1746 замеров слоистости, 14580 - разрывов различного генезиса, в том числе отдельно 769 замеров сдвигов и сбросов, и 2725 замеров штрихов скольжения. При этом были учтены не только собственные данные, но и богатый архивный и фондовый материал, любезно предоставленный авторам геологами Солнечного ГОКа и Дальгеолкома. При анализе пространственно-временных и генетических взаимоотношений между разрывными и складчатыми структурами были использованы и литературные данные [2,5,7,8,14,16-18 и др.].

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ И КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ДИСЛОКАЦИЙ ТЕРРИГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСОВ

Терригенные толщи фундамента интенсивно дислоцированы в линейные складки север-северо-западного (330-10°) простирания, отличного от

Терригенный фундамент

Вулканогенный чехол

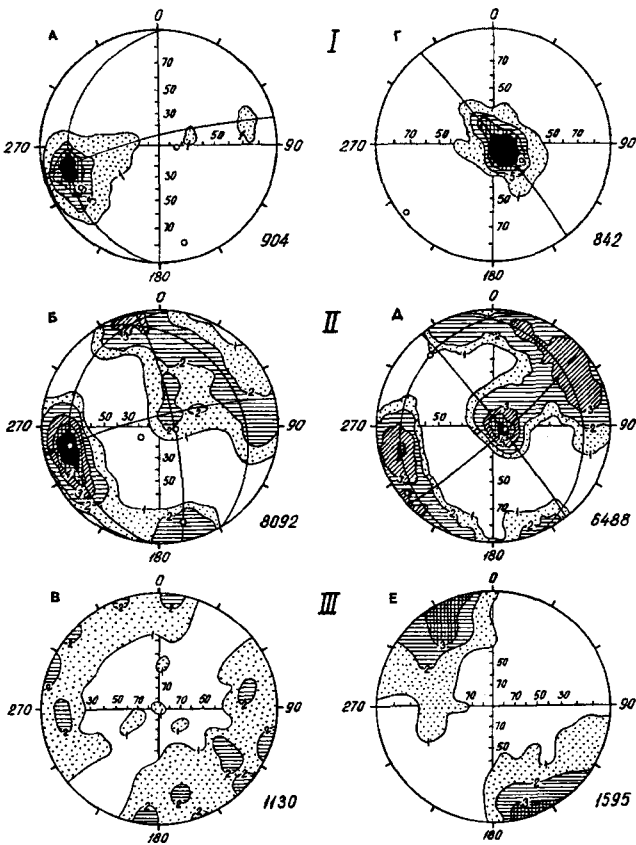


Рис. 3. Суммарные диаграммы ориентировки слоистости (I), разрывов (II) и штрихов скольжения (III) в терригенном фундаменте (А,Б,В) и вулканогенном чехле (Г,Д,Е) Сетка Вульфа, верхняя полусфера

На диаграммах изображены: изолинии плотности в процентах, экваторы поясов разрывов (дуги больших кругов) и их оси (кружки), рядом с диаграммами указано количество замеров.

регионального северо-восточного ($30-60^\circ$) простираения складчатых структур района. Складки сильно, до изоклиальных, сжаты и опрокинуты на восток-северо-восток, чем обусловлено практически моноклиальное залегание слоев с падением на ЗЮЗ $230-255^\circ$ под углами $60-85^\circ$. Основные складки осложнены дополнительными, шарниры которых ориентированы преимущественно либо полого, с погружением $0-25^\circ$ на ССЗ, субпараллельно шарнирам основных складок, либо круто, примерно по падению их крыльев, что нашло отражение в виде двух поясов слоистости (рис.3,А). Интересную закономерность вскрыл анализ замеров слоистости фундамента, сделанных в подземных горных выработках месторождения: по восстанию между горизонтами 525 м и 780 м слои постепенно

разворачиваются влево от субмеридионального ($345-355^\circ$) до северо-западного ($315-330^\circ$) простираения. Суммарный угол разворота (на протяжении 255 м) составляет $25-30^\circ$, а его градиент - $0,1$ град./м. О том, что этот факт не случаен, свидетельствуют и результаты наших исследований на Придорожном месторождении, где осевая поверхность антиклинальной складки, в которую смяты терригенные породы фундамента, развернута по восстанию между горизонтами 325 и 495 м влево от северо-восточного ($25-30^\circ$) до север-северо-восточного ($5-20^\circ$) простираения.

Среди разрывов, секущих породы фундамента, количественно преобладают крутопадающие, и в первую очередь послойные и субпараллельные им (рис.3,Б). Вместе с поперечными к слоям восток-северо-восточными ($65-85^\circ$) и кососекущими северозападными разрывами они образуют два суммарных сдвиговых пояса, оси которых круто, под углами 74° и 70° , погружаются в направлениях 274° и 58° , соответственно.

Сдвиговая кинематика крутопадающих разрывов в период разрывообразования и на более

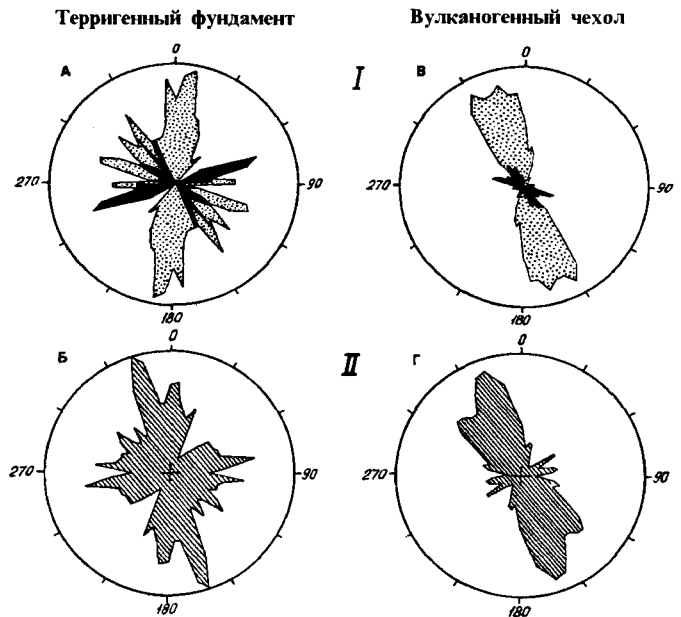


Рис. 4. Розы-диаграммы простираений левых и правых сдвигов (I) и разрывов с крутонаклонной ($60-90^\circ$) тектонической штриховкой (II)

Количество замеров: в терригенном фундаменте - А - 75 левых (крап), 28 правых (черное) сдвигов и Б - 172 разрывов с крутонаклонной тектонической штриховкой; в вулканогенном чехле - В - 224, 74 и Г - 230, соответственно.

поздних этапах доказываются массовыми замерами ориентировки штрихов скольжения на поверхностях сместителей. Большинство штрихов ориентировано полого, под углами $0-30^\circ$ к горизонту, концентрируясь в направлениях ССВ $0-15^\circ$, ССЗ $340-350^\circ$, СЗ $285-315^\circ$, ВСВ $65-80^\circ$ соответственно простиранию основных систем сдвигов (рис.3,В). Для субмеридиональных и север-северо-западных разрывов достоверно установлен исключительно левосторонний тип смещений, а для северо-западных и субширотных - как право-, так и левосторонний (рис.4,А).

Следы сбросовых и взбросовых смещений по разрывам фундамента встречаются реже. Преимущественная ориентировка сбросов - ССЗ 335° , С $0-15^\circ$, СЗ 300° ; взбросов - СВ $45-75^\circ$, В 90° (рис.4,Б).

Разрывы пологой ориентировки сравнительно малочисленны и, как показывают наблюдения, развиты в основном вблизи подошвы вулканогенного чехла. Среди них количественно преобладают разрывы северо-восточного падения.

Вулканогенно-осадочные образования чехла слабо смяты, преимущественно в линейные складки северо-восточного ($40-55^\circ$) простирания (рис.3,Г), обычно отчетливо выраженные в подошве чехла и постепенно затухающие вверх по разрезу (см.рис.2). Шарниры складок горизонтальны или полого ($0-15^\circ$) погружаются на северо-восток, крылья наклонены под углами от $5-10^\circ$ до $45-50^\circ$, а углы между ними равны $105-165^\circ$. При этом крылья юго-восточного падения несколько длиннее противоположных, что делает складки асимметричными, похожими на складки волочения.

В чехле отчетливо проявилась система пологих, часто послойных или субпараллельных им разрывов с признаками смещений типа нормальных или косых надвигов. Крутопадающие разрывы, главным образом северо-западного ($310-350^\circ$) простирания, образуют два суммарных сдвиговых пояса, оси которых круто, под углами 76° и 72° , погружаются в направлениях 290° и 68° , соответственно (рис. 3,Д). Штрихи скольжения на поверхностях сместителей преимущественно пологие ($0-30^\circ$ север-северо-западного ($320-355^\circ$) простирания, причем большинство из них субпараллельны линиям пересечения основной системы левых сдвигов с нормальными и косыми надвигами (см.рис. 3,Е и 4,В). Следы правосторонних смещений встречаются редко и характерны, как правило, для разрывов северо-западного ($315-340^\circ$) и запад-северо-западного ($285-290^\circ$) простирания (рис.4,В). На поверхностях северо-западных ($305-350^\circ$) разрывов зафиксированы также следы сбросовых смещений (рис.4,Г).

При сопоставлении данных отметим прежде всего тот факт, что, несмотря на резко выраженное структурное несогласие между чехлом и фундаментом и гораздо большую степень дислоцированности последнего, наблюдается значительное сходство в характеристике секущих их разрывных структур. Ориентация основных систем крутопадающих разрывов, а также экваторов и осей образуемых ими сдвиговых поясов в фундаменте и чехле практически идентична (см.рис.3,И). Одинаковы и кинематические характеристики этих разрывов: преимущественно пологие ($0-30^\circ$) штрихи скольжения на поверхностях сместителей свидетельствуют о значительном преобладании существенно сдвиговых смещений (см.рис. 3,И), а достоверные определения типа смещений по разрывам - о доминирующей роли левых сдвигов как в фундаменте, так и в чехле (см.рис.4,И). Одинакова для обеих структурных этажей также и ориентация основной системы сбросов - СЗ $335-340^\circ$ (см.рис.4,И).

Вместе с тем, имеется существенное различие, заключающееся в различной ориентации основных систем левых сдвигов: если в фундаменте они субмеридиональны ($355-10^\circ$), т.е. параллельны Перевальненской и прочим крупным сдвиговым зонам КРР, то в чехле имеют простирание ССЗ $330-355^\circ$, отклоняясь от этих зон влево в среднем на угол $15-25^\circ$ (см.рис. 4,И). Это различие легко объясняется, если учесть, что, согласно экспериментальным данным [20] и результатам исследований в Сихотэ-Алине [4, 18], сдвиговая деформация в чехле над левыми (правыми) сдвигами фундамента начинается с образования ряда право- (лево-) ступенчатого эшелона кулисообразно расположенных сколов, которые отклоняются от простирания сдвиговой зоны влево (вправо) на $15-20^\circ$. Поэтому север-северо-западные ($330-355^\circ$) левые сдвиги чехла можно рассматривать как R-сколы Риделя, а запад-северо-западные ($285-290^\circ$) правые - как сопряженные с ними R' -сколы.

В пользу такой точки зрения свидетельствует, например, структура зоны Водораздельной, представляющей собой в низах холдаминской толщи вулканитов (горизонты 715 и 730 м) правоступенчатый эшелон северо-западных разрывов, тогда как ниже в фундаменте - это сосредоточенный субвертикальный разрыв (левый сдвиг) с простиранием ССВ $10-15^\circ$. В этом эшелоне, наряду с северо-западными левыми (R) сколами, значительное развитие получили и субширотные правые (R') сколы. Заметим, что в группу северо-западных левых сдвигов входят не только первичные, но и "вторичные" R-сколы, т.е. разрывы различного генезиса (сбросы, разрывы растяжения, правые сдвиги), испытавшие левосдви-

говую активизацию при проникновении в чехол субмеридиональных левых сдвигов фундамента.

Таким образом, различие в ориентировке основных систем левых сдвигов фундамента и чехла является существенным фактом, свидетельствующим о миграции левосдвиговых дислокаций снизу вверх, а значит о наследовании чехлом сдвиговых дислокаций фундамента.

Итак, выявлен единый план сдвиговых деформаций фундамента и чехла, имеющий явно выраженный сквозной, а для чехла и унаследованный характер. Ведущая роль в дислокационном процессе принадлежала субмеридиональным левым сдвигам, тогда как разрывы иной ориентировки имели подчиненное значение и испытывали неоднократную кинематическую трансформацию в связи с изменением локальных полей напряжений.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРЕВАЛЬНЕНСКОГО РУДОНОСНОГО СДВИГА

Анализ имеющихся данных по геологии Фестивального месторождения позволил выявить признаки роста сместителей Перевальненского сдвига по латерали и восстанию. Об этом свидетельствует наблюдающееся в ряде случаев уменьшение кверху горизонтальной протяженности разрывов и амплитуды сдвигания по ним, нарушение сплошности разрывов, распадающихся на ряд кулис или замещающихся на отдельных участках эшелонами трещин, а также разворот разрывов или их кулис по восстанию против часовой стрелки, что придает им характерную пропеллериобразную форму. В связи с последним явлением находится, вероятно, и отмеченный выше разворот слоев фундамента между горизонтами 525 м и 780 м влево от субмеридионального (345-355°) до северо-западного (315-330°) простирания.

Рост левых сдвигов кверху подтверждается данными о температурных условиях и абсолютном возрасте минералообразования в рудной зоне Ягодной. Анализ данных термобарогеохимии позволил В.Н.Дубровскому и др. [8] сделать вывод о тесной связи температур со структурными условиями формирования зоны Ягодной. Образование предрудных кварц-турмалиновых метасоматитов и жильного кварца ранней генерации происходило, по мнению этих авторов, при постепенном повышении температуры до 320-360° в равномерно прогретом поле. Стационарность процесса обеспечивалась высокой степенью закрытости рудообразующей системы на ранних этапах формирования рудных зон, когда вулканогенно-осадочный чехол был незначительно затронут разрывной тектоникой.

Дальнейшее развитие рудовмещающих левых сдвигов кверху сопровождалось увеличением нарушенности и уменьшением экранирующей роли чехла, возрастанием открытости системы и, как следствие, понижением температуры минералообразования, что обусловило последовательное формирование кварцевой продуктивной и непродуктивной, а затем самой поздней кварц-карбонатно-сульфидной минерализации, проявившейся локально на верхних горизонтах месторождения.

Связь прямой зональности рудоотложения с ростом рудовмещающих разрывов кверху подтверждают непосредственно взаимоотношения крутопадающих жил и прожилков с пологими разрывами чехла. Вблизи последних мелкие жилы и прожилки разного состава зачастую выклиниваются, а в более крупных жилах при пересечении ими пологих разрывов происходит резкая смена высокотемпературной кварц-турмалиновой минерализации на более низкотемпературную кварц-сульфидную. Очевидно, что во время формирования кварц-турмалиновой минерализации пологие разрывы, скорее всего благодаря своей активности, препятствовали развитию кверху крутопадающих разрывов и экранировали восходящие гидротермальные растворы. Последующие смещения по крутопадающим разрывам сопровождалась их ростом кверху, пересечением, а зачастую и смещением пологих турмалиновых и кварц-турмалиновых жил и формированием кварц-сульфидной минерализации.

Продолжительность процессов минерализации в зоне Ягодной В.Н.Дубровским и М.М.Аракелянц [7,8], на основании определений абсолютного возраста кварц-серицитовых метасоматитов, оценивается в 20-25 млн лет. При этом возраст метасоматитов с глубиной увеличивается от минимального значения - 77 млн лет (горизонт 845 м) через промежуточные 84-91 млн лет (горизонты 715-810 м) до максимального - 103 млн лет (горизонт 525 м). Авторы также отмечают, что в сильно эродированных зонах Главной и Придорожной Солнечного и Придорожного месторождений существует противоположная тенденция уменьшения возраста метасоматитов с глубиной. Причем существенно то обстоятельство, что верхние горизонты зон Главной и Придорожной по гипсометрическим отметкам соответствуют средним и нижним горизонтам зоны Ягодной. Существование противоположных тенденций изменения возраста околорудных кварц-серицитовых метасоматитов с глубиной, по мнению В.Н.Дубровского и др. [8], видимо, связано с последовательным проникновением гидротермальных растворов в различные

участки протяженных рудовмещающих структур, в результате чего кварц-серицитовые породы корневых и приповерхностных участков образовались на 20-25 млн лет позднее аналогичных метасоматитов, тяготеющих к центральным частям зон минерализации. Такое "центробежное" развитие минерализационных процессов могло, на наш взгляд, во многих случаях происходить синхронно с ростом рудовмещающих разрывов в латеральном и вертикальном направлениях. Как показано выше, результаты исследований температурных условий минералообразования зоны Ягодной и определений абсолютного возраста кварц-серицитовых метасоматитов приводят к выводу о тесной связи минерализационных процессов с ростом зоны Ягодной по восстанию. Противоположная тенденция развития разрывов книзу объясняется [2,12] изменением физико-механических свойств среды над остывающими интрузиями: рост рудоносных разрывов происходил по мере остывания кровли интрузивных массивов от периферии к центру, где они проникают на незначительную глубину в тело плутона. В рудные стадии в том же направлении, как правило, сменяют друг друга кварц-касситеритовая, кварц-колчеданная и кварц-карбонатно-сульфидная ассоциации, что создает картину обратной зональности рудоотложения [2,12].

Перечисленные признаки миграции сместителей Перевальненского сдвига снизу вверх говорят, прежде всего, о непрерывном характере развития левосдвиговых дислокаций. А о длительности этого процесса могут свидетельствовать данные абсолютной геохронологии.

Как показано выше, продолжительность минерализационных процессов, сопровождавших рост рудовмещающего разрыва зоны Ягодной по восстанию, составляет 20-25 млн лет, а их абсолютный возраст - 77-103 млн лет [7,8]. Добавим, что для двух проб серицитолитов из зальбандов рудной жилы (зона Ягодная) были получены значения в 115 и 96-115 млн лет [3]. Близкие результаты (81-118 млн лет, преимущественно 84-98 млн лет) дали определения абсолютного возраста продуктов околорудных изменений, главным образом кварц-серицитовых метасоматитов, контролируемых субмеридиональными левыми сдвигами, и на других оловорудных месторождениях КРР [3,7]. Таков же, примерно, возраст гранитоидов (73-113 млн лет, преимущественно 80-98 млн лет), порфириров амутской свиты (84-95 млн лет), кварцевых порфиров холдаминской толщи (100-120 млн лет) [5,6,13] и пурильских гранитоидов, комагматичных натриевым риолитам двух нижних пачек холдаминской толщи (113 млн лет) [6].

Таким образом, приведенные данные говорят о том, что процессы разрывообразования, минерализации, интрузивного и эффузивного магматизма развивались непрерывно и в общем синхронно на протяжении 50 млн лет, начиная с апта (113-119 млн лет) и по кампан (73-83 млн лет) включительно, достигнув максимальной интенсивности в сеномане-сантоне (83-97,5 млн лет). О начале этапа тектономагматической активизации в апте свидетельствует и аптский, согласно заключению М.М.Кошман, а затем М.И.Борсук и И.И.Сердобольской, возраст флоры, собранной в низах разреза холдаминской свиты [5]. Отметим также, что в восточной части КРР закартирована толща грубообломочных, типа молассы, отложений мощностью более 400 м [2], с резким угловым несогласием залегающая на различных горизонтах юрско-нижнемеловых отложений геосинклинального комплекса, сама сильно смятая в складки с наклоном крыльев до 50-60° и, в свою очередь, несогласно перекрытая холдаминской толщей. Значит, после завершения в валанжине геосинклинального режима осадконакопления юрско-нижнемеловые отложения были смяты в складки, выведены на дневную поверхность, частично размыты и перекрыты молассой, также впоследствии смятой, размытой, и перекрытой в апте холдаминскими отложениями. Общая продолжительность периода интенсивной складчатости, охватывающего в основном готерив-баррем (119-131 млн лет), порядка 10-15 млн лет. К концу его была сформирована основная система линейных, северо-восточного простирания, складчатых структур фундамента, а их дальнейшее усложнение, прежде всего, за счет образования складок с крутонаклонными шарнирами, в том числе и региональной S-образной структуры, связано с последующими левосдвиговыми дислокациями фундамента.

ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

В период тектономагматической активизации на площади КРР были сформированы три крупные структуры северо-восточного (40-70°) простирания: Центральное поднятие и ограничивающие его Восточная и Западная (с Амутской мульдой) грабен-синклинали (ГС), выполненные вулканогенно-осадочными отложениями (см.рис.1). Согласно данным В.Я.Асманова и Ю.И.Бакулина [5], Восточная и Западная грабен-синклинали напоминают несогласно наложенные на интенсивно дислоцированный фундамент приразломные прогибы. На основании фациального анализа установлено, что мощности пластов увеличиваются

от периферии прогибов к их осевым частям и что участки максимального прогибания в процессе осадконакопления меняли свое положение, причем в ходе седиментации формировались складки поперечного изгиба. Развитие грабен-синклиналей и ограниченного ими Центрального сводового поднятия происходило в условиях растяжения, обусловленного общим воздыманием района [5]. Этой же точки зрения придерживаются и другие исследователи [1,2,8,12], причем некоторые подчеркивают, что асимметричная, с более крутым юго-восточным бортом, Восточная грабен-синклиналь развивалась в условиях одностороннего прогибания складчатого основания вдоль Холдаминского разлома [1,12]. Однако результаты наших исследований складчатых структур чехла на Фестивальном месторождении позволяют пересмотреть эти взгляды.

Прежде всего, отметим косое, а не параллельное, расположение оси Восточной ГС относительно Холдаминского разлома (см.рис.1). Ее пологое ($10-15^\circ$) северо-западное крыло, смежное с Центральным поднятием, простирается в направлении СВ $40-45^\circ$, а более крутое (до $50-60^\circ$) юго-восточное крыло под косым углом срезано Холдаминским разломом, ориентированным на ССВ $15-20^\circ$. В то же время простираение слоев в юго-восточном крыле на площади расположенного к северо-востоку от Фестивального месторождения Октябрьского рудного поля такое же, как и в северо-западном - СВ $40-45^\circ$, так что Восточная ГС представляет собой асимметричную, наклоненную складку с осевой поверхностью юго-восточного падения и горизонтальным шарниром, ориентированным на СВ $40-45^\circ$. Косая, под углами $20-25^\circ$, ориентация шарнира Восточной ГС относительно Холдаминского разлома не позволяет рассматривать ее как приразломный прогиб, связанный непосредственно с односторонним прогибанием складчатого основания вдоль Холдаминского разлома.

Теперь рассмотрим вопрос о генезисе складок чехла. Пологое северо-западное крыло Восточной ГС, как отмечалось в начале статьи, смято в нормальные, большого радиуса, отчетливо выраженные в подошве чехла и затухающие вверх по разрезу линейные складки. Основную систему составляют складки, шарниры которых ориентированы на СВ $40-55^\circ$, субгоризонтальны или полого ($0-15^\circ$) погружаются в том же направлении, т.е. субпараллельны шарниру Восточной грабен-синклинали.

Со складками чехла ассоциируются многочисленные пологие разрывы с признаками смещений

типа нормальных или косых надвигов. Они группируются в пояса, оси которых субпараллельны шарнирам складок, что свидетельствует о сингенетичности разрывов и складок.

Пологие разрывы, ориентированные согласно с простираением складок чехла, можно подразделить на две группы.

К первой группе относятся разрывы, приуроченные к подошве чехла и его контакту с фундаментом. В наземных горных выработках, вскрывших этот контакт, ни разу не отмечено нормальное стратиграфическое залегание пород в подошве чехла. Обычно это четкий ровный тектонический контакт, часто с зеркалами скольжения, зонами дробления, расланцевания и повышенной трещиноватости пород фундамента и чехла, суммарная мощность которых иногда достигает 4-5 м. Вблизи контакта обычно наблюдаются сильное окварцевание, лимонитизация, многочисленные кварцевые, турмалиновые, сульфидные, лимонитовые и кальцитовые жилы и прожилки, взаимоотношения между которыми говорят о неоднократных смещениях вдоль контакта.

Вторую, основную, группу составляют пологие разрывы, развитые внутри чехла и приуроченные к границам слоев пород, обладающих различными физико-механическими свойствами. Для субслоистых разрывов характерно пологое, преимущественно юго-восточное и южное падение. Поверхности разрывов имеют относительно ровный рельеф и часто несут штрихи и борозды скольжения, аккреционные ступени по кварцу и кальциту, свидетельствующие о смещениях надвигового и сдвиго-надвигового типа. Основные надвиги оперяются сопряженными с ними надвигами встречного северного и северо-западного падения.

Надвиговые и сдвиго-надвиговые смещения по многим пологим разрывам происходили неоднократно, что доказывается наложением различно ориентированных разновозрастных штрихов скольжения на поверхностях сместителей и принадлежностью некоторых пологих разрывов одновременно к нескольким поясам. Об устойчивом на протяжении продолжительного времени надвиговом типе смещений вдоль разрыва, вмещающего рудную зону Пологую, свидетельствуют результаты детальных исследований этой зоны В.Н.Дубровским и др. [8].

Рудная зона Пологая расположена внутри одноименной синклинали между рудоконтролирующими сдвигами зон Ягодной и Водораздельной и приурочена к межслоевому срыву между туфоконгломератами и вышележащими туфами липаритов. На северо-западном крыле синклинали зона имеет устойчивое северо-восточное ($40-50^\circ$) простираение

и юго-восточное, под углами 15-25°, падение, выполаживаясь до 0-10° в области флексурного изгиба крыла. Юго-восточное крыло складки выражено недостаточно отчетливо и имеет пологое (5-7°) северо-западное падение. Анализ пространственного распределения мощностей турмалиновой плиты, кварцевых жил, прожилков и брекчий и поздней минерализации (кварц-сульфидные кокарды, колломорфные образования) выявил четкие корреляционные связи между мощностями этих образований и элементами залегания зоны Пологой. Повышенные мощности турмалинитов и жильного кварца приурочены к участкам выполаживания зоны, а поздняя - кварц-карбонатно-сульфидная - минерализация развита либо вдоль полосы пологих залеганий зоны, либо в ее средней части [8]. Наблюдаемая зависимость мощности рудного тела от элементов залегания зоны объясняется незначительными надвиговыми смещениями в северо-западном направлении по рудоконтролирующему межслоевому срыву. Наиболее нагруженным при надвигании оказался более крутой северо-западный фланг рудоконтролирующего разрыва, где вдоль висячего бока маломощной турмалинитовой плиты наблюдаются рассланцевание и лимонитизация липаритов. Выположенные участки разрыва приоткрывались с образованием полостей, благоприятных для формирования жильного кварца вначале шестоватой, а на поздних стадиях минерализации - колломорфной и кокардовой текстуры. Характерно, что в поперечном сечении зоны в направлении снизу вверх происходит последовательная смена ранних минеральных образований более поздними [8].

Межслоевые надвиговые смещения на крыльях складок и образование полостей отслаивания в их замках характерны для складок продольного изгиба, так что формирование разностадийной минерализации в зоне Пологой совпало во времени с заключительными стадиями развития Пологой синклинали. Последняя относится к основной системе дополнительных складок, осложняющих северо-западное крыло Восточной ГС. Совпадение ориентировок шарниров дополнительных и материнской складок позволяет считать их сингенетичными складками продольного изгиба, сформированными в условиях нормального к шарнирам складок субгоризонтального северо-западного сжатия. Асимметрия дополнительных складок, скорее всего, обусловлена надвигами вдоль северо-западного крыла Восточной ГС, а асимметрия и северо-западная вергентность основной складки, присущие также и Западной ГС, возможно связаны со смещениями масс горных пород к северо-западу вдоль крупных субгоризонтальных поверхностей срыва.

Как отмечалось выше, увеличение мощностей пластов от периферии к осевым частям Восточной и Западной ГС и изменение положения участков их максимального прогибания в ходе седиментации говорят о синхронности осадконакопления с формированием этих структур, начавшемся, как установлено, в апте. Длительное синхронное развитие левосдвиговых дислокаций фундамента и складчатых структур чехла в условиях северо-западного сжатия позволяет рассматривать формирование складок чехла в связи с механизмом простого сдвига. Как показывают эксперименты и геологические данные [10,14,19], деформация простого сдвига, связанная с системой однонаправленных сдвиговых смещений в фундаменте, сопровождается формированием в чехле субгоризонтальных складок, ориентированных в плане по отношению к сдвигам фундамента под углами, близкими 45°. Субгоризонтальные шарниры Восточной ГС и дополнительных складок основной системы ориентированы в направлениях СВ 40-45° и СВ 40-55°, т.е. под углами, близкими 45°, к субмеридиональным и север-северо-восточным левым сдвигам фундамента, что как раз и отвечает условиям простого сдвига. Такой же механизм формирования складок в условиях сдвигового геодинамического режима был установлен и в вулканогенном чехле Восточно-Сихоте-Алинского вулcano-плутонического пояса [16]. По-видимому, этот процесс не является локальным, а охватил, по крайней мере, весь Амуро-Уссурийский регион, где получила широкое развитие система сдвигов Сихоте-Алиня и северного фланга Тань-Лу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов проведенных нами на Фестивальном месторождении исследований показывает, что, несмотря на резко различный стиль пликативных деформаций терригенного фундамента и вулканогенного чехла, формирование складчатых и разрывных структур обоих комплексов здесь происходило в одной и той же геодинамической обстановке - в условиях левосдвигового геодинамического режима под действием северо-западного субгоризонтального сжатия.

Наиболее интенсивно левосдвиговые дислокации проявились в фундаменте. Терригенные толщи смяты в линейные, сильно сжатые складки север-северо-западного (330-10°) простирания, крылья которых осложнены дополнительными складками с субгоризонтальными и крутонаклонными шарнирами. Они рассечены многочисленными разрывами, среди которых главную роль играют субмеридиональные (355-10°) левые сдвиги. Развитие других

систем разрывов, среди которых количественно преобладают север-северо-западные (320-345°) и восток-северо-восточные (65-85°), было полностью подчинено левосдвиговой геодинамике крупных субмеридиональных разломов.

Приведенные в статье факты убедительно свидетельствуют о том, что характер деформаций вулканогенного чехла определялся процессом миграции левосдвиговых дислокаций из фундамента в чехол. На начальной стадии этого процесса однопавленные левосторонние смещения по субмеридиональным разрывам фундамента обусловили формирование в чехле системы ориентированных к ним косо под углами, близкими 45°, линейных пологих складок продольного изгиба северо-восточного (40-55°) простирания, сопровождавшееся широким развитием субпослойных надвигов. Дальнейшая левосторонняя активизация субмеридиональных разломов привела к образованию над ними (перед самым проникновением их в чехол) в виде сколов Риделя системы север-северо-западных (330-350°) левых сдвигов. Многие из этих сколов сформировались за счет трансформации в левые сдвиги менее развитых в чехле северо-западных правых сдвигов и сбросов. Со сколами Риделя были сопряжены правые сдвиги субширотного простирания.

Анализ данных термобарогеохимии и определений абсолютного возраста околорудных изменений, контролируемых субмеридиональными левыми сдвигами, показывает, что миграция этих разломов от нижних горизонтов чехла к верхним не прекращалась на протяжении всего этапа меловой тектономагматической активизации. Она происходила непрерывно около 50 млн лет, с апта по кампан включительно, и синхронно с процессами эффузивного и интрузивного магматизма и рудообразования.

Сопоставление данных фациального анализа и абсолютной геохронологии указывает на то, что миграция субмеридиональных сдвигов шла постепенно по мере формирования вулканогенной толщи, накопление которой происходило одновременно со становлением Восточной грабен-синклинали. Причем, одинаковая ориентация шарниров грабен-синклинали (СВ 40-45°) и дополнительных складок чехла (СВ 40-55°) позволяет считать их сингенетичными, сформировавшимися в условиях простого сдвига.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асманов В.Я. Курмиджинская палеокальдера (Комсомольский район) и связанная с ней гидротермальная минерализация // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 77-91.

2. Асманов В.Я., Вокуев А.Л., Гоневчук В.Г. и др. Металлогения Комсомольского рудного района // Металлогения глав. оловоруд. районов юга Дал. Востока. Владивосток, 1988. С. 85-113.

3. Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные по абсолютному возрасту оруденения Сихоте-Алинской складчатой области // Геология и минерал. сырье Дал. Востока: Материалы науч. конф. по геологии и минерал. сырью Дал. Востока. Сб. ст. Вып. 2. М., 1972. С. 93-109.

4. Врублевский А.А., Сорокин Б.К., Уткин В.П. и др. О соотношении дислокаций Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса и его складчатого основания // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, N 4. С. 894-897.

5. Геология, геохимия и минералогия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 336 с.

6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Герасимов Н.С. Место и особенности генезиса пурильских гранитоидов в составе мяочанской оловоносной серии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1994. N 5. С. 66-73.

7. Дубровский В.Н., Аракелянц М.М. Продолжительность формирования оловянных месторождений Комсомольского района по данным абсолютного возраста оловорудных кварцево-серицититовых метасоматитов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, N 4. С. 954-956.

8. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 136 с.

9. Морин А.О. Складчатые деформации толщ Удского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1991. N 3. С. 105-110.

10. Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопр. совр. зарубж. тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265-333.

11. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Монголо-Охотской оловоносной области // Геология оловоруд. месторождений СССР. Кн. 1. М., 1986. С. 340-399.

12. Огнянов Н.В. Геолого-структурные и геодинамические условия формирования оловянных месторождений Комсомольского рудного района // Структуры руд. полей месторожд. олова, вольфрама и молибдена: Материалы Всесоюз. Совещ. "Структуры рудн. полей вулкан. поясов". Тез. докл. Вып. III. Владивосток, 1985. С. 30-32.

13. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулcano-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 364 с.

14. Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1973. 275 с.

15. Сучков В.И. Геолого-структурные особенности размещения оловянного оруденения в центральной части Комсомольского рудного района. - Автореф. дис.канд. геол.-минер. наук Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. 23 с.

16. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

17. Уткин В.П. Роль сдвиговых дислокаций в формировании Восточно-Сихоте-Алинского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 4. С. 951-955.

18. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

19. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 248 с.

20. Riedel W. Zur mechanik geologischer Bruchsheinungen // Cent. Miner., Geol and Paleontol. B. 1929. Vol. 1. P. 78-97.

*Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН,
г. Владивосток*

*Поступила в редакцию
23 декабря 1994 г.*

B.K.Sorokin, A.N.Mitrokhin, S.A.Kasatkin

The comparative analysis of dislocations of the Aptian-Campanian volcanogenic and pre-Aptian terrigenous complexes of the Komsomolsk region (The Festivalny deposit)

Structures of the volcanogenic complex are represented mainly by gentle linear N-E trending folds with N-E trending substratified thrusts and N-N-W trending sinistral faults. The formation of these structures was caused by the migration of the left-side strike-slip fault deformations which determined the character of the deformations of its terrigenous basement into volcanogenic rock unit. The deformations are represented in the terrigenous structural complex mainly as steep linear N-N-W trending folds and N-S sinistral faults. The vertical migration of the strike-slip fault deformations took place during the formation of the volcanic complex at the stage of the Cretaceous (Aptian-Campanian) tectonomagmatic activation in the conditions of N-W trending sublateral compression.

Л.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ ВОЗНЕСЕНСКОГО КОМПЛЕКСА ХАНКАЙСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Установлены типы включений в кварце гранитов, их количественные соотношения, состав законсервированных в них солей. Показано, что гранитообразующие расплавы отличались высокой флюидонасыщенностью и высоким флюидным давлением при высокой концентрации солей во флюидной составляющей. Доказано гетерогенное состояние расплавов и отделившихся от них флюидов. По данным криометрии установлен хлоридный состав флюидов, связанных с гранитным расплавом. Генетически связана с гранитами только ранняя оловянная минерализация, а более поздние слюдисто-флюоритовые руды являются производными глубинного, возможно мантийного, магматического очага.

ВВЕДЕНИЕ

Биотитовые турмалинсодержащие граниты вознесенского комплекса слагают несколько интрузивов трещинного типа (Ярославский, Чихезский, Первомайский и ряд более мелких) в пределах одного из южных блоков Ханкайского кристаллического массива Приморья. Они давно привлекают внимание исследователей, т.к. с ними связано разнообразное по составу оруденение и прежде всего редкометалльно-флюоритовые руды, относящиеся к новому генетическому типу флюоритовых месторождений, а кроме того оловоносные грейзены, месторождения касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Граниты хорошо изучены традиционными петрографическими методами и в литературе приводятся обширные данные по особенностям строения интрузивов, по вещественному составу пород, по закономерностям распределения в них редких элементов, доказательствам связи оруденения с магматизмом. Наиболее детальные исследования, начатые еще в 1947 г., проведены М.Г.Руб [9-11]. По ее данным биотитовые граниты вознесенского комплекса по составу отличаются повышенным содержанием кремнезема (до 75%) и щелочей, в том числе, и редких, при преобладании среди щелочных компонентов калия над натрием, а также небольшим количеством оксидов кальция, магния и железа. Эти особенности химического состава обусловлены большим количеством кварца (32,2%) и калиевого полевого шпата (46,2%), кислым составом плагиоклаза (олигоклаз) и малым содержанием темноцветного минерала биотита. В составе гранитов обнаруживаются такие акцессорные минералы, как турмалин, флюорит и апатит. Правда, содержание апатита в несколько раз более низкое по сравнению со средней его концентрацией в послекембрийских биотитовых гранитах[4], а флюорит и

турмалин могут быть связанными с постмагматическими процессами. Тем не менее можно констатировать, что во флюидной составляющей гранитообразующих расплавов определенную роль играли бор, фтор и фосфор.

Граниты всех массивов в той или иной степени альбитизированы и грейзенированы, причем выделяются два этапа грейзенизации [10]. Грейзенизация первого этапа имеет площадное развитие, но проявляется только в пределах гранитных массивов, особенно в их апикальных частях, и не затрагивает вмещающих пород. Эти ранние изменения гранитов относятся к автометасоматическим и тесно связаны с процессом кристаллизации пород. Грейзенизация выражается в мусковитизации биотита и плагиоклазов, в перекристаллизации кварца, в появлении новообразований калиевого полевого шпата, турмалина, топаза, флюорита и других минералов. Определяемые иногда химическими анализами высокие содержания бора и фтора в гранитах, по-видимому, могут быть обусловлены их значительной грейзенизацией.

Грейзенизация второго этапа носит локальный характер, и проявлена вдоль трещинных зон не только в гранитах, но и за их пределами во вмещающих породах. Она связана с послемагматическими процессами. Судя по минеральным ассоциациям грейзенов, в составе минералообразующих растворов преобладали соединения фтора при меньшем значении бора.

Петрографические исследования до настоящего времени не сопровождалось изучением в минералах гранитов включений, образующихся, как известно, путем консервации минералообразующей среды в дефектах кристаллической решетки минерала-хозяина [3]. Нами были изучены включения минералообразующих сред в кварце биотитовых гранитов Ярославского, Чихезского и Первомай-

Количество и размеры включений в кварце гранитов Ярославского массива

№№ пп	Типы включений	Количество включений на площади препарата 0,5 мм ²	Размеры включений мкм
1.	Расплавные	10	3-10
2.	Кристаллофлюидные	51	5-10
3.	Газово-жидкие, в том числе с твердыми фазами	265 145	5-10
4.	Газовые	120	5-50

ского массивов, а также в кварце и касситерите из генетически связанных с этими гранитами кварцево-касситеритовых жил. Применяемые методы включали тщательное визуальное определение особенностей включений в полированных пластинках под микроскопом при увеличении до 1000 раз, замеры температур гомогенизации, анализ состава законсервированных в вакуолях флюидов методом криометрии, основы которого изложены в ряде работ [1,14]. Определение состава флюидов во включениях производилось с помощью криокамеры конструкции А.С.Парилова с тщательно отградуированной термопарой и охлаждением препарата жидким азотом. При этом определялась температура эвтектики растворов, учитывалось поведение растворов при охлаждении и свойства образующихся при этом твердых фаз. Важной операцией являлось определение количеств компонентов, сосуществующих в составе включений.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ

Визуальные наблюдения показали, что по типам включений в кварце и по их характеристике граниты Ярославского и Чихезского массивов мало различаются между собой. И это не случайно, т.к. массивы локализованы в близкой геологической обстановке и по геофизическим данным на глубине около 2,5 км они сливаются в единое гранитное тело. Не останавливаясь на деталях, отметим только те характеристики включений, которые позволяют выявить особенности флюидного режима магматических расплавов и некоторые условия их кристаллизации. В кварце гранитов массивов обнаружены расплавные и сопутствующие им кристаллофлюидные, обильные газово-жидкие и более редкие существенно газовые включения. Как показано в работе [15], сингенетичность расплавных и флюидных включений определяется по ряду признаков, которые подтверждаются и на примере изученного нами кварца. Здесь нередко можно видеть, что семейства

флюидных включений группируются вблизи одиночных расплавных, располагаясь в одних и тех же зонах роста кварцевых зерен. В каждой из зон флюидные включения характеризуются близкими фазовыми соотношениями и температурными гомогенизации. Количественные соотношения разных типов включений (среднее из подсчета в 5 препаратах) приведены в табл.1. Расплавные включения обычно мелкие, их диаметр только иногда превосходит 3-5 мкм, они характеризуются обособлением флюида не только в виде округлого или неправильной формы газового пузырька, но и в виде тонких полосок, выполняющих интерстиции между микролитами силикатов. Флюидная фаза занимает до 20% объема вакуолей, а большая его часть заполнена раскристаллизованным силикатным стеклом, в составе которого в относительно крупных включениях удается различить выделения кварц-полевошпатовых агрегатов и слюдоподобный минерал.

Сопутствующие расплавным кристаллофлюидные включения распространены неравномерно, но часто весьма обильные и отличаются непостоянным объемом жидкой фазы (20-40% объема вакуолей) и содержанием нескольких кристалликов, преимущественно кубической формы.

Газово-жидкие включения в кварце гранитов также пользуются широким распространением, но, в отличие от кристаллофлюидных, в препаратах из разных участков гранитов они различаются между собой. В некоторых образцах кварца включения характеризуются сравнительно постоянным соотношением фаз газ-жидкость, газовый пузырек в них занимает 20-25% объема вакуолей. Такие включения наиболее распространены в кварце гранитов Ярославского массива. В кварце гранитов Чихезского массива нередко встречаются семейства сингенетичных газово-жидких включений, содержание газовой фазы в которых весьма непостоянно и

Результаты криометрического изучения включений в кварце

№№ пп	Место отбора, краткая характеристика образцов	Количество изученных образцов	Температура эвтектики °С	Состав растворов
1.	Ярославский массив, биотитовый гранит	3	-55.0 -52.0 -56.6	CaCl ₂ +NaCl+H ₂ O CaCl ₂ +MgCl ₂ +H ₂ O CO ₂
2.	Чихезский массив, биотитовый гранит	4	-52.0 -35.0 -23.5 -56.6	CaCl ₂ +MgCl ₂ +NaCl+H ₂ O MgCl ₂ +NaCl+H ₂ O NaCl+KCl+H ₂ O CO ₂
3.	Первомайский массив, грейзенизированный биотитовый гранит	3	-77.0 -23.5 -56.6	LiCl+NaCl+H ₂ O NaCl+KCl+MgCl ₂ +H ₂ O CO ₂
4.	Кварц из кварцево- касситеритовых жил	4	-52 -11 -56.6	CaCl ₂ +MgCl ₂ +NaCl+H ₂ O KCl+H ₂ O CO ₂
5.	Касситерит из кварцево- касситеритовых жил	2	-23.6	NaCl+MgCl ₂ +KCl+H ₂ O

изменяется от 20 до 70% объема вакуолей. Включения почти всегда содержат одну или несколько твердых фаз, среди которых наблюдаются непрозрачные, видимо, рудные компоненты. В некоторых включениях удается различить обособления жидкой углекислоты.

Газовые включения распространены в зернах кварца неравномерно, но в большинстве случаев по количеству они значительно уступают газожидким. Они характеризуются содержанием газовой составляющей до 90% объема вакуолей и нередко наличием, кроме газа, твердой фазы в виде одного кубического кристаллика. Последнее является особенностью изученных гранитов, отличающих их от редкометалльных гранитов других районов Приморья.

Результаты изучения солевого состава растворов, законсервированных во включениях, приведены в табл. 2. Полученные данные свидетельствуют о том, что флюиды в магматическом расплаве были представлены хлоридами щелочных и щелочно-земельных металлов, причем среди катионов натрия преобладает над калием, а кальций - над магнием. Важным компонентом была углекислота, обнаруженная во включениях в кварце всех изученных образцов.

В образцах Первомайского массива, отобранных в его апикальных частях, граниты оказались грейзенизированными, а кварц в процессе грейзени-

зации - перекристаллизован. В нем не обнаружены расплавные и кристаллофлюидные включения, характерные для магматического кварца гранитов Ярославского и Чихезского массивов. Кварц содержит неравномерно распределенные по площади зерен только флюидные включения. Обычно они образуют шлейфоподобные скопления или цепочки сложной конфигурации, иногда приуроченные к залеченным микротрещинкам в минерале. Включения характеризуются непостоянством соотношений фаз газ-жидкость и в одном семействе можно обнаружить газожидкие (газ занимает 20-25% объема вакуолей, температура гомогенизации 430-440°С), жидкогазовые (газа более 40%) и существенно газовые их типы. Отметим, что такие особенности флюидных включений нередки в минералах грейзенов и указывают на их формирование за счет надкритических гетерогенных растворов. Характерной особенностью газожидких и жидкогазовых включений является содержание одной-двух твердых фаз в их составе.

В некоторых препаратах зерна кварца оказались весьма насыщенными включениями субмикронного размера. Изучение их при больших увеличениях микроскопа (1000 раз) в иммерсии показало, что они содержат преимущественно низкоплотную углекислоту и значительно меньший объем занимает водно-солевой раствор. Среди флюидных включений часто

встречаются более крупные минеральные, представленные в основном игольчатым турмалином и слюдоподобным минералом, реже - непрозрачным рудным веществом, топазом и другими не определенными минералами.

По данным криометрии (см. табл.2) включения в перекристаллизованном в процессе грейзенизации кварце содержат хлориды натрия и лития, а также более сложные многокомпонентные системы, представленные хлоридами натрия, калия и магния. Во всех препаратах обнаружены включения с углекислотой.

В кварце из кварцево-касситеритовых жил первичные включения встречаются сравнительно редко и имеют размеры от 5 до 20 мкм. Включения газовой-жидкие, двухфазовые с объемом газовой фазы около 25-30%, иногда многофазовые, содержащие кроме солевого раствора и газового пузырька две-три твердых фазы в виде кубических (галит), призматических и изометричной формы кристалликов. В некоторых включениях в качестве третьей фазы обнаруживается жидкая углекислота. Температуры гомогенизации включений с твердыми фазами составляют 355-360°C, а двухфазовых - 325-330°C. По данным криометрии в составе большинства включений содержится четырехкомпонентная водно-солевая система, представленная хлоридами кальция, магния и натрия. В некоторых включениях содержится хлорид калия.

Среди вторичных включений, приуроченных к залеченным трещинкам в кварце, преобладают одно-двух- и трехфазовые включения с жидкой углекислотой, также наблюдаются группы расшнурованных газовой-жидких включений, размером до 50 мкм, содержащих иногда твердые фазы.

В слабоокрашенных кристаллах касситерита обнаружены двухфазовые газовой-жидкие и многофазовые включения с твердыми фазами в виде 2-3 кристалликов разной формы. Кубические кристаллики представлены галитом. Размеры включений колеблются в пределах 10-25 мкм, а газовый пузырек занимает 20-25% объема вакуолей. Температуры гомогенизации двухфазовых включений равны 275-280°C. По данным криометрии в составе включений содержится четырехкомпонентная солевая система, состоящая из водного раствора хлоридов натрия, магния и калия (табл.2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совокупность полученных данных позволяет сделать некоторые заключения об условиях формирования гранитных массивов и флюидном режиме кристаллизации гранитных магм. Наличие расплавных включений, высокие температуры их гомогенизации (до 960°C в кварце гранитов

Чихезского массива) несомненно подтверждают расплавную природу гранитов, сравнительно-небольшие массивы которых сопровождаются мощными ореолами контактово измененных вмещающих пород [10,11]. Сонахождение в кварце расплавных и сопутствующих им кристаллофлюидных и флюидных включений хорошо подтверждает основанные на многочисленных экспериментах представления А.А.Маракушева [5,6] о гетерогенизации расплавов в определенных условиях на силикатную и флюидную составляющие. На наш взгляд, гетерогенизация может быть связана с резким падением давления и температуры при подъеме расплавов в направлении палеоповерхности по тектонически ослабленным зонам.

Особенности включений в кварце позволяют предполагать и гетерогенное состояние самой флюидной составляющей гранитных расплавов. Действительно, в зернах кварца всегда наблюдаются близко-одновременно образованные кристаллофлюидные, газовой-жидкие с твердыми фазами и без них включения. То, что в этих сингенетичных и близко расположенных друг от друга вакуолях консервировались флюиды разной плотности и различной концентрации солей возможно только при гетерогенном состоянии флюида. Кроме того, методом криометрии установлено, что рядом расположенные флюидные включения одного семейства по солевому составу различаются между собой и каждое содержит лишь одну из указанных в табл.2 солевых систем, характерных для включений в кварце гранитов того или иного массива. Гетерофазное состояние флюидов в гранитных системах, обособление в них плотных солевых фаз экспериментально показали А.А. Маракушев с сотрудниками в уже упоминавшихся работах, а Ф.Г.Рейф [8] объяснил гетерогенизацию флюидов явлениями декомпрессии в процессе формирования рудоносных гранитов Забайкалья. На декомпрессию в процессе формирования гранитных массивов указывают и малые, нередко субмикронные размеры включений в кварце, т.к. такой способ дегазации и обеспечивает выделение пузырьков подобного диаметра [7]. Видимо, резкое падение давления вызывает и вскипание флюидов, свидетельством которого является сонахождение в одном семействе газовой-жидких включений с существенно различным соотношением фаз газ жидкость, особенно характерное для кварца гранитов Чихезского массива. Как видно из табл.1, преобладающими по количеству в кварце гранитов являются флюидные включения, и их обилие наряду с петрографическими особенностями пород подтверждает высокую флюидонасыщенность гранитных расплавов, а, следовательно, и высокое флюидное давление в процессе их кристаллизации. При этом, по данным

изучения состава включений, главное значение во флюидной составляющей гранитообразующих расплавов имел хлор, а не фтор, как предполагают некоторые исследователи [11]. Судя по минеральному составу гранитов, альбитизированных и грейзенизированных за счет ранних автометасоматических процессов, роль фтора в этот период повысилась, однако во включениях в перекристаллизованном кварце криометрическим методом зафиксированы только хлориды щелочных и щелочно-земельных металлов, что свидетельствует о преимущественно хлоридном составе грейзенизирующих флюидов. В то же время эти флюиды заметно отличались по катионному составу. В них определено содержание солей лития, не установленных в кварце неизмененных гранитов и не обнаружены хлориды кальция, распространенные во включениях из неперекристаллизованного кварца. Растворы, обогащенные фтором, характерны уже для более поздних, чем кристаллизация гранитных магм, гидротермальных метасоматических процессов. Если граниты по всем геологическим и петролого-геохимическим данным являются производными палингенных коровых расплавов [10,11], то фторидные растворы, скорее всего, имеют более глубокий источник и связаны с новым циклом тектонической активности в регионе. Возраст биотитовых гранитов, датированный рубидий-стронциевым методом [12], составляет 451 ± 2 млн лет, а второй, продуктивный этап грейзенизации, с образованием значительных объемов флюоритовых руд, по определениям Н.С.Герасимова имеет абсолютный возраст 384 ± 10 млн лет, т.е. обусловлен уже девонской тектоно-магматической активизацией в пределах Ханкайского массива. По данным И.Н. Говорова [2] он отделен от времени кристаллизации гранитов формированием генетически с ними связанных кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом, а затем даек пикродолеритов и лампрофиров. В кварце жил с касситеритом и пегматоидных кварц-полевошпатовых жил, генетически связанных с гранитами, включения также отличаются хлоридным составом законсервированных в них солей, тогда как решающая роль фтора в образовании поздних слюдисто-флюоритовых редкометалльных руд не вызывает сомнений. При этом разные источники хлоридных и фторидных флюидов, связь последних с глубинным магматическим очагом подтверждаются тесной ассоциацией слюдисто-флюоритовых руд с дайками лампрофиров и пикродолеритов, источниками которых, как считается многими исследователями, была мантия.

Особенности включений минералообразующих сред в кварце позволяют судить о концентрации солей во флюидной составляющей гранитных расплавов. Действительно, кристаллофлюидные

включения могут образоваться только в результате захвата высококонцентрированной минералообразующей среды, по существу, представляющей собой солевую рапу. Газово-жидкие включения с твердыми фазами, как это установлено экспериментально [13], также образуются при консервации раствора с концентрацией солей не менее 30%. Следовательно, обилие в кварце гранитов кристаллофлюидных и газово-жидких включений с твердыми фазами определенно указывает на весьма высокую концентрацию солей во флюидах, что и определило их рудогенерирующую способность. При этом подчеркнем, что связанное с гранитами оруденение представлено в основном оловом, - элементом индифферентным по отношению к его экстракции из расплавов во флюидную составляющую в условиях фторидной среды [6]. Видимо, хлоридные высококонцентрированные растворы являются более активными экстрагентами этого металла, что привело к его накоплению во флюидах и определило потенциальную рудоносность изученных гранитов. Отметим, что, по нашим данным, включения в кварце редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня, с которыми связано олово-вольфрамовое оруденение, характеризуются хлоридно-фторидным составом заключенных в них растворов.

Как видно из материала табл.2, важным компонентом флюидов является углекислота, которая обнаруживается во флюидных включениях в кварце всех гранитных массивов, грейзенов и рудных жил, подчеркивая тем самым гетерогенность магматических флюидов. Ее роль в процессе формирования гранитов, переносе и концентрации полезных компонентов пока не выяснена. Не установлена и природа углекислоты. Вероятно, она имеет не только магматогенное происхождение, но и накапливается в расплавах за счет разложения ассимилированных ими известняков. Замечено, что включения с углекислотой наиболее часто встречаются в кварце тех гранитных массивов или их участков, где процессы замещения известняков проявлены в заметных масштабах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что по типам включений в кварце гранитов, по их количественным соотношениям, по составу законсервированных в них солей и другим признакам достоверно устанавливаются особенности флюидного режима гранитообразующих расплавов и некоторые условия становления интрузивов. Выяснилось, что расплавы отличались высокой флюдонасыщенностью и, соответственно, высоким флюидным давлением, высокой концентрацией солей во флюидной составляющей. По характеру включений доказывается гетерогенное

состояние расплавов, их разделение в условиях падения давления и температуры при подъеме к палеоповерхности на силикатную и флюидную фазы. Наиболее вероятно и гетерогенное состояние самих флюидов, выражающееся в присутствии в них фаз с различными составами и концентрациями солевых компонентов. При этом необходимо подчеркнуть обособление солевых фаз с весьма высокой концентрацией, достигающей состояния солевой рапы, с которой по и связано накопление в магматическом очаге рудного вещества [6]. По данным криометрии установлен хлоридный состав флюидов в расплаве, что способствовало экстракции из его силикатной части во флюидную олова, являющегося главным компонентом руд, связанных непосредственно с гранитами. Уникальные же слюдисто-флюоритовые руды, апокарбонатные грейзены не имеют генетической связи с гранитными интрузиями, а формирующие их фторидные растворы поступали с большим разрывом во времени после кристаллизации коровых гранитов, при разгерметизации глубинного, возможно мантийного, магматического очага.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1983. С.37-47.
2. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 248 с.
3. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьковского университета, 1950. 460 с.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 350 с.

*Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН,
г. Владивосток*

*Поступила в редакцию
29 августа 1994 г.*

L.N.Khetchikov, V.A.Pakhomova

Fluidal regime of the formation of biotite granites from the Voznesensky complex of Khanka massif determined by the study of inclusions in quartz

Types of inclusions in quartz of granites, their quantitative correlation, and the composition of salts preserved in them have been established. It was shown that granite-forming solutions were notable for the high fluid saturation and pressure with high concentration of salts in the fluid component. Heterogenous nature of melts and separated fluids has been proved. The cryometry study showed the chloride composition of fluids related with granite melt. Only early tin mineralization is genetically related with granites, and later mica-fluorite ores are the derivatives of deep, possibly mantle, magmatic centre.

5. Маракушев А.А. Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979.

6. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. 1994. Т.2, N1. С.4-23.

7. Перепелкин К.Е., Матвеев В.С., Газовые эмульсии. Л.: Химия, 1979.

8. Рейф Ф.Г. Термобарогеохимические методы и петрология: новые данные - новые вопросы // Минералогические флюиды и рудогенез. Киев, 1988. С.3-10.

9. Руб М.Г. Гранитоиды приханкайского района и основные черты их металлоносности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 360 с.

10. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 260 с.

11. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитоидов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология, 1994. N1, т.2. С.43-67.

12. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С. Радиогенный возраст рудоносных гранитов Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1992. N3. С.118-122.

13. Хетчиков Л.Н. Исследование включений минералоббразующих сред в искусственных и природных кристаллах. Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук М., 1974. 48 с.

14. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н. Комплексование методов водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток, 1986. С.66-72.

15. Чупин В.Н., Косыхин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. 1982. N10. С.66-72.

*С.М.Родионов, В.К.Сыркин***ЭКСПЕРТНАЯ ПРОГНОЗИРУЮЩАЯ СИСТЕМА “ОЛОВО”**

Сокращение фронта поисковых работ в связи с высокой степенью изученности ряда рудных районов и одновременный стремительный рост количества и качества специализированной геологической, геофизической, геохимической и другой информации требует при проведении прогнозных исследований более глубокого и многостороннего использования имеющихся данных с применением ЭВМ. Наиболее эффективным является применение экспертных компьютерных систем. В разработанной экспертной прогнозирующей системе “ОЛОВО” смоделирован естественный логический процесс прогнозирования. Система базируется на большом объеме разноплановой структурированной информации и “открыта” для введения в нее дополнительной информации. Использование широкого комплекса информации и поэтапное ее “обсуждение” в диалоговом режиме с геологом-пользователем позволяет системе оценить с определенной долей вероятности тип ожидаемого оловорудного объекта, уровень его эрозионного среза, принадлежность объекта к классу промышленных или непромышленных, а также прогнозные ресурсы вмещающего объект оловорудного узла. Система применима при оперативном выборе объекта для форсированной разведки и последующего ускоренного промышленного освоения. Система может быть использована при прогнозировании месторождений не только олова, но и других металлов после соответствующей реконструкции содержащейся в ней информационной базы знаний.

В последние годы стало очевидным, что возможности экстенсивного развития геологических исследований, в том числе металлогенического прогнозирования, только за счет дальнейшего роста объемов работ не безграничны. В связи с этим, учитывая высокую степень изученности многих рудных районов и общее сокращение фронта поисковых работ, исключительную актуальность приобретает проблема повышения эффективности прогнозных исследований. Стремительный рост количества и качества геологической, геохимической, геофизической и другой информации приходит в противоречие с тем, что ее анализ и составление прогнозных заключений осуществляется большинством геологов все еще на традиционной основе. При этом коэффициент использования информации, получаемой геологом-пользователем, пропорционально снижается по мере роста ее объема. Один из возможных путей решения проблемы увеличения эффективности прогнозных исследований заключается в более глубоком и многостороннем использовании имеющихся данных с применением ЭВМ. Как показывает имеющийся опыт, использование ЭВМ не может заменить традиционные методы составления металлогенических прогнозов.

Повышение эффективности использования ЭВМ в прикладной металлогении заключается в тенденции соединения творческого потенциала геологов с техническими возможностями современных ЭВМ. На этом пути все большее распространение получают экспертные системы (ЭС), содержащие

специальные программы логического анализа и базы знаний (знаний экспертов по определенному типу прогнозируемых объектов). Они ориентированы на работу с геологом в диалоговом режиме на естественном языке и позволяют накапливать информацию как от экспертов, так и непосредственно от самого геолога-пользователя [1-3, 14, 15, 23,33].

В настоящее время разработана и успешно функционирует ЭС “ПРОСПЕКТОР” (США) [23]. Имеются попытки создания экспертных прогнозирующих систем и в России [1-3]. Однако при более глубоком ознакомлении с последними мы пришли к убеждению, что они либо оказались не экспертными по заложенной в них технологии принятия решений, а информационно-прогнозирующими, типа известной системы “РЕГИОН”, либо являются недоработанными и неподготовленными для восприятия новой базы знаний.

Учитывая сказанное, мы сочли необходимым приступить к разработке альтернативного варианта ЭС и опытной ее эксплуатации на основе созданной в ДВИМСе базы знаний (БЗ) по оловорудным месторождениям Востока России.

Процесс разработки состоял из нескольких связанных между собой этапов. На первом выполнялся анализ существующих знаний об объекте прогноза и прогнозном фоне. При этом под прогнозным фоном понимаются типы оловоносных областей и оловорудных районов, в пределах которых располагаются определенные типы оловорудных узлов и оловоруд-

ных месторождений, понимаемые как объекты прогноза.

Второй этап подразумевал осуществление прогнозного диагноза, то есть выявление тенденций развития знаний об объектах прогнозирования. При этом прогнозирование хода событий в будущем (например, возможность выявления объекта определенного типа на анализируемой территории) осуществлялось на основании модели “прошлого” и “настоящего” (обобщенные модели хорошо изученных разноранговых и разнотипных объектов). В этом случае требовалось четкое выделение типов объектов прогноза и разработка (или использование уже имеющихся) обобщенных моделей этих объектов путем соединения в единое целое неполной информации по конкретным объектам. Этим достигалось соблюдение принципа *вероятностного подобия*, который в общем случае подразумевает, что сходным геологическим обстановкам со сходной историей развития будет свойственно близкое по типу и масштабам оруденение. В анализ были включены не только материалы по Востоку России, но и большой объем опубликованных и фондовых данных, характеризующих конкретные объекты и общие тенденции развития оловодобывающей промышленности всего мира. Это позволило сформулировать представление о наиболее перспективных (с точки зрения промышленной геологии) типах оловорудных месторождений, включая новые и нетрадиционные [27].

Третий этап подразумевал составление информационного массива, то есть накопление совокупности данных об объекте прогнозирования, приведенных в систему в соответствии с целью прогноза и методами прогнозирования. Целями прогноза являлось: определение вероятного промышленно-генетического типа (ПГТ) прогнозируемого объекта в ранге “месторождение”; оценка прогнозных ресурсов оловорудного узла; оценка вероятной принадлежности прогнозируемого месторождения к классу промышленных (или непромышленных) при существующих требованиях к качеству и количеству руд; оценка уровня эрозийного среза месторождения.

В качестве методов прогнозирования учтены методы, основанные на использовании геолого-геофизических, геолого-геохимических, широкого набора минералого-геохимических данных, информации о структурах рудных узлов и месторождений, метод аналогии.

В процессе составления информационного массива учитывался широкий комплекс признаков, характеризующих особенности геологического положения и внутреннего строения объектов соответствующего иерархического уровня как

целостных геологических систем, обладающих определенной организацией, внутренней структурой взаимосвязей отдельных элементов и внешними связями с окружающим геологическим пространством. Такой подход обеспечил соблюдение одного из основных принципов методики разработки прогнозов - принципа *системности*, который требует взаимоувязки и соподчиненности прогнозного фона, объекта прогнозирования и их элементов.

Четвертый этап подразумевал выявление отличительных признаков разнотипных геологических образований, указывающих на их рудоносность, а также установление устойчивых пространственно-временных, статистических связей оруденения с геологическими образованиями различных масштабов, порядков, иерархических уровней. Реализация этого этапа позволила разработать информационные модели типов оловорудных районов, узлов и основных ПГТ оловорудных месторождений.

В процессе работ четвертого этапа, помимо принципа “системности”, учитывался принцип *иерархичности*, согласно которому магматогенно-рудная система (МРС) соответствующего ранга рассматривается, с одной стороны, как часть МРС низшего ранга (рудный узел - часть рудного района), а с другой - как совокупность нескольких МРС более высокого ранга (рудный узел или поле объединяют, как правило, несколько рудных объектов ранга “месторождение”-“рудопоявление”).

На основании работ [10,13,21,26,30,31] под оловорудным районом понимается металлогеническая категория, характеризующаяся тесными взаимосвязями и взаимообусловленностью проявления процессов тектоники, магматизма и оруденения. Оловорудный район представляет собой участок оловоносной области, в пределах которого проявлены рудно-метасоматические, структурные и магматические признаки однотипного (одноформационного) оловянного оруденения, окруженный территориями, лишенными таких признаков. В исключительных случаях в пределах одного района может быть проявлено оловянное оруденение нескольких типов (формаций). Площади оловорудных районов находятся в пределах 1000 - 4000 км².

Исходя из этого определения, при выделении оловорудных районов и установлении их границ нами использовались три группы признаков: 1 - геотектоническая позиция и геолого-структурные особенности площадей, вмещающих оловянное оруденение; 2 - особенности магматизма, сопутствующего оловянному оруденению; 3 - особенности рудно-метасоматических образований.

Для типизации оловорудных районов, как это было показано ранее [26], основное значение имеет внутренняя организация МРС-III порядка (магмати-

ческие ареалы и соответствующие им оловорудные районы). По этому признаку, с учетом исследований [31], нами выделяется шесть типов оловорудных районов и соответствующих им МРС-III.

Тип А. Районы, приуроченные к интрузивно-купольным поднятиям.

Тип Б. Районы, приуроченные к купольным периплутоническим поднятиям, фиксируемым малообъемными формами магматизма.

Тип В. Районы, приуроченные к очаговым структурам блокового типа с внутренними кальдерами.

Тип Г. Районы, приуроченные к горстообразным поднятиям, обрамленным вулканотектоническими депрессиями.

Тип Д. Районы, приуроченные к вулканотектоническим депрессиям с интрузивным обрамлением.

Тип Е. Районы, приуроченные к вулканотектоническим прогибам.

В целом выделенные шесть типов магматических ареалов и соответствующих им оловорудных районов образуют единый ряд, в котором закономерно изменяется роль различных по глубинности фаций магматизма, характер внутреннего строения магматических ареалов и рудный профиль минерализации. Эта закономерность впервые была отмечена И.Н.Томсоном [31] и заключается, в частности, в постепенной смене превалирующей роли плутонических комплексов с олово-редкометалльным оруденением (тип А) доминированием вулканитов, слагающих кальдеры с концентрически-зональным распределением различных по составу магматических образований (типы Д и Е) и ассоциирующих с оловополиметаллическим оруденением. Каждый из этих ареалов контролирует участки с наиболее интенсивной, по сравнению с площадным фоном, концентрацией рудопроявлений и месторождений.

С целью выделения однородных групп оловорудных объектов иерархического уровня "рудный узел" выполнен комплексный анализ особенностей геологической позиции и внутреннего строения 166 оловорудных узлов Востока России. Оловорудным узлам соответствуют магматогенно-рудные системы IV порядка в иерархическом ряду оловоносных МРС [26]. По условиям формирования и внутреннему строению они разделяются на три группы и десять типов, а именно:

Группа 1. Плутоногенные МРС-IV: 1 - куполовидные выступы кровли крупных гранитоидных массивов, фиксируемые интрузиями поздних фаз внедрения; 2 - грабенообразные блоки над погружающимися частями кровли гранитоидных массивов; 3 - локальные интрузивно-купольные поднятия.

Группа 2. Вулкано-плутоногенные МРС-IV: 4 - куполовидные периплутонические поднятия, фиксируемые малообъемными формами магматизма; 5 - вулкано-тектонические грабены купольных поднятий; 6 - интрузивно-вулканические горы.

Группа 3. Вулканогенные МРС-IV: 7 - краевые части вулканотектонических структур; 8 - вулканотектонические структуры с центральным интрузивным ядром; 9 - вулканотектонические структуры с центральным горстом; 10 - многокорневые вулканотектонические структуры.

Каждый из указанных типов МРС-IV характеризуется проявлением завершающих фаз продуктивной на олово магматической формации и набором рудно-метасоматических образований одного генетического ряда. Узлы характеризуются прямой рудно-метасоматической зональностью с одним или несколькими центрами, при которой ранние, высокотемпературные гидротермалиты центральных частей сменяются на периферии низкотемпературными разностями.

С целью выделения однородных групп объектов уровня "месторождение" проанализированы существующие схемы классификации месторождений олова, разработанные отечественными и зарубежными специалистами [4-9,11,12,16-20,22,24,25,28,29,32, 34-36], а также особенности геологической позиции и внутреннего строения 245 рудопроявлений и месторождений Востока России и 150 зарубежных объектов.

В разных схемах существующих классификаций и типизаций варьирует как набор выделяемых оловорудных формаций и минеральных типов, так и их названия, объем и классификационное положение, а также отнесение конкретных объектов в ту или иную "ячейку" классификационных схем. Такое положение в первую очередь определяется различными целями разработки классификаций, объемом исходной информации и различными принципами, которыми руководствовался тот или иной автор.

Вместе с тем сопоставительный анализ показал, что при существующих различиях во всех классификациях есть много общего. Это вполне естественно, поскольку в большинстве случаев в основу различных классификаций была положена информация по одним и тем же объектам. Следовательно, для достижения стоявших перед нами целей важно было учесть именно это общее, наиболее существенное, не пытаясь, увеличить и без того большое количество классификационных схем.

Это общее заключается в наличии достаточно отчетливо выделяющихся по комплексу признаков самостоятельных, но и взаимосвязанных между собой

групп оловорудных месторождений. Учитывая, что каждая из этих групп обладает не только спецификой геотектонической позиции, геологического строения и минералого-геохимических особенностей, но и спецификой промышленной значимости, мы считаем целесообразным и оправданным рассматривать их как промышленно-генетические типы (ПГТ). Выделяются следующие ПГТ месторождений олова: пегматитовый, грейзеновый, касситерит-кварцевый жильно-штокверковый, скарновый, касситерит-силикатный жильно-штокверковый, касситерит-сульфидный жильный, олово-порфиновый, стратонидный (стратифицированный), риолитовый (“деревянистого” олова). Информация по разнотипным объектам систематизировалась на основе специально разработанного тезауруса и в обобщенном виде сводилась в развернутые таблицы, являющиеся таблично-текстовыми моделями различных ПГТ месторождений олова.

В соответствии с задачами конструируемой ЭС строилась модель знаний, трансформированная с помощью разработанного тезауруса в базу знаний, структура которой представляет собой сеть локальных ячеек обобщенной информации, ранжированных в иерархическом ряду. Этот ряд разбит на блоки, подблоки, сектора, подсектора и локальные ячейки информации. Выделено 422 ячейки информации, каждая из которых соответствует тому или иному утверждению. Совокупность ячеек информации разделена на следующие 14 блоков. I - Геотектоническое положение анализируемой площади (оловорудного узла) (промежуточные гипотезы 1-8). II - Фундамент и вмещающая среда оловоносной МРС (промежуточные гипотезы 9-32). III - Выраженность МРС в гравиметрическом поле (промежуточные гипотезы 33-51). IV - Тектонический контроль оловоносной МРС (промежуточные гипотезы 52-94). V - Выраженность оловоносной МРС в магнитометрическом поле (промежуточные гипотезы 95-97). VI - Характеристика магматических образований (промежуточные гипотезы 98-195). VII - Прямые поисковые признаки (промежуточные гипотезы 196-211). VIII - Геохимические признаки (промежуточные гипотезы 212-234). IX - Типы и характеристика рудно-метасоматических образований (промежуточные гипотезы 235-296). X - Морфология рудных тел (промежуточные гипотезы 297-308). XI - Минеральные ассоциации рудных тел (промежуточные гипотезы 309-317). XII - Геохимические особенности рудных минеральных ассоциаций (промежуточные гипотезы 318-333). XIII - Геохимические особенности минералов (промежуточные гипотезы 334-338). XIV - Физико-химические условия формирования руд (промежуточные гипотезы 339-351). Указанные блоки в свою очередь включают 85

подблоков, 180 секторов и 108 подсекторов информации.

Поскольку возможности выявления каждого из учтенных признаков зависят от степени изученности объекта, БЗ состоит из двух частей (независимо от выделенных блоков и т.д.). В первую включены признаки, которые могут быть получены на стадии регионального изучения недр, во вторую - на стадии поисковых, поисково-оценочных и более детальных работ.

Обобщенная характеристика отдельного ПГТ месторождений олова в составленной базе знаний представлена в виде разветвляющегося графа, позволяющего после прохождения по всем его этапам (блокам информации) получить прогнозное заключение не только о возможности выявления на данной площади объекта определенного типа (качественный прогноз), но и о его вероятных параметрах (количественный прогноз). В таком варианте базы по сути смоделирован процесс прогнозирования, традиционно осуществляемый геологом-поисковиком. Но если в существующей практике этот процесс реализуется в подавляющем большинстве случаев чисто интуитивно на основе ограниченного объема информации и без учета всех возможных логических взаимосвязей между ячейками разноплановой информации, то данная разработка позволяет не только оптимизировать и конкретизировать получение прогнозного заключения, но и многократно ускорить сам процесс прогнозирования.

Структура сформированной БЗ построена с учетом необходимости осуществления логических рассуждений с одновременным привлечением нескольких гипотез. Структурированная БЗ дополнялась правилами логической связи между ячейками информации, а также между ними и целевыми гипотезами, что обеспечило формирование серии логических последовательностей (“цепей”), ведущих к конечной цели - получению прогнозного заключения.

При установлении логических правил смоделированы два возможных пути прогнозирования, по которым в обычных условиях традиционно “идет” прогнозирующий геолог. Первый из них заключается в последовательном анализе информации от общего к частному, второй - от случайного к закономерному. Учитывая неравнозначную степень изученности оловоносных районов Востока России, в разработанной ЭС реализован второй вариант установления правил логических связей, хотя при формировании и структурировании БЗ использовались оба пути.

Априорные вероятности влияния промежуточных гипотез и утверждений на формирование прогнозного заключения оценивались с разных точек зрения (связь данного признака с оруденением того или иного ПГТ, степень дублирования-уточнения,

выделение наиболее “сильных” признаков из однородной совокупности и т.д.) несколькими способами (статистический анализ, дифференцированная оценка, экспертная оценка, определение априорной вероятности и др.)

Составленная база знаний обладает определенной внутренней организацией (структурой), в соответствии с которой получение прогнозного заключения возможно не только в конце общей логической цепи, но и на отдельных ее звеньях. Естественно, что детальность и достоверность прогноза зависят от полноты прохождения по всей цепочке логических последовательностей.

Таким образом, в результате установления правил логических связей и априорных вероятностей (в цифровом выражении) была осуществлена частичная формализация массива информации, заложенного в БЗ и обеспечена основа для перевода знаний на машинные носители по схеме, определяемой разработанной компьютерной оболочкой ЭС и языком программирования.

Для ввода БЗ на машинные носители и обеспечения успешного функционирования ЭС было разработано специальное программное устройство, реализованное в системе PAL СУБД Paradox V.3.5. Запись БЗ осуществлялась на слабоформализованном естественном языке на основе русского с последующей автоматической трансформацией в символьную форму. БЗ имеет высокий уровень модульности и открытости, что позволяет надстраивать ее в необходимом направлении без нарушения целостности.

Программа ЭС содержит следующие функциональные блоки:

1. Редактор базы знаний. Назначение - формирование, корректировка, дополнение и просмотр БЗ.

2. Статистика БЗ. Назначение - расчет численных характеристик БЗ.

3. Диалог. Назначение - выбор из БЗ промежуточных гипотез и утверждений, соответствующих текущей рабочей гипотезе, выдача сообщений пользователю, фиксация его ответов.

4. Выводы. Назначение - формирование промежуточных и окончательных выводов и пояснений.

5. Отчеты. Назначение - выдача на дисплей и на принтер промежуточных и окончательных выводов.

С точки зрения функционирования системы основными алгоритмами являются: оценка эффективности утверждений, организация процесса диалога и механизм формирования выводов. Под эффективностью утверждения понимается его способность

подтвердить или опровергнуть текущую рабочую гипотезу. Поскольку оценки эффективности утверждений формируются предварительно, то организация диалога представляет собой выбор наиболее эффективного утверждения, предложение его пользователю, получение ответа и т.д. Процесс циклически повторяется и заканчивается либо исчерпанием запаса утверждений в БЗ, либо выдачей промежуточного или окончательного заключения системы (по желанию пользователя). При этом последовательность действий в программном обеспечении ЭС строится в виде разветвляющегося графа с наличием обратных ходов от каждого шага принятия решения.

Для формирования выводов в системе заложен механизм, основанный на байесовских формулах для расчета апостериорной вероятности для оценки текущей вероятности гипотез.

Как показано выше, БЗ в ЭС “Олово” представлена в виде совокупности отдельных экспертных моделей знаний, которые разработаны для решения содержательных задач. Для выражения знаний в системе использовано сетевое хранение как разнообразных суждений, записанных в виде правил, так и статистических знаний об объектах рассматриваемой предметной области. Содержащаяся система приобретения знаний обеспечивает усвоение новых знаний, необходимых системе для формирования прогнозного заключения по экзаменуемым объектам.

Для работы с ЭС “Олово” не требуется специальной подготовки картографического или иного материала. Единственное условие - квалифицированное владение пользователем совокупностью сведений, относящихся к комплексной многоуровневой характеристике объекта прогноза.

ЭС “Олово” воспринимает новые данные для решений одной или комплекса прогнозных задач по какому-либо конкретному объекту или участку территории в виде геологических знаний пользователя о данном объекте. Система непрерывно запрашивает пользователя, пока не будут заполнены все отсутствующие компоненты новой структуры (модели экзаменуемого объекта).

В процессе усвоения знаний об экзаменуемом объекте на каждом шаге развития диалога с пользователем происходит поэтапное формирование модели этого объекта, а также поэтапное последовательное сопоставление всех ее элементов с соответствующими элементами заложенных в БЗ экспертных моделей знаний.

Разработанная структура БЗ с наличием многоуровневой сетевой системы хранения знаний обеспечивает при формировании модели экзаменуемого объекта учет не только комплексной характе-

ристики данного объекта, но и наиболее существенные для целей ЭС характеристики окружающей геологической среды, то есть учитывается геологическая ситуация, в которой находится объект. Выполнение прогнозных процедур с использованием именно такой многоуровневой и комплексной информации об объектах прогноза наиболее полно отвечает традиционным методам формирования геологом прогнозных заключений и является принципиальной особенностью ЭС “Олово”.

Непосредственное решение прогнозных задач выполняется в системе с использованием нескольких, различных по своему смысловому содержанию методических приемов, каждый из которых обеспечен соответствующим математическим аппаратом. Один из таких приемов основан на методе аналогий. При его реализации за каждым шагом усвоения новых знаний об экзаменуемом объекте следует определение вероятной схожести (в численном выражении) конструируемой модели объекта с той или иной экспертной моделью. В процессе диалога с пользователем по мере накопления новых знаний эти вероятности могут меняться. Все текущие изменения учитываются при формировании прогнозного заключения, в котором указывается степень соответствия данного объекта определенной экспертной модели.

Другой основной методический прием содержит в своей основе метод распознавания образов. Эталонные образы в виде экспертных моделей заложены в БЗ. поэтапный анализ положения конкретных признаков экзаменуемого объекта в многомерном пространстве экспертных признаков позволяет системе производить классификацию получаемых в процессе диалога с пользователем знаний. Наличие в системе специфических решающих правил обеспечивает возможность использования в процессе формирования прогнозного заключения наиболее значимых признаков с оценкой степени их влияния на окончательные выводы и демонстрировать пользователю численное значение вероятностей распознавания образа. Таким путем достигается дифференциация окончательных результатов решения задачи по степени их надежности.

Естественно, что результативность данного метода зависит, с одной стороны, от качества заложенной в БЗ информации и надежности решающих правил, а с другой - от качества вводимых новых знаний об экзаменуемом объекте. Первое условие обеспечено отработкой экспертных моделей на большом объеме первичного материала. Второе условие подразумевает достаточный уровень знаний геолога-пользователя об объекте прогноза.

Одной из особенностей ЭС “Олово” является возможность формирования прогнозного заключения на неполной модели экзаменуемого объекта, с учетом лишь некоторой требуемой части его признаков. Эта особенность обеспечивает возможность и целесообразность использования ЭС в течение всего цикла геологических исследований - от стадии регионального геологического изучения до стадии поисков и оценки. По мере поступления новой информации модель экзаменуемого объекта дополняется и появляется возможность получения более обоснованного прогнозного заключения, а также решения всех прогнозных задач, предусмотренных рассматриваемой ЭС.

Качество и количество информации, требуемой для принятия ЭС решения, сообщается пользователю в процессе его диалога с системой. При этом не требуется специальной предварительной подготовки информации, а лишь сопоставление знаний об объекте прогнозирования с предлагаемыми ЭС вариантами и выбор в пространстве признаков точек “пересечения” характерных свойств экспертных моделей и соответствующих свойств оцениваемого объекта. После получения сформулированных ЭС прогнозных заключений, пользователю обеспечена возможность проверки логического пути, по которому прошла система до принятия решения, а также проверки хода своего диалога с ЭС.

Проверка работоспособности ЭС “Олово” осуществлялась на эталонных объектах, в качестве которых выбраны хорошо известные и детально изученные месторождения олова Дальнего Востока: Фестивальное, Правоурмийское, Тигринное, Дубровское, Смирновское, Зимнее, Балторо, Иультинское, Индустриальное, Галимовское. Результаты оценки показали, что качество решения каждой из четырех задач, поставленных перед создаваемой ЭС, неравнозначно. Задача по определению вероятного ПГТ прогнозируемого объекта в ранге “месторождение” решается качественно и с высокой степенью достоверности. Это рассматривается нами как весьма значительное достижение, поскольку знание промышленных типов месторождений олова необходимо на всех стадиях геологоразведочного процесса для предварительного суждения о перспективах выявления рудных объектов и их геолого-экономической оценки. Знание классификационного положения прогнозируемого объекта уже на ранних стадиях его изучения позволяет установить комплекс поисковых критериев применительно к конкретным геологическим ситуациям, с учетом преимущественного развития оруденения определенной оловорудной формации или определенного ПГТ, а также осуществить качественно-количественное прогнозирование перспектив оловоносности

(ресурсов Р2 и Р3) в крупных рудоносных структурах различного типа развития [10].

Таким образом, ЭС "Олово" позволяет решать задачи прогнозирования на стадии регионального изучения недр. Более локальные прогнозы, касающиеся количественной оценки ресурсов оловорудного узла, уровня эрозионного среза объекта и возможности обнаружения промышленных скоплений руд решается с меньшей долей вероятности. Это связано со спецификой созданной базы знаний, которая включает широкий спектр разнообразной геологической информации, но лишена знаний экономического характера. Тем не менее, по ряду косвенных характеристик и различных критериев (минералогическим, геохимическим, геофизическим, геолого-минералогическим и др.) система дает количественные прогнозы и определяет вероятность их подтверждения.

В качестве экзаменуемых объектов нами принята серия рудопроявлений и небольших месторождений олова Магаданской области и Чукотки, на которых проводились полевые работы сотрудниками ДВИМСа (рудопроявления Водораздельное, Теплое, Светлое, Кандычанское, месторождения Эльмаунское, Днепровское, Хетинское). Кроме того, проведена оценка прогнозных ресурсов олова для ряда рудных узлов Хабаровского и Приморского краев с целью сопоставления получаемых результатов с аналогичными оценками, выполненными ранее другими исследователями и другими организациями на иной методической основе.

Результаты сопоставления, приведенные в таблице демонстрируют достаточно высокую достоверность получаемых с помощью разработанной ЭС прогнозных заключений.

Таблица

Сравнительные результаты оценок прогнозных ресурсов (в условных единицах), выполненных на основе различных методических подходов для некоторых оловорудных узлов Дальнего Востока

УЗЕЛ	ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ				
	Дальгеолком, 1992	Приморгеол- ком, 1988	ДВИМС		
			Прямые расчеты	1987	1990
			Мин.-геохим. методы	Компл. методов	Экспертная система "Олово"
Олгаканский	-	-	0.91	-	1.02+-0.6
Иппата-Мерекский	-	-	0.23	1.4	1.50+-0.5
Усманьский	-	-	0.18	0.58	0.38+-0.1
Верхнеурмийский	3.7	-	4.0	-	3.20+-1.6
Ярапский	1.0	-	0.45	-	0.80+-0.4
Сютюингский	0.64	-	0.54	-	0.66+-0.2
Мопаусский	0.38	-	-	2.03	0.88+-0.4
Сакай-Баппинский	2.01	-	-	0.7	0.94+-0.2
Уджакинский	0.1	-	-	1.26	0.2+-0.05
Арсеньевский	-	1.18	-	0.90	1.60+-0.4
Дубровский	-	0.46	-	2.24	1.68+-0.4
Краснореченский	-	0.26	-	0.82	0.53+-0.1
Звездный	-	0.95	-	1.07	1.08+-0.4
Снежный	-	0.4	-	0.67	0.73+-0.2

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время применение ЭВМ в геологии и, в особенности, в процессе металлогенического прогнозирования является необходимым условием повышения эффективности и качества геологоразведочных работ, одним из приоритетных направлений научно-технического прогресса. Прогнозирование объектов разведки различного таксономического уровня базируется на огромном эмпирическом материале, получаемом в ходе геологического изучения, поисков и разведки в пределах отдельных регионов. Основной объем такой информации имеет качественный характер и с трудом поддается формализации. С увеличением детальности работ возрастает и объем информации. В этой ситуации наиболее перспективным для целей прогнозирования является использование экспертных систем. Их применение на основе разрабатываемых баз знаний позволяет проводить прогнозную оценку изучаемой площади более оперативно и объективно. Особенно важным является применение экспертных систем на стадии регионального изучения недр, которая подразумевает учет всей накопленной разноуровневой информации, но не включает проведение дополнительных детальных поисковых или разведочных работ на локальных участках.

Разработанная экспертная система "Олово" и результаты ее опытной эксплуатации демонстрируют эффективность и целесообразность применения ЭС в процессе металлогенического прогнозирования. Система реализует косвенную цепочку логического вывода, оптимизирующую диалог с пользователем. Ее интерфейс максимально прост в управлении, база знаний записана на слабоформализованном языке на основе русского, имеет высокий уровень модульности и открытости, что позволяет надстраивать ее в нужном направлении и модифицировать или изменять базу знаний.

К сожалению, в нынешних условиях, в связи с изменением конъюнктуры олова перспективы внедрения разработанной ЭС в практику достаточно ограничены. Вместе с тем, учитывая перечисленные выше основные свойства предлагаемого варианта ЭС и положительные, на наш взгляд, результаты ее опытной эксплуатации, а также складывающуюся ситуацию в геологической отрасли в целом и в минерально-сырьевом комплексе, в частности, представляется весьма важным, своевременным и целесообразным дальнейшее развитие данной экспертной системы. Основное направление этого развития должно заключаться в значительном расширении базы знаний с целью включения в нее информации по другим металлам, в частности, тем, которые в настоящее время и в ближайшем будущем

представляют и будут представлять интерес для экономической обработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Е.Ф., Стефанюк В.Л. Экспертные системы - состояние и перспективы// Изв.АН СССР, сер. Техническая кибернетика. 1994. N. С. 153-167.
2. Белоцерковский О.М., Глазунов А.С., Щепников В.В. Об одном конструктивном подходе к интеллектуализации экспертных систем// Вопр. кибернетики (Москва). 1990. N 126. С.18-25.
3. Бугаец А.Н., Вострокнутов Е.П., Вострокнутова А.И. Применение экспертных систем в геологическом прогнозировании. Обзор. М.:ВИЭМС. 1986. 59 с.
4. Геология олова / С.С.Смирнов, О.Д.Левицкий, Е.А.Радкевич и др. М.Л.: АН СССР, 1947. 519 с.
5. Денисенко В.К., Никитин Н.В. Олово//Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.,: 1978. С.342-364.
6. Денисенко В.К., Никитин Н.В., Ларин А.М. Олово // Критерии прогноз. оценки территорий на твердые полез. ископаемые. Л., 1986. С.336-358.
7. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
8. Левицкий О.Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений // Геология олова. М. Л.: АН СССР, 1947. С.27-38
9. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Генетическая и промышленная классификация месторождений олова // Сов. геология.1972. N 5. С. 49-60
- 10.Лугов С.Ф. Типизация оловорудных районов на формационной основе // Геология оловоруд. месторождений СССР, т.1. М., 1986. С.122-150
- 11.Лугов С.Ф. Формации оловянных месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977. Т.1. С.216-253
- 12.Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Оловорудные формации и их значение //Геология оловорудных месторождений СССР, т.1. М., 1986. С.86-109
- 13.Макеев Б.В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований //Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР.М., 1984. С.7-22
- 14.Марченко В.В., Межеловский Н.В., Немировский Э.А. Компьютерное прогнозирование месторождений полезных ископаемых М.: Недра, 1990. 285 с.
- 15.Марченко В.В. Человеко-машинные методы геологического прогнозирования. М.: Недра,1988. 232 с.
- 16.Матвеев В.Т. Месторождения олова // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л.,1973. С.143-157.
- 17.Материков М.П. Генетические типы и формации оловорудных месторождений // Сов.геология. 1966. N 8. С.15-25

18. Материков М.П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР М.: Недра, 1974. 145 с.

19. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 238 с.

20. Онихимовский В.В. Геология промышленных типов оловянных месторождений Приамурья // Геология и металлогения Приамурья. Владивосток, 1977. С. 18-85.

21. Основные типы оловорудных районов / С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, А.Б. Павловский и др. М.: Недра, 1976. 232 с.

22. Павловский А.Б. Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений // Генет., формац. и промышл. типы оруденения в вулкан. поясах. Хабаровск, 1988. С. 23-25

23. Построение экспертных систем / Ред. Ф.Хейес-Рот, Д.Уотерман, Д.Ленат. М.: Мир, 1987. 441 с.

24. Радкевич Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1956. N 6. С. 5-11

25. Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Сов. геология. 1968. N1. С. 14-24

26. Родионов С.М. Оловоносные магматогенно-рудные системы Дальнего Востока - типы, иерархия, перспективы // Тихоокеан. геология. 1992. N 3. С. 26-35

27. Родионов С.М. Нетрадиционные типы месторождений олова // Разведка и охрана недр. 1991. N 1. С. 4-6

28. Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1937. N 5. С. 853-852

29. Тананаева Г.А. Основные формации месторождений олова // Рудные формации эндогенных месторождений, т.1. М., 1976. С. 168-268

30. Томсон И.Н. Типы оловорудных месторождений и принципы их выделения // Основные типы оловорудных районов. М., 1976. С. 39-47

31. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.

32. Хасин Р.А., Супрунов Э.А. Классификация эндогенных вольфрамовых и оловянных месторождений монголии // Геол. строение и закономерности размещения месторождений важнейших полез. ископаемых на территории МНР. М., 1979. С. 65-78.

33. Экспертные системы: принципы работы и примеры. / Брукинг А., Джонс П., Кокс Ф. и др. М.: Радио и связь, 1987.

34. Hosking K.F.G. The search for tin // Mining Mag., 1965. V.113/ P.368-391

35. Mineral Deposit Models - US Geological Survey Bull., 1693. Washington. 1986. 379p.

36. Mulligan R. Geology of Canadian tin occurrences. // Econ. Geol. Rept., Geol. Surv. Can. 1975. N 28. P.1-130

*Дальневосточный институт минерального сырья
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
3 июля 1995 г.*

S.M.Rodionov, V.K.Syrkin

Expert forecasting system "Olovo"

A high level of previous investigations of most of the ore regions led to the reduction of the front of prospecting. At the same time there was an impetuous informational advance in geological, geophysical, geochemical and other fields of knowledge. As a result, forecast investigation requires a more thorough and multilateral application of available data with the use of computers. The use of expert computer systems is the most efficient. The natural logical process of forecast is modelled in the devised expert forecasting system "Olovo". The system is based on various voluminous structured information and is open for putting in new information. The use of the wide informational complex and its "step-by-step" discussion with the user in the dialog regime allows the system to appraise with a certain probability the type of the expected tin-ore deposit, the level of its erosional cut, the belonging of the object to economic or non-economic class, as well as the probable resources of the tin-ore field, comprising the object. The system is applicable when efficiently selecting an object for intensive economic exploration. The system can be used for forecasting not only tin deposits, but also other metals after the appropriate reconstruction of the information data base which it contains.

Ю.А.Мартынов, А.Б.Перепелов, А.А.Чащин

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ МУТНОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

На примере Мутновского вулканического поля показана необходимость выделения в пределах Камчатки, наряду с вулканиками островодужной и внутриплитной геохимических групп, базальтов близких по составу к породам активных континентальных окраин (АКО - тип). Базальты с такими геохимическими характеристиками широко распространены в пределах полуострова, главным образом, в тыловой зоне современного вулканического пояса Восточной Камчатки. От типично островодужных пород их отличает более низкая глиноземистость, но высокая калиевоств, высокие содержания большинства некогерентных элементов и значения Ti/V и Ni/Co отношений.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Камчатки наряду с типичными островодужными тектоническими элементами (глубоководный желоб, внешняя невулканическая и внутренняя вулканические дуги) принимают участие и ряд нестандартных структурных образований, таких как вулканический пояс Срединного хребта, Центрально-Камчатская депрессия (ЦКД), зоны поперечных разломов и др. [9,13]. Существуют различные точки зрения на их происхождение. По мнению В.А.Леглера [9], Камчатка испытала два этапа островодужного магматизма. На первом, в результате активности олигоцен - миоценовой островной дуги был образован вулканический пояс Срединного хребта. Затем, вследствие смещения 7 млн лет назад зоны субдукции на восток, началось формирование вулканического пояса Восточной Камчатки, а в тылу его, в результате изостатического опускания, ЦКД. Продолжение вулканической активности в Срединном хребте в этот период объясняется автором "инерционностью" вулканических процессов по отношению к тектоническим движениям.

Согласно точке зрения, впервые высказанной В.А.Ермаковым [8,12], сложность современной структуры Камчатки отражает влияние на ее формирование двух противоположных тектонических режимов: орогенеза и рифтогенеза. Центрально-Камчатская депрессия, мощность четвертичных осадков в пределах которой достигает 0.3 - 0.6 км, рассматривается как типично рифтовое образование. Совместно с грабенами пролива Литке на севере и Большерецким на юге, ЦКД образует систему рифтовых депрессий северо-восточного простирания, протяженностью около 1000 км, смыкающуюся на юге с Курильской глубоководной котловиной [12].

Рифтовой модели в какой-то мере противоречат геохимические данные. Дело в том, что магма-

тизм в пределах рифтовых зон обычно несет специфические геохимические черты, отражающие глубинный характер их заложения [19]. Действительно, рифтогенные или "внутриплитные" базальты в пределах Камчатки выделяются [3], но они пользуются очень ограниченным распространением, слагая отдельные шлаковые конусы позднеплейстоцен-голоценового возраста в пределах Срединного хребта и древние, миоценовые лавовые комплексы на Восточной Камчатке. Вулканические образования, выполняющие ЦКД, относятся к островодужному геохимическому типу, хотя известно, что здесь, как и в некоторых других районах Камчатки (Малковско-Петропавловская зона поперечных разломов, Срединный хребет), присутствуют вулканики, обладающие рядом необычных геохимических характеристик. В данной статье сделана попытка рассмотреть эту проблему на основании новых данных, полученных при изучении базальтоидов Мутновского вулканического поля Южной Камчатки.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В период с плейстоцена по голоцен в пределах Камчатки формируются несколько вулканических поясов (зон) северо-восточного простирания: Срединный пояс, совпадающий с большей частью Срединного хребта; Центральная вулканическая зона, приуроченная к Центрально-Камчатской депрессии, и Восточный пояс, расположенный вдоль побережья Тихого океана. Южно-Камчатская вулканическая зона, которая рассматривается здесь, занимает южную оконечность полуострова и отделена от остальной его части Малковско-Петропавловской зоной поперечных нарушений. Ее протяженность составляет около 170 км, при ширине - 30-90 км. В составе зоны выделяются три линейных подзоны: Восточная, Центральная и Западная [6]. Восточная подзона в основных чертах похожа на

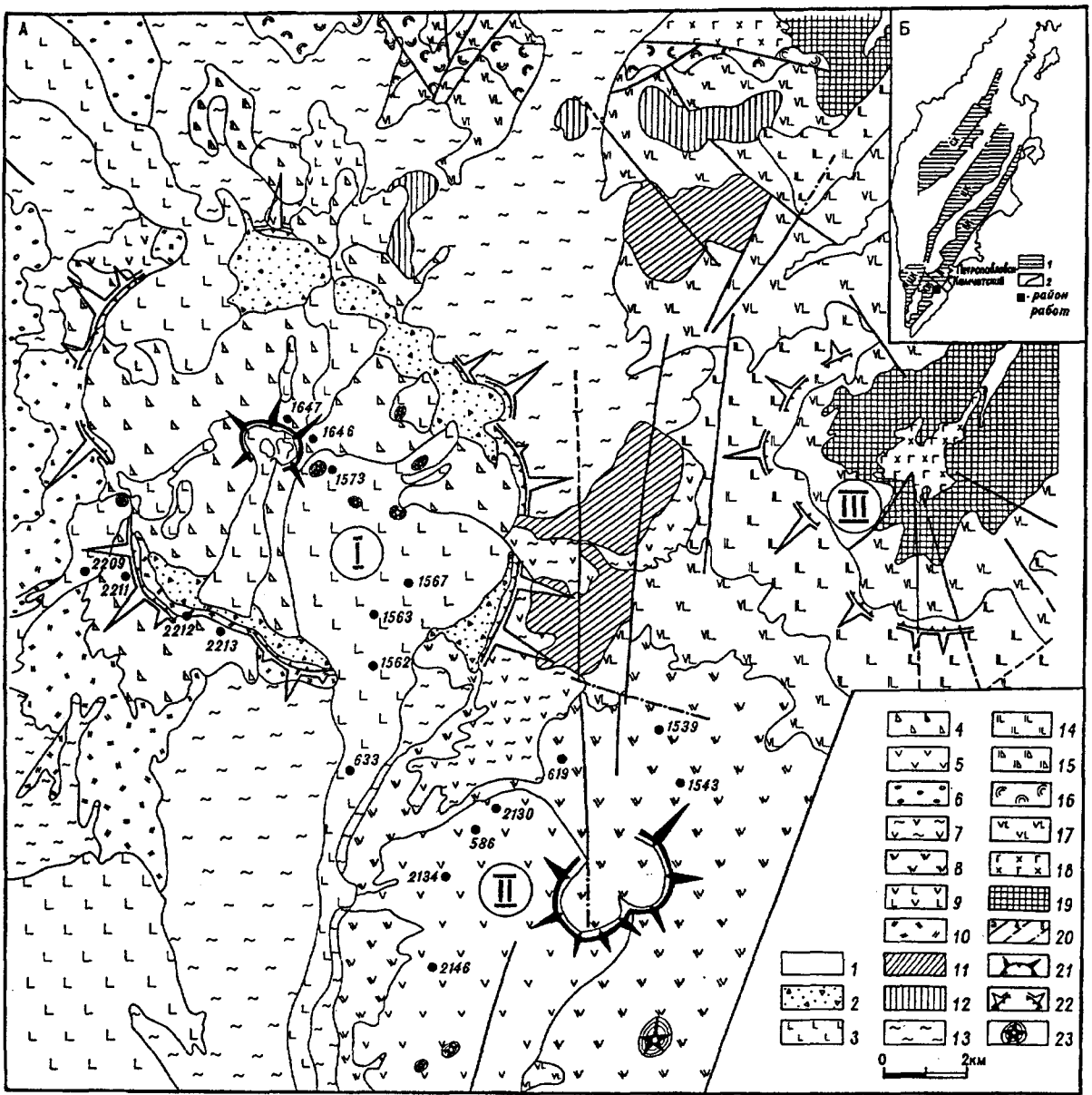


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мутновского вулканического поля (по [2,7] с дополнениями авторов).

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - пирокластические отложения кальдеры в Горелый (Q_4); 3 - базальты, андезибазальты и шлаки в Горелый (Q_4^2); 4 - то же (Q_4^1); 5 - базальты начальной стадии формирования современной постройки в Горелый (более 10000 лет назад); 6 - базальты и андезибазальты в Мутновский (Q_4^1); 7 - ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_2^2); 8 - игнимбриты и пемзокластические туфы дацитового состава в Мутновский (Q_3); 9 - базальты, андезибазальты и андезиты в Мутновский (Q_3); 10 - базальты и андезибазальты в Горелый (Q_3); 11 - экзтрузии андезидацитового и риолитового составов, связанных с образованием кальдеры в Горелый; 12 - базальт-риолитовый комплекс вулканического хребта Двухгорбая-Скалистая-Каменная ($Q_{2,3}$); 13 - экзтрузии лацитов, риодацитов, риолитов ($Q_{2,3}$); 14 - игнимбриты и пемзопирокластические туфы андезидацитового состава в Горелый (Q_2); 15 - базальты, андезибазальты и туфобрекчии в Жировского (Q_1); 16 - туфы и лавовые потоки основного состава в Горелого (?) (Q_1); 17 - экзтрузии риодацитового и риолитового составов (N_2); 18 - лавово-пирокластические образования базальт-риолитового состава алнейской серии ($N_{3,1,2}^3$); 19 - интрузии диоритов, габбродиоритов и габбро (N_1^1); 20 - вулканогенно-осадочные отложения березовской, паратунской и вилучинской свит ($N_{2,1}^1-P_3^3$); 21 - тектонические нарушения достоверные (а), предполагаемые (б) и скрытые под более молодыми образованиями (в); 22 - кратеры и кальдеры древних вулканов; 23 - кратеры действующих вулканов; 24 - шлаковые конуса. Цифрами на карте показаны вулканы: Горелый (I), Мутновский (II), Жировской (III).

На врезке: схема вулканических зон Камчатки по [12]. 1 - вулканические зоны: СХ - Срединного хребта, ЦК - Центральной Камчатки, ВК - Восточной Камчатки, ЮК - Южной Камчатки; 2 - разломы.

Восточно-Камчатский вулканический пояс. Здесь сосредоточены крупные стратовулканы и сложно-построенные вулкано-тектонические депрессии, выполненные дифференцированными базальт-андезитовыми сериями.

Центральная подзона представляет собой опущенную часть Южной Камчатки с преобладающим типом ареального базальтового вулканизма и вулканическими аппаратами в виде шлаковых конусов, мелких щитовых и конусовидных вулканов. По этим признакам она сопоставима с некоторыми районами Срединного хребта и ЦКД [6].

Вулканизм Западной подзоны связан, главным образом, с активностью щитовых вулканов, которые весьма сходны по морфологии и характеру извержений (преимущественно базальтовые лавы) с вулканами западной части Срединного хребта, уступая последним по масштабу и сложности вулканических процессов. Ряд исследователей, в частности В.А.Ермаков [12], учитывая сходные геологические условия проявления магматизма, включают Западную подзону Южной Камчатки в состав ЦКД (рис.1).

Мутновское вулканическое поле (рис.1) расположено вблизи северной границы Южно-Камчатской зоны на стыке ее Восточной и Центральной подзон. Интенсивная вулканическая деятельность здесь продолжается с олигоцена. На первых этапах произошло формирование анавайской (олигоцен-средний миоцен) и алнейской (верхний миоцен-плиоцен) базальт-риолитовых серий, изученных к настоящему времени очень слабо. Начало современного этапа (плейстоцен-голоцен) связывается с излиянием ранне-четвертичных базальтов Жировского палеовулкана и формированием древних построек вулканов Горелый и Мутновский.

Вулкан Горелый (рис.1) относится к типу сложных кальдерных построек, в строении которых принимают участие как древний (Q_{1-3}), так и современный (Q_4) вулканические конуса. Фрагменты щитового вулкана "Пра-Горелый" картируются на западных и южных склонах современной постройки и сложены, главным образом, базальтами и андезибазальтами низкой или умеренной щелочности [6,11]. В конце четвертичного времени, в результате катастрофического извержения огромной массы кислой пирокластики, древний щитовой вулкан был разрушен, а на его месте образовалась крупная кальдера и обширное игнимбритовое плато площадью около 500 км². В центре кальдеры, в дальнейшем, сформировалась современная вулканическая постройка, представляющая собой вулканический хребет субширотного простираения, осложненный многочисленными шлаковыми конусами. Наиболее древние породы современного

конуса (Q_4^1) выходят на поверхность в виде отдельных блоков вдоль южного края кальдеры и представлены, как и лавы щитового вулкана "Пра-Горелый", базальтами низкой или умеренной щелочности.

Вулкан Мутновский - это сложнопостроенное вулканическое сооружение, состоящее из четырех слившихся конусов, строение и история формирования которых в настоящее время недостаточно хорошо изучены. Среди лавовых образований преобладают базальты и андезибазальты низкой или, реже, умеренной щелочности. Более кислые по составу породы (андезиты, андезидациты, дациты) картируются на северо-западном склоне, слагая небольшие по размерам экструзивные тела голоценового возраста.

ПЕТРОГРАФИЯ

Детальная петрографическая и минералогическая характеристика основных лав вулканов Мутновский и Горелый дана в работе [11] и здесь рассматривается реферативно, в объеме, необходимом для понимания дальнейшего материала.

Среди базальтов и андезибазальтов вулкана Горелый выделяются оливин- и ортопироксеносодержащие петрографические разновидности, причем присутствие ортопироксена в виде вкрапленников типично для пород с относительно высоким содержанием глинозема и кремнезема. Преобладающим минералом всех типов лав является плагиоклаз. Для фенокристов характерны свежий облик, отчетливая зональность и резорбированные промежуточные зоны. Состав колеблется от лабрадора в ядрах фенокристов до олигоклаза в краевых зонах и микролитах основной массы. Вкрапленники клинопироксена (авгита) слабозональны и, как правило, отчетливо сдвойникованы. Часто содержат многочисленные включения титаномагнетита. Оливин (до 10%) зонален, с колебаниями составов от хризолита в ядрах фенокристов до гиалосидерита в краевых зонах и микролитах. Для ортопироксенов характерна слабая зональность и реакционные взаимоотношения с оливином.

Структура основной массы варьирует от гиалопилитовой до толеитовой. Среди микролитов преобладает слабозональный плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены субкальциевым авгитом, пижонитом и титаномагнетитом.

Среди базальтов и андезибазальтов Мутновского вулкана выделяются несколько разновидностей, но наибольшим распространением пользуются лавы с плагиоклаз-оливин-клинопироксеновым парагенезисом минералов-вкрапленников. Преобладает плагиоклаз, представленный как крупными (до 1.5 мм) таблитчатыми кристаллами,

так и макрофенокристами. Зональность проявлена отчетливо с колебаниями составов от лабрадора в центральных до андезина в краевых зонах, причем высокоосновные ядра крупных фенокристов, представляющих собой, видимо, ксенокристы, часто резорбированы и содержат многочисленные включения основной массы. Оливин (до 8%) по составу отвечает хризолиту и, как правило, замещен агрегатом вторичных минералов. Клинопироксен (авгит) представлен мелкими зональными, иногда слабоопацифицированными кристаллами. В некоторых образцах совместно с ними присутствуют редкие зональные вкрапленники ортопироксена. Для базальтов и особенно андезибазальтов характерны крупные обособления рудного минерала с признаками структурного распада.

Структура основной массы гиалопилитовая, реже толеитовая. Микролиты представлены плагиоклазом, клинопироксеном, реже ортопироксеном, пижонитом и рудным минералом.

Плагиоклаз-пироксеновые базальты и андезибазальты в пределах Мутновского вулкана пользуются относительно небольшим распространением, отличаясь от ранее описанных пород высокими содержаниями ортопироксена (до 7-8%) и практически полным отсутствием оливина. Единичные реликты этого минерала, как правило, окружены реакционной клинопироксеновой "коронай".

МИНЕРАЛОГИЯ

Плагиоклаз. Состав плагиоклаза в базальтах и андезибазальтах вулкана Горелый колеблется от 68 до 50% An, хотя в основной массе некоторых образцов встречаются кристаллы с аномально низкими содержаниями аортитовой молекулы (до 22%). С ростом кислотности минерала в нем закономерно возрастает содержание ортоклазового минала и незначительно увеличивается концентрация железа (от 0.85 до 1.36%).

Основные вулканы Мутновского вулкана характеризуются более высокой основностью плагиоклаза (до 86% An) и более значительными колебаниями составов даже в пределах одного зерна (до 30% An). Содержание ортоклазовой молекулы (0.14-2.52%) несколько ниже, чем в соответствующих минералах из базальтов вулкана Горелый, что, видимо, является следствием различия составов сравниваемых пород. Содержание FeO не превышает 2.8% и прямо коррелируется с содержанием альбитового минала.

Оливин. В основных лавах вулкана Горелый железистость оливина колеблется в пределах 15-51% Fa, закономерно возрастающая к краевым зонам фенокристов. Аналогичная закономерность

неблюдается для Al_2O_3 (от 0.1 до 0.43%) и обратная - для CaO (от 2.7% до 0.35%).

Оливины из базальтов и андезибазальтов Мутновского вулкана отличаются большей магниальностью и менее значительными колебаниями составов (23-37% Fa). Содержание TiO_2 , CaO и Al_2O_3 ниже, чем в соответствующих минералах из базальтов вулкана Горелый, причем концентрации последних двух элементов закономерно возрастают к краевым зонам крупных кристаллов.

Пироксены. Клинопироксены из базальтов и андезибазальтов вулкана Горелый по составу отвечают авгиту и характеризуются относительно небольшими колебаниями волластонитового (34-40%) и ферросилитового (43-47%) миналов. В краевых зонах кристаллов и в минералах основной массы незначительно возрастает железистость, но заметно падает содержание кальция, вплоть до появления субкальциевых авгитов. Содержание TiO_2 в центральных частях фенокристов колеблется в пределах 0.3-0.96%, несколько возрастающая к краевым зонам (0.7-1.2%). Содержание Al_2O_3 при этом варьирует незакономерно (1.02-3.44%).

Согласно графическому термометру Д. Линдсли [21], кристаллизация клинопироксенов происходила при температуре 1000-1150°C.

Состав ортопироксенов из базальтов вулкана Горелый колеблется от бронзита до гиперстена (28-36% Fs). При этом, содержание волластонитового компонента в фенокристах обычно не превышает 3-4%, возрастающая до 7% в микролитах основной массы. Падение содержания волластонитового минала в клинопироксенах приводит к сокращению области несмесимости между сосуществующими орто- и клинопироксенами, что, в целом, более типично для пород толеитовых серий [25].

Клинопироксены из базальтов и андезибазальтов вулкана Мутновский по составу отвечают авгиту и характеризуются очень небольшим разбросом содержания волластонитового и ферросилитового компонентов. По содержанию CaO, Fe_2O_3 и TiO_2 они близки к минералам из базальтов вулкана Горелый, отличаясь от последних, главным образом, повышенной железистостью. Аналогичная закономерность наблюдается для ортопироксенов, что позволяет предполагать определяющее влияние составов базальтов на железистость фемических минералов.

В процессе кристаллизации пород Мутновского вулкана происходит незначительное возрастание железистости, но заметное падение кальциевости клинопироксенов (от 40 до 26% WoII). Противоположная тенденция наблюдается в ортопироксенах, что, в конечном счете, приводит к сокращению

области несмесимости между сосуществующими минералами.

Согласно графическому термометру Д. Линдсли, кристаллизация пироксенов в базальтах вулкана Мутновский происходила при температуре 1000-1125°C.

ГЕОХИМИЯ

Петрогенные элементы. По содержанию K_2O (0.9-2%) основные лавы вулкана Горелый относятся к породам нормальной или повышенной щелочности. На классификационной диаграмме $SiO_2 - \Sigma FeO/MgO$ (рис.2) их фигуративные точки располагаются вблизи границы толеитовой и известково-щелочной серий. Содержание MgO варьирует в узких пределах (4-6.5%) и, как результат - корреляция между содержаниями петрогенных элементов и MgO отсутствует (рис.3). Базальты начального и более поздних этапов формирования современной постройки различаются по содержаниям большинства петрогенных элементов за исключением Al_2O_3 и MgO (рис.3).

По содержанию K_2O (около 0.3%) и железистости (рис.2) базальтовые лавы Мутновского вулкана относятся к толеитовой группе, причем содержание в них Al_2O_3 (17-20%) и CaO (9-11%) выше, а TiO_2 (<1%), Na_2O , K_2O и P_2O_5 устойчиво ниже по сравнению с соответствующими породами вулкана Горелый. С ростом магнезиальности отмечается падение содержаний SiO_2 и Na_2O концентрации TiO_2

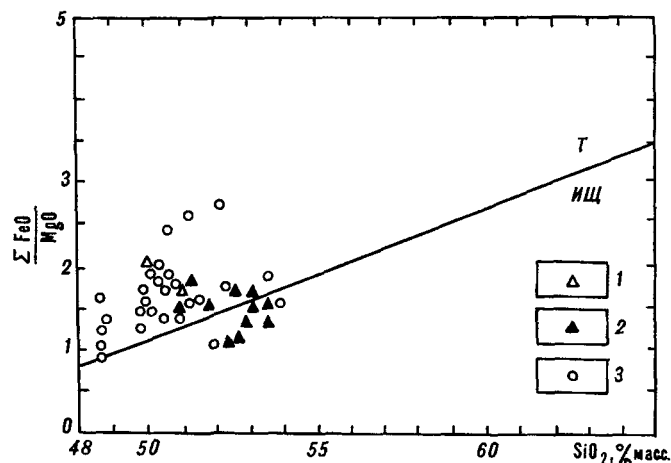


Рис.2. Классификационная диаграмма $SiO_2 - \Sigma FeO/MgO$ для основных лав Мутновского вулканического поля.

1 - базальты начальной стадии формирования современного конуса в Горелый; 2 - современные базальты в Горелый; 3 - базальты Мутновского вулкана.

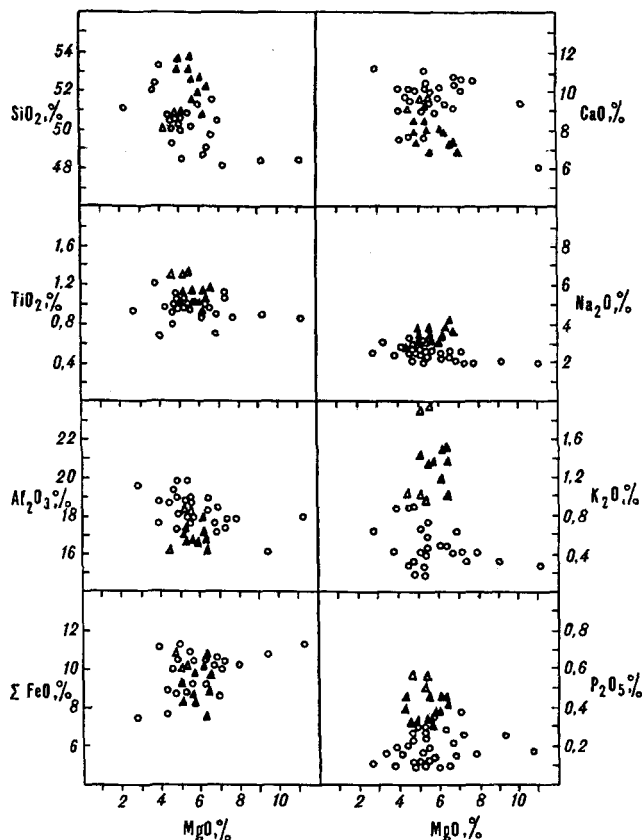


Рис.3. Вариации содержаний петрогенных элементов (% массы) в лавках вулканов Горелый и Мутновский. Условные обозначения см. рис.2.

и CaO остаются постоянными при незакономерном поведении остальных петрогенных окислов (рис.3).

Когерентные микроэлементы (Ni , Co , Cr , V , Sr). Содержание когерентных элементов в базальтах вулкана Горелый варьирует в широких пределах (таблица 1, рис.4), причем, как правило, наблюдаются отчетливые геохимические различия древних и молодых базальтов современной постройки. Первые характеризуются, как правило, более низкими содержаниями Ni и Cr и более высокими - V и Sr . Содержание Co в древних и молодых базальтах практически одинаково.

В базальтах Мутновского вулкана содержания Ni , Cr и Sr устойчиво ниже, чем в соответствующих по магнезиальности породах вулкана Горелый, хотя различия с базальтами начального этапа не столь заметны (рис.4). Содержания Ni варьируют от 16 до 80 г/т, положительно коррелируясь с содержанием MgO . Аналогичная картина наблюдается в отношении Cr (таблица 1). Концентрация Co изменяется в более узких пределах (17-37 г/т), причем наиболее высокие значения типичны для более

Содержание петрогенных (% массы) и микроэлементов (г/т) в базальтах Мутновского вулканического пояса

N п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N обр.	2130	2146	2134	586	1515	В-5617*	619	2213	2211	В-5656*	1646	1573	633	2209
SiO ₂	49.34	48.7	49.82	50.5	50.68	51.62	52.1	50.16	50.89	50.72	51.58	52.25	53.62	54.04
TiO ₂	1.02	0.86	0.99	1.07	1	1.24	1.23	1.32	1.33	1.1	1	1.12	0.99	1.11
Al ₂ O ₃	17.38	17.21	19.15	17.41	18.76	17.9	17.85	16.26	18.02	15.47	17.12	17.9	17.41	17.6
Fe ₂ O ₃	3.12	5.27	4.01	3.88	4.1	8.31	4.92	10.25	3.05	6.29	6.78	0.39	3.28	2.88
FeO	7.37	6.06	6.3	6.34	6.19	3.25	6.26	0.64	7.08	6.71	3.32	7.34	5.15	5.82
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.23	0.2	0.17	0.07	0.2	0.13	0.17	0.14	0.14
MgO	6.42	11.2	6.59	6.97	5.37	3.44	3.69	4.57	5.43	4.85	6	6.22	5	5.27
CaO	10.5	6.05	10.3	10.34	9.62	9.39	9.18	9.06	9.76	9.24	8.19	8.24	8.55	7.79
Na ₂ O	2.52	2.1	2.47	2.14	2.48	3.24	3.21	2.89	3.05	2.82	3.18	3.57	3.4	3.09
K ₂ O	0.45	0.27	0.44	0.34	0.43	0.55	0.41	1.05	0.96	1.16	1.06	1.18	1.43	1.5
P ₂ O ₅	0.28	0.2	0.23	0.38	0.17	0.28	0.13	0.56	0.56	0.47	0.38	0.38	0.33	0.61
H ₂ O ⁻	0.24	0.12	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
H ₂ O ⁺	0.47	0.32	0.11	0.53	н.а.	н.а.	0.11	0.36	н.о.	н.а.	0.08	0.11	0.08	н.о.
ППП	0.33	0.24	0.84	н.о.	0.93	0.37	0.21	2.9	н.о.	0.36	0.75	0.7	0.65	н.о.
Сумма	99.44	99.49	99.92	99.57	99.87	99.82	99.5	100.2	100.2	99.4	99.58	99.57	100	99.85
Rb	8	6	8	9	10	4	6	17	16	11	22	24	24	29
Sr	398	340	459	375	404	433	423	616	683	515	501	453	530	433
Pb	8	5	7	8	10	н.а.	7	11	9	н.а.	18	19	16	21
Sn	2	2	2	2	3	н.а.	2	3	2	н.а.	4	3	3	3
Cu	93	110	99	153	244	н.а.	120	131	157	н.а.	100	125	100	130
Zn	90	100	90	132	68	н.а.	110	100	140	н.а.	140	114	106	131
Ag	0.06	0.04	0.06	0.1	0.07	н.а.	0.08	н.о.	н.о.	н.а.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	44	80	42	70	15	5	10	32	33	19	67	97	95	54
Co	25	35	35	41	31	23	26	20	20	279	15	39	28	27
Cr	100	110	111	146	11	103	11	45	73	46	130	167	179	139
V	200	210	180	320	262	335	250	333	374	290	210	299	301	333
Zr	90	65	99	90	83	103	92	175	175	н.а.	151	155	150	175
La	7	3.9	8.2	н.а.	н.а.	3.7	н.а.	15	13	12.5	н.а.	н.а.	н.а.	15
Ce	19	9.5	18	н.а.	н.а.	9.6	н.а.	29	24	29	н.а.	н.а.	н.а.	28
Eu	1	0.75	0.95	н.а.	н.а.	1.07	н.а.	1.1	1.2	1.29	н.а.	н.а.	н.а.	1.3
Yb	2.5	2	2.2	н.а.	н.а.	3.03	н.а.	2.4	2.1	2.51	н.а.	н.а.	н.а.	2.6
Lu	0.34	0.25	0.45	н.а.	н.а.	0.45	н.а.	0.4	0.24	0.36	н.а.	н.а.	н.а.	0.33
Nb	5	4	4	4	4	2	4	9	9	н.а.	7	7	7	8
Y	15	13	14	16	14	26	21	21	22	н.а.	21	22	20	23

Примечание. Образцы базальтов: 1-7 - Мутновского вулкана; 8-14 - начального (8,9) и более поздних (10-14) этапов формирования современного конуса вулкана Горелый.

Анализ редкоземельных элементов выполнен в Институте Геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН химико-спектральным методом с предварительным химическим обогащением. Остальные элементы - в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН методом традиционной мокрой химии (петрогенные элементы), рентгенофлуоресцентным (Rb, Y, Nb, Zr, Sr) и количественным спектральным (Pb, Sn, Cu, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, V). Аналитики Ж.Ф.Щека, З.С.Натарова, А.И.Белоглазов, Т.В.Сверкунова. * - анализы из работы [4]. н.о. - не обнаружено; н.а. - не анализировалось.

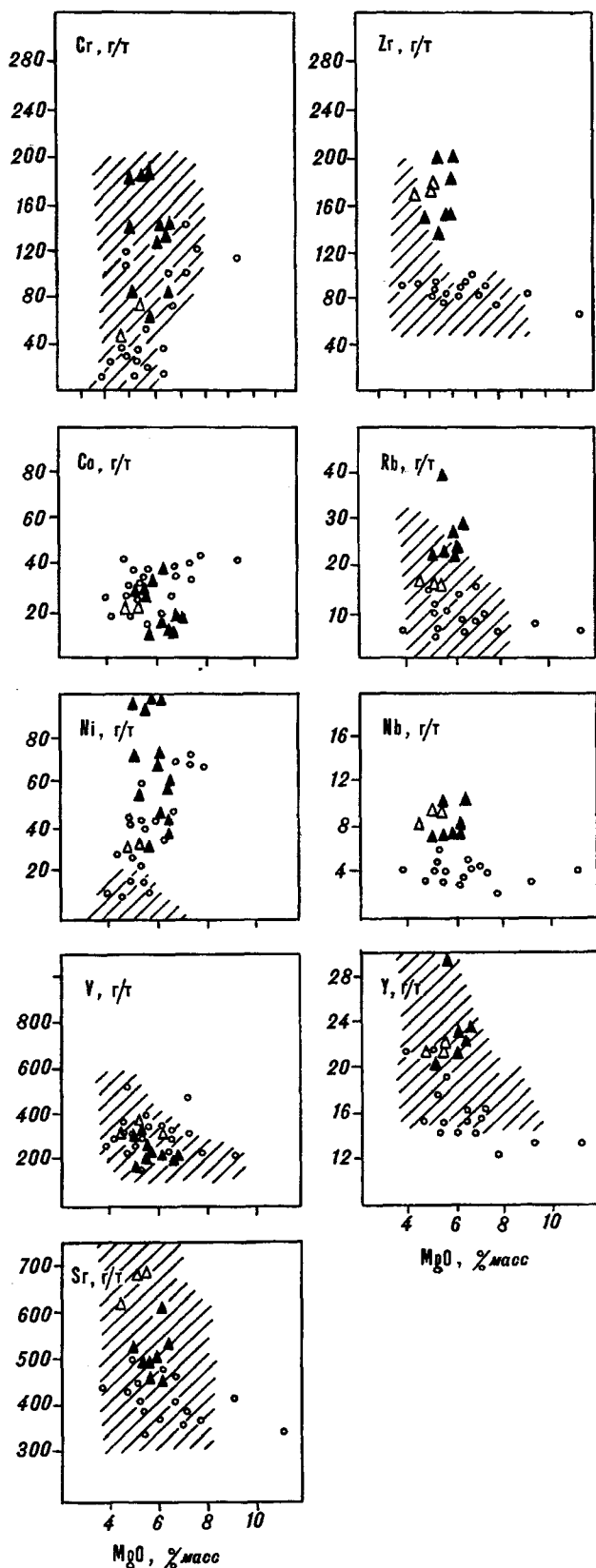


Рис.4. Вариации содержаний микроэлементов в лавах вулканов Горелый и Мутновский. Условные обозначения см.рис.2.

Заштрихованы - поля составов высокоглиноземистых базальтов Алеутской островной дуги [16,22].

магнезиальных пород. Концентрации V (160-357 г/т) и Sr (340-470 г/т) в базальтах Мутновского вулкана практически не зависят от содержания MgO.

Некогерентные микроэлементы (Rb, Zr, Y, Nb). Для базальтов вулкана Горелый характерен значительный разброс содержаний практически всех некогерентных элементов, причем этот разброс не зависит от содержаний MgO, что, в целом, типично для известково-щелочных магм. Базальты древней и современной построек заметно различаются только по Rb, геохимическое поведение которого тесно связано с поведением K_2O .

В базальтах вулкана Мутновский содержания Zr, Y, Nb устойчиво ниже, чем в аналогичных по магнезиальности породах вулкана Горелый. С ростом магнезиальности лав незначительно падают концентрации Y, в то время как содержания Zr, Nb и Rb остаются практически постоянными. На диаграммах некогерентный элемент - некогерентный элемент (рис.5) базальтовые лавы вулканов Горелый и Мутновский формируют единые, хорошо выраженные тренды, хотя поведение Rb менее закономерно, что может быть связано с высокой подвижностью этого элемента во флюидных потоках [23].

Редкоземельные элементы. Как докальдерные, так и современные лавы вулкана Горелый обогащены легкими лантаноидами $\{(La/Yb)_N - 3.4-4.2\}$ и характеризуются отсутствием Eu - минимума (рис.6). В базальтах вулкана Мутновский содержание легких редкоземельных элементов заметно ниже, причем величина $((La/Yb)_N - \text{отношения } (0.8-1.9))$ возрастает с ростом содержания калия. Европиевый минимум не характерен для всех проанализированных образцов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По геохимическим признакам в пределах Камчатки выделяются две группы вулканических пород - островодужная и внутриплитная. Лавы вулкана Мутновский являются типичным представителем островодужной толейтовой серии с низкими содержаниями щелочей, высокой железистостью (рис.2) и низкой величиной $(La/Yb)_N$ - отношения. По сравнению с океаническими базальтами они обогащены Al_2O_3 в меньшей степени щелочами, но заметно деплетированы в отношении TiO_2 , CaO, MgO и Ni и характеризуются низкой величиной Ni/Co - отношения (<1). На диаграмме Ti - V (рис.7) базальтоиды Мутновского вулкана располагаются в поле островодужных магм; спектр распределения элементов-примесей на диаграмме Пирса так же типичен для вулкаников этой группы, с характерным Ta-Nb минимумом и Rb-Sr-Ba - максимумом (рис.8).

Сложнее классифицировать основные лавы вулкана Горелый. Базальты начального этапа

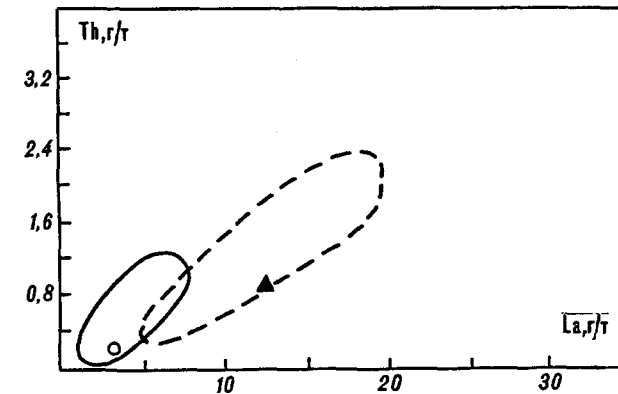
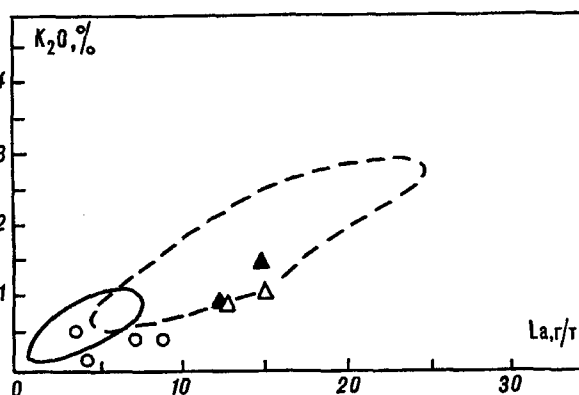
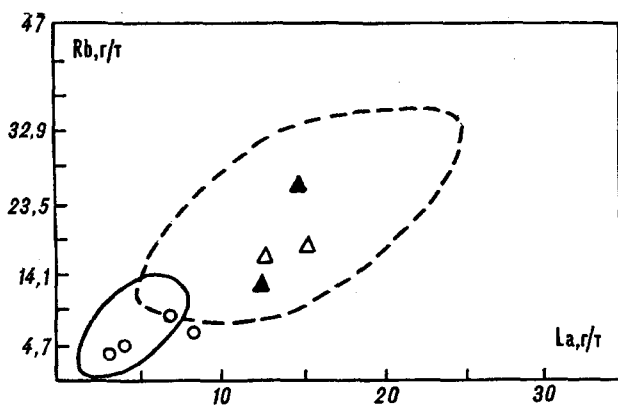
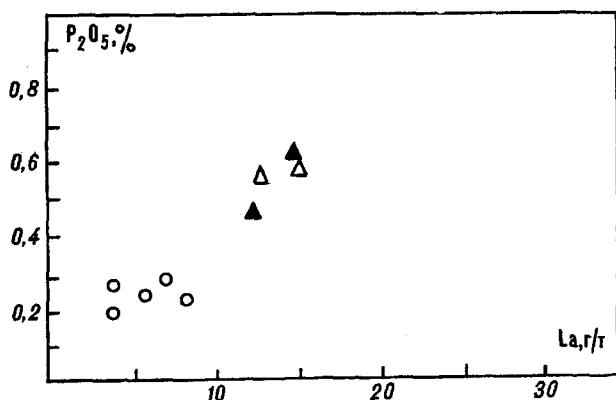
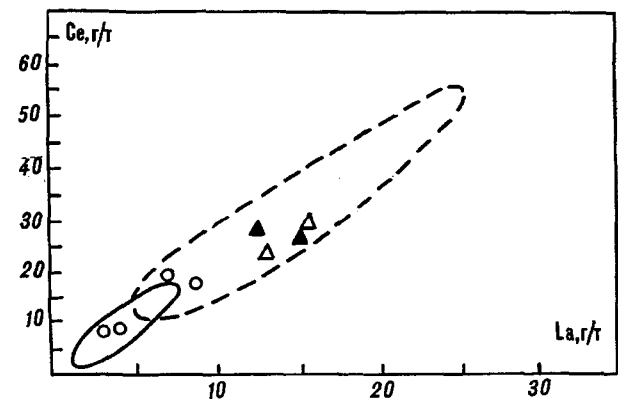


Рис. 5. Отношения некогерентных элементов в основных лавах вулканов Горелый и Мутновский. Условные обозначения см. рис. 2.

Оконтурены поля базальтовых пород Восточного вулканического пояса Камчатки (сплошные линии) и Центрально-Камчатской депрессии (штриховая линия) по [4].

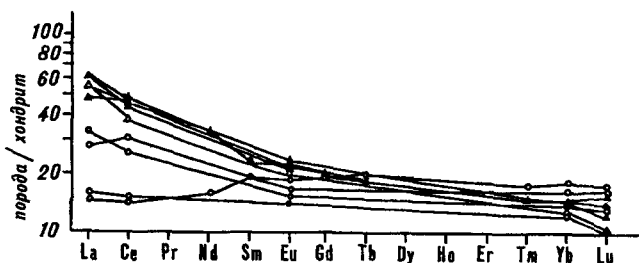
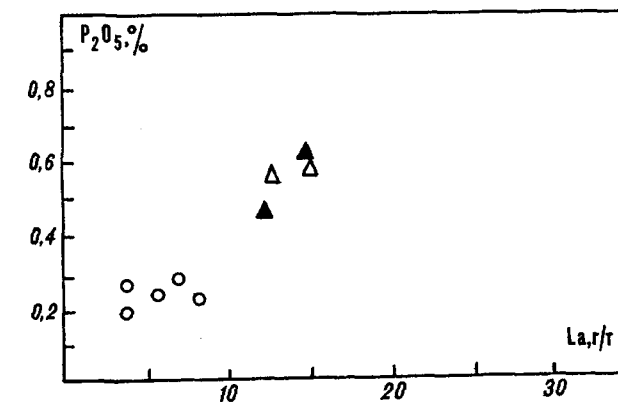


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в базальтах вулканов Горелый и Мутновский, нормализованных по хондриту. Условные обозначения см. рис. 2.

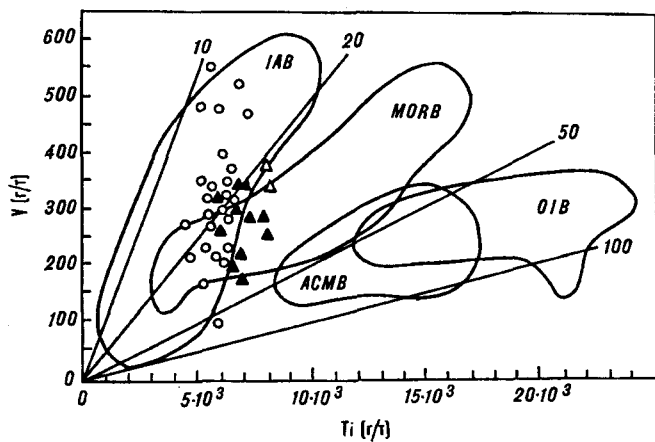


Рис. 7. Классификационная диаграмма TiO_2-V для базальтовых лав вулканов Горелый и Мутновский. Условные обозначения см. рис. 2.

Оконтуренные поля: базальтов островных дуг (АВ) и срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (ОУВ) по [24]; высокоглиноземистых базальтов активных континентальных окраин (АСМ) по [10].

формирования современной постройки по ряду геохимических признаков (низкое содержание K_2O и Ni, высокие Al_2O_3 и суммарного железа) близки к островодужным базальтам, например Мутновского вулкана, но отличаются высокими содержаниями некогерентных элементов (Ce, P_2O_5 , Zr, Hf, Sm и др.) вследствие чего "глубина" Ta-Nb минимума на спайдердиаграмме Пирса у них заметно меньше (рис. 8).

Отличия более молодых пород современного конуса вулкана от островодужных магм еще более значительны. Они менее глиноземистые (Al_2O_3 - 16-17%) и более высококальциевые ($K_2O > 1\%$), с высокими содержаниями Ni (30-100 г/т) и значениями Ni/Co отношения (> 2). Содержания некогерентных элементов в описываемых базальтах также заметно выше, причем это относится не только к элементам, подвижным во флюидной фазе (K_2O, Rb), но и относительно инертным (Nb, Zr, Y, Ni, Cr и др.), что, учитывая близкую магнезиальность сравниваемых пород, противоречит возможности их образования в результате дифференциации однотипных первичных магм. В то же время, базальты современного конуса вулкана Горелый и, тем более, древней постройки нельзя относить и к внутриплитной геохимической группе из-за отсутствия в ассоциации щелочных лав и особенностям распределения некогерентных элементов (обогащенность Rb, Sr, Ba и деплетированность Ta и Ni (рис. 8)). По существу они являются переходными разностями между типичными внутриплитными и островодужными базальтами Камчатки, а наиболее

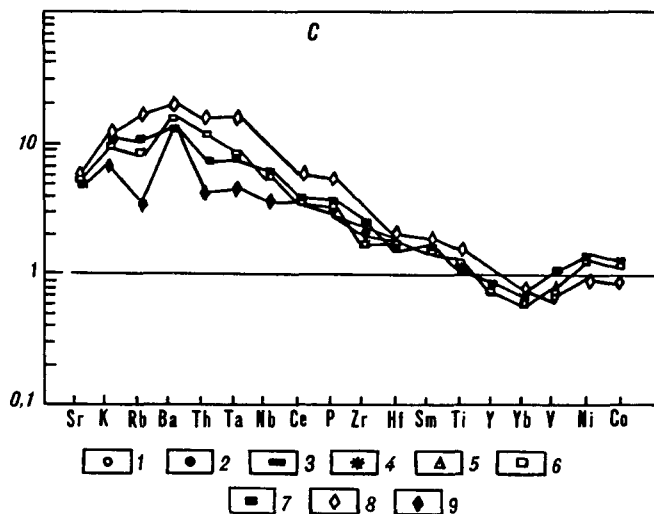
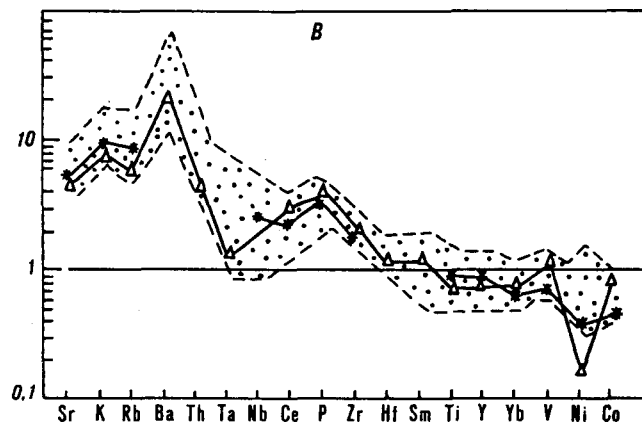
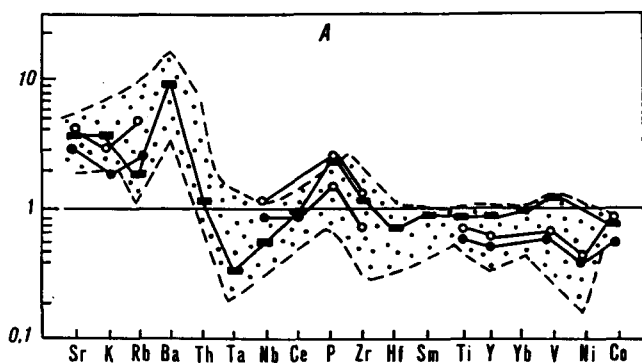


Рис. 8. Нормализованная к среднему океаническому базальту [23] спайдердиаграмма распределения микроэлементов в базальтах островодужной (А), АКО - (В) и внутриплитной (С) геохимических группах Камчатки.

Крапом показаны поля составов островодужных (а) и АКО - (в) базальтов соответственно Восточного вулканического пояса и ЦКД по [4]. 1-5 - номера образцов по таблице 1: 1 - 2134; 2 - 2146; 3 - В - 5617; 4 - 2212; 5 - В - 5656; 6-9 - базальты внутриплитной геохимической группы по [4]: 6, 7 - ЦКД, плато хребта Валагинского (6) и в. Бакенинг (7); 8, 9 - вулканический пояс Срединного хребта, плато бассейна р. Анапки (8) и в. Ичинский (9).

Средние содержания петрогенных (% массы) и микроэлементов (в г/т) в базальтах различных геодинамических обстановок

	1(3)	2(13)	3(20)	4(82)	5(90)	6(9)	7(1)	8(56)	9(45)	10(7)	11(10)	12(40)
SiO ₂	50.66	52.61	50.95	49.75	51.11	52.91	51.34	51.51	52.19	50.35	50.23	53.26
TiO ₂	1.28	1.05	1.01	0.79	1.05	1.02	1.08	1.28	1.16	1.17	0.82	1.20
Al ₂ O ₃	17.50	16.90	18.97	18.71	18.04	18.41	17.42	17.81	17.73	17.73	16.87	18.16
Fe ₂ O ₃	6.25	4.30	5.44	3.82	4.10	3.04	4.38	4.31	4.04	5.33	1.19	2.88
FeO	4.11	5.06	5.18	6.25	5.96	4.68	4.74	4.92	4.32	4.62	7.91	5.89
MnO	0.13	0.15	0.18	0.18	0.19	0.12	0.14	0.16	0.15	0.19	0.17	0.16
MgO	5.06	5.67	6.27	6.18	5.25	4.90	6.98	8.00	5.07	4.26	8.10	5.48
CaO	9.52	7.96	10.19	10.81	9.52	7.94	8.85	7.89	7.85	8.36	11.17	7.99
Na ₂ O	2.98	3.42	2.71	2.33	2.90	3.60	3.09	3.35	3.99	3.42	2.56	3.63
K ₂ O	1.00	1.50	0.52	0.43	0.84	1.69	1.11	1.63	1.46	0.84	0.62	1.34
P ₂ O ₅	0.54	0.42	0.23	0.16	0.23	0.31	0.29	0.37	0.37	0.41	0.13	н.а.
Rb	17	28	8	6	11	34	13	140	44	7	8	40
Ba	421	481	170	132	275	506	365	590	н.а.	343	201	н.а.
Sr	666	508	404	316	387	758	469	665	768	571	489	662
Pb	66	12	9	н.а.	н.а.	3	н.а.	10	13	11	н.а.	н.а.
Cu	144	85	114	н.а.	н.а.	97	н.а.	83	67	55	н.а.	н.а.
Ni	32	72	41	45	49	34	103	50	93	25	141	66
Co	20	23	29	35	33	18	39	26	26	17	39	н.а.
Cr	59	140	68	140	183	54	241	52	98	31	381	204
V	354	244	292	260	226	165	249	167	183	186	н.а.	н.а.
Zr	185	174	83	46	93	153	130	144	262	120	58	199
La	14	13.8	6	3	5.7	17.5	8.2	18.6	н.а.	н.а.	5.45	26
Ce	27	29	14	7.1	13.2	24.75	22.2	36	н.а.	н.а.	12.95	56
Eu	1.2	1.3	0.94	0.78	0.99	1.4	1.1	1.6	н.а.	н.а.	0.83	н.а.
Yb	2.3	2.55	2.43	1.98	0.33	2.0	2.1	2.5	н.а.	н.а.	1.51	2
Lu	0.32	0.35	0.37	0.29	2.24	0.30	0.32	0.33	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Nb	9	9.1	3.6	н.а.	1	5.9	3	н.а.	н.а.	4.5	н.а.	12
Y	23	20	16	16	24	24	22	н.а.	н.а.	27	н.а.	н.а.

Примечание. 1,2 - базальты современного конуса вулкана Горелый: начального

(Q¹) (1) и современного (Q²) (2) этапов формирования; 3 - базальты вулкана Мутновский; 4,5 - базальты островодужной геохимической серии Восточного пояса Камчатки по [5]: низкокальциевые (4) и умереннокальциевые базальты (5); 6 - базальты тыловой зоны Восточного пояса (бассейн рек Озерная Камчатка, Юртиная, Яковская) и 7 - Центральной подзоны Южно-Камчатской зоны (лавовое плато Толмачев Дол) по [4,17], близкие по составу к АКО-геохимическому типу; 8,9 - базальты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: Нижне-Амурской (8), Бикинской (9) вулканических зон по [10]; 10 - базальты медвежинского комплекса Охотско-Чукотского вулканического пояса по [14]; 11 - базальты Алеутской островной дуги (вулкан Окшон) по [16]; 12 - базальты Андского вулканического пояса по [1]. В скобках - количество анализов; н.а. - не анализировалось.

близким геохимическим аналогом этих пород являются глиноземистые базальты, развитые в пределах активных континентальных окраин (АКО геохимический тип), например Анд [23], Охотско-Чукотского [14,15] и Восточно-Сихотэ-Алинского [10] вулканических поясов (табл.2). От тех и других современные лавы вулкана Горелого отличаются только низкими величинами Ti/V - отношения и более высокой железистостью ортопироксенов, что может быть следствием различных физико-химических условий эволюции расплавов - температуры и окислительного режима.

О необходимости выделения в пределах Камчатки базальтов, близких по составу к лавам вулкана Горелый, свидетельствует и достаточно широкое их распространение к западу от Восточного вулканического пояса и Восточной подзоны Южной Камчатки. Например, из анализа литературных данных [4] следует, что в пределах Центрально-Камчатской депрессии к ним необходимо относить ареальные базальты Шиковой тундры и плато р.Озерной Камчатки, а также лавы вулканов Николка, Начикинский, Харгинский и Шивелуч. Геохимически близки к ним и глиноземистые базальты Большого Трещинного Толбачинского извержения.

На территории Южной Камчатки породы, близкие к АКО - геохимическому типу, отмечены на вулкане Большая Ипелька, а в центральной подзоне - в основании и среди молодых ареальных эффузивов Толмачева Дола. Последнее подтверждает данные В.С.Шеймовича [18] о близости по вещественному составу ареальных базальтов Южной Камчатки к базальтам вулкана Горелый.

В строении вулканического пояса Срединного хребта АКО - базальты распространены как в зонах ареального вулканизма (плато хребта Козыревский), так и в пределах ряда крупных вулканических центров осевой и тыловой зоны (вулканы Большая Катепана, Теклетунуп, Малеотутин и др.). Наряду с ними, здесь же отмечается локализация центров внутриплитного вулканизма (Ичинская группа вулканов, плато бассейна р.Анапки и др.). Для последних, как и для внутриплитных лав тыловой зоны Восточного вулканического пояса (Валагинский хребет), характерны не только повышенная титанистость и калиевоность, но и отсутствие минимумов по Ta, Nb, Ni, Co и максимумов по Sr, Rb, и Ba на спайдердиаграммах Пирса (рис.8с).

Таким образом, в пределах Камчатки лавы АКО - геохимического типа пространственно распространены в тылу современного вулканического фронта, в том числе в пределах депрессионных структур Центральной Камчатки, Центральной и Западной подзон Южной Камчатки. Следовательно, магматизм в пределах этих структур отличался

определенными геохимическими особенностями, что в какой-то мере свидетельствует в пользу их рифтогенного генезиса.

Выделение в пределах островодужной системы базальтов, близких по вещественным характеристикам к основным лавам современных и древних активных континентальных окраин, важен для решения вопросов, связанных с происхождением этого геохимического типа. Ряд исследователей, принимая во внимание обогащенность известково-щелочных лав окраин континентов, например, калием и родственными микроэлементами, предполагают существенную роль коровой контаминации в их генезисе [20,26]. Для Камчатки, учитывая практически одновременное излияние, частую пространственную совмещенность пород различных геохимических типов (например в пределах Мутновского поля), эта модель, видимо, не приемлема. Различные соотношения некоторых высоко некогерентных элементов в АКО- и островодужных базальтах полуострова (рис.5) дают основание предполагать несколько различный состав их магматических субстратов, что может быть связано, например, с различной степенью вовлечения в процесс плавления субконтинентальной литосферы [23]. Для решения этого вопроса необходимы дальнейшие работы по изучению изотопных характеристик базальтов различных геохимических типов и уточнению их пространственной локализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 258 с.
2. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Сугробов В.М. Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотерм. и геохим. исслед. высокотемператур. гидротерм. М.: Наука, 1986. С.6-14.
3. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н. и др. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки // Геохим. типизация магмат. пород и их геодинамика. Иркутск: ин-т Геохимии, 1987. С.34-56.
4. Вольнец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохим. типизация магмат. и метаморф. пород Камчатки. Новосибирск, 1990. С.73-114.
5. Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. N5. С.14-27.
6. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с.
7. Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. М., 1991. С.294-315.
8. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шараськин А.Я. Рифтогенный магматизм в системе Восточно-Азиатских

вулканических поясов // Магматизм рифтов. Петрология, эволюция, геодинамика. М., 1989. С.139-145.

9. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории литосферных плит. М., 1977. С.137-169.

10. Мартынов Ю.А. Крайно-континентальные известково-щелочные базальты - особый геохимический тип (на примере Восточного Сихотэ-Алиня). Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990, 49 с.

11. Мартынов Ю.А., Чашин А.А. Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района // Новые данные по петрологии магмат. и метаморф. пород Камчатки. Владивосток, 1990. С.112-123.

12. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987, 247 с.

13. Пополитов Э.И., Волинец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.

14. Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.

15. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1986, 260 с.

16. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990, 323 с.

17. Чашин А.А. Петрохимические особенности раннечетвертичных пород южной части Срединного

хребта // Магматизм руд. р-нов и узлов (Приморье). Владивосток, 1988. С.112-119.

18. Шеймович В.С. Некоторые проблемы геологического изучения ареального вулканизма Камчатки // Тихоокеан. геология. 1982. №6. С.78-85.

19. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 262 с.

20. Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope ratios in Late Cenozoic Andean volcanics // Andean magmatism: chemical and isotopic constraints. Nantwich: Shiva. publ. 1984. P.9-21.

21. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. V.68. N 5/6. P.477-493.

22. Myers J.D. Possible petrogenetic relations between low- and high-MgO Aleutian basalts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V.100. P.1040-1053.

23. Pearce J.A. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich: Shiva publ. 1983. P.230-248.

24. Shervais I.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth & Planet. Sci. Lett. 1982. V.59. N 1. P.101-118.

25. Smith D., Lindsley D.H. Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow // Contrib. Mineral. & Petrol. 1981. V.77. N 2.

26. Thorpe B.S. The tectonic setting of active Andean volcanism // Andean magmatism: chemical and isotopic constraints. Nantwich: Shiva publ. 1984. P.4-9.

*Дальневосточный Геологический институт ДВО
РАН, г. Владивосток
Институт геохимии СО РАН,
г. Иркутск*

*Поступила в редакцию
31 октября 1994г.*

Yu.A.Martynov, A.B.Perepelov, A.A.Chashchin

Geochemical typification of basaltoids of the Mutnovsky volcanic field (South Kamchatka)

As exemplified by the Mutnovsky volcanic field, it is shown that basalts, transitional by their material characteristics and close to the rocks of active continental margins (AKO-type) are essential to be distinguished within Kamchatka along with volcanics of island-arc and intraplate geochemical groups. AKO-basalts are widespread within the peninsula, mainly in large depressional structures in the back zone of East Kamchatka's modern volcanic belt. They differ from typically island-arc rocks by their lower alumina but high potassium content, high content of most non-coherent elements, and values of Ti/V and Ni/Co ratios. The origination of AKO-geochemical-type basalts seems to reflect the initial stages of riftogenesis within Kamchatka.

Л.А.Изосов, Лю Зин Му, А.П.Никитина

ДЕВОНСКИЕ ФОРМАЦИИ КОРЕИ И ПРИМОРЬЯ

В работе проведен сравнительный анализ D формаций Сино-Корейской параплатформы и Ханкайского кристаллического массива. В Корее выделяются морские $D_{1,2}$ карбонатно-кремнисто-терригенная и D_3 кремнисто-вулканогенно-терригенная формации, которые коррелируются с толщами, выполняющими Тамгинский прогиб и Южно-Синегорскую дива-впадину Приморья. Кроме того, в последней развита субаэральная D_1 формация. Южная часть Ханкайского массива перекрыта девонским чехлом (D_1 терригенная слабоугленосная формация). Судя по строению и вещественному составу рассматриваемых формаций, их накопление происходило как на активных, так и на пассивных континентальных окраинах в пределах рифтов, вулканогенных поднятий и амагматичных трогов.

Настоящее исследование проведено в рамках международного проекта 321 "Распад Гондваны и аккреция Азии". Основные цели статьи - привести новые данные о девонских формациях Кореи и наметить их корреляционные связи с разновозрастными образованиями зоны перехода континент-океан в Япономорском регионе.

Первые упоминания о девонских отложениях Кореи относятся к 1940 г., когда Х.Ябе и Т.Сугияма [14] сообщили о находке в известняках, развитых в районе г.Пхеньян, кораллов *Disphyllum* и *Phillipsastraea*, относящихся к так называемой "японской" биофафии [2]. В монографии "Геология Кореи" [9] при характеристике девона этого региона делается ссылка на тот же источник, перечисляются места выходов отложений (Чонсон-ри, Шинчьян-мён, Сунцон-ган и Пьеннаннамдо), а также указывается, что данный стратон представляет серия Чонсон-ри. На геологической карте Кореи масштаба 1:1 000 000, изданной в Пхеньяне в 1987 г., образования девонского возраста в упомянутом районе не показаны, зато выделены на обширных площадях в центральной части полуострова. Развита там римчжинская серия охватывает все три отдела девона и обнажается в двух районах: Западном (Каннён) на северном побережье залива Канхваман (Чемпульпо) Желтого моря и Восточном (Кэсон) в междуречье Имджинган-Йесонган-Ханнамчхон (рис.1). Данные о строении девонских разрезов (рис.2) приводятся по материалам Лю Зон Рак [5], переведенным в 1990 г. с корейского языка кандидатом геологических наук Корейской Академии Наук Лю Зин Му (Пхенсонский Геологический Институт) при участии Л.А.Изосова.

Римчжинская серия образует две полосы восток-северо-восточного простирания (40x20 км и 75x15 км) в пределах архейского массива Кёнги в южном и западном обрамлении палеозойского прогиба Пхеннам [7], где по разломам контактирует

с архейско-нижнепротерозойскими, нижне-верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями. В некоторых местах установлено ее несогласное залегание на верхнепротерозойской серии Санвон (минаксанская свита известняков и доломитов) и на карбонатной толще верхнего кембрия. Судя по тектонической схеме Китая и сопредельных территорий [10], поле развития девонских отложений расположено в пределах сутурной зоны Таньлу-Циндао, разделяющей параплатформы Сино-Корейскую и Янцзы, а в более крупном плане - докембрийские массивы Нанним и Кёнги [7]. По представлениям корейских геологов [5], девонские отложения представляют собой геосинклинальные образования, слагающие крупную складчатую структуру Римчжинган.

Ранее эта зона рассматривалась как аналог палеозойско-раннемезозойского платформенного Пхеннамского прогиба, либо как палеозойская сутура Шуфарёнг [7]. Характерной ее особенностью является интенсивная переработка девонских пород индосинийскими движениями эпохи Сонним (триас), в результате чего палеонтологически охарактеризованные толщи часто залегают в изолированных блоках, слагают серии узких складок и тектонических покровов, шарьированных на юго-восток. Здесь также наблюдаются тектонические линзы средне- и высокобарических пород: метабазитов, гнейсов и кристаллических сланцев. По представлениям Н.И. Филатовой и др. [7], данные магматиты являются образованиями палеозойских островных вулканических дуг, развивающихся в окраинно-морском бассейне.

Римчжинская серия (1765-5052 м) включает три палеонтологически охарактеризованных свиты (снизу): анхёпскую (50-850 м), пуапскую (800-1670 м) и сакненскую (915-2532 м).

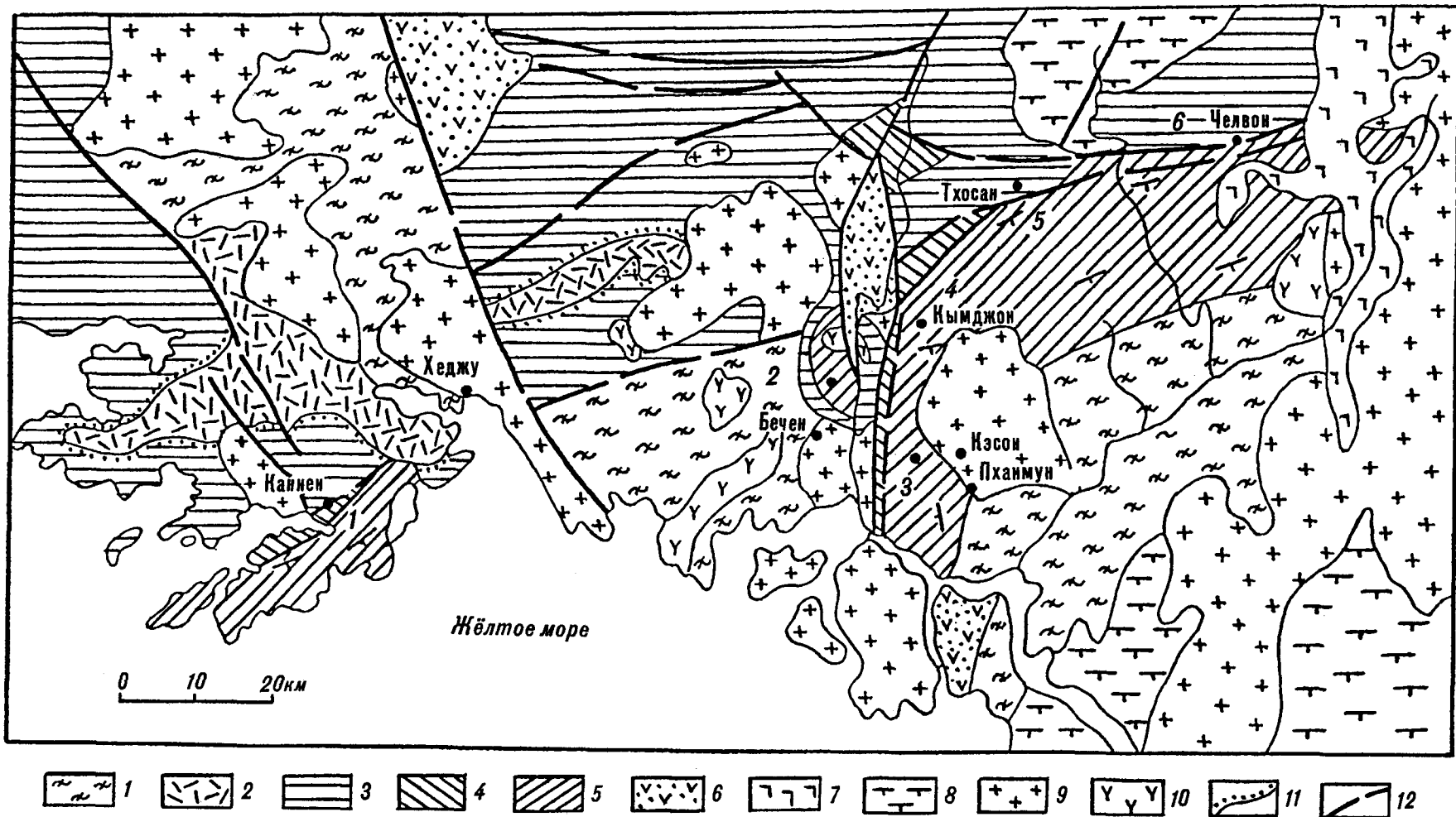


Рис.1 Схематическая геологическая карта района развития девонских отложений Кореи [по 8].

1 - архейско-нижнепротерозойские метаморфиты, 2 - нижнепротерозойские вулканиты, 3 - верхнепротерозойские осадочные породы, 4 - нижнепалеозойские осадочные породы, 5 - девонские карбонатно-кремнисто-терригенные породы, 6 - девонские вулканогенно-осадочные породы, 7 - четвертичные базальты, 8 - архейские гранитоиды, 9 - мезозойские гранитоиды, 10 - триасовые сенииты, 11 - несогласные контакты, 12 - разломы. Цифрами на рисунке показаны местонахождения разрезов (см. рис.2)

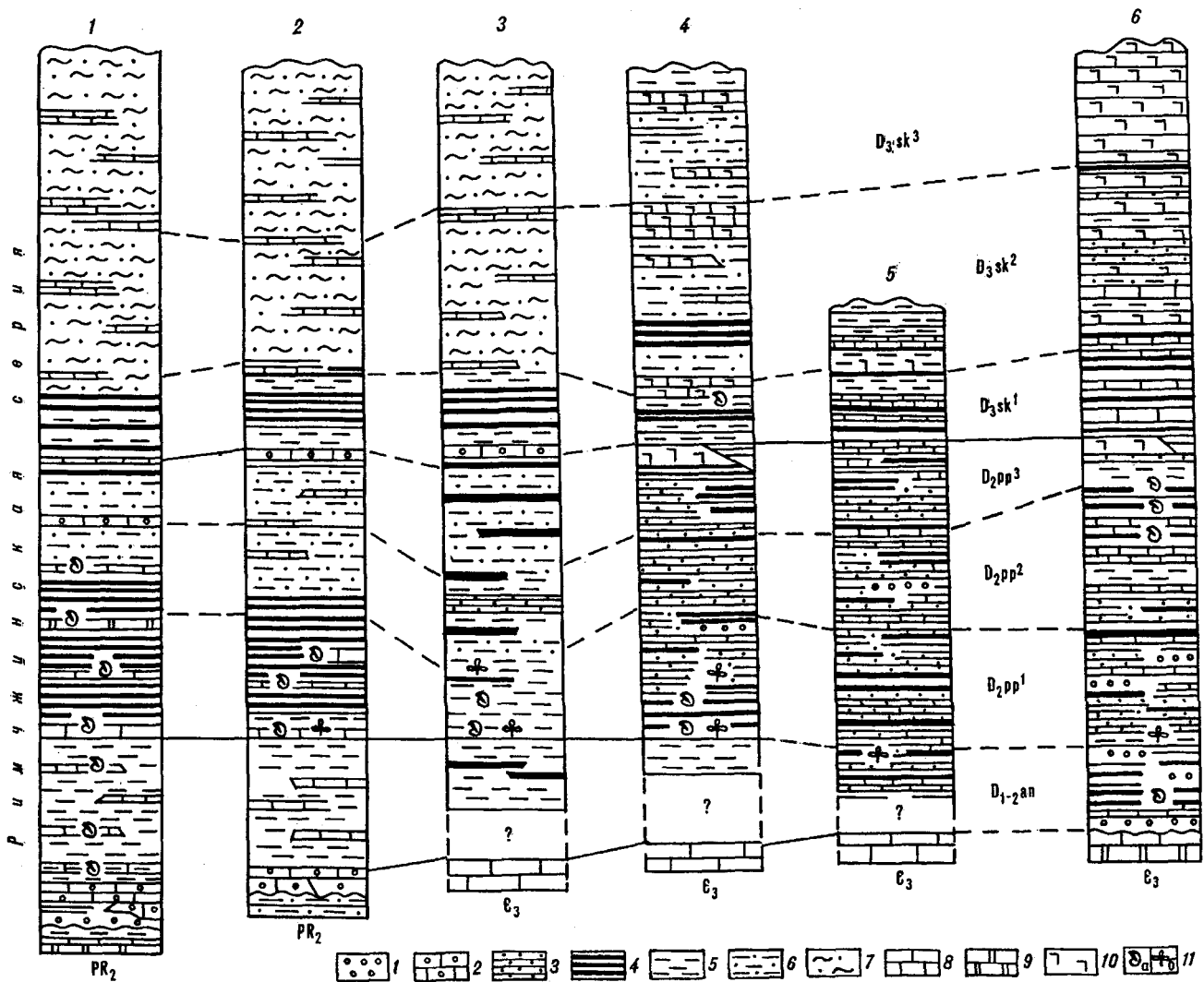


Рис.2 Разрезы девонских отложений Корейского полуострова.

Районы: Западный (1 - Канён, 2 - Бечён), Восточный (3 - Кэпхун, 4 - Кымчхон, 5 - Тхосан, 6 - Чельвон).

Римжчинская серия: D_{1-2an} - анхепская свита; пуапская свита: D_{2pp}^1 - нижняя пачка, D_{2pp}^2 - средняя пачка, D_{2pp}^3 - верхняя пачка; сакненнская свита: D_{3sk}^1 - нижняя пачка, D_{3sk}^2 - средняя пачка, D_{3sk}^3 - верхняя пачка. 1 - конгломераты, конгломератовидные кварциты; 2 - конгломераты известняковые; 3 - кварциты, песчаники; 4 - филлиты, сланцы; 5 - кремни, кремнистые филлиты и сланцы; 6 - алевролиты, алевритистые сланцы; 7 - пятнистые биотитовые сланцы; 8 - известняки; 9 - доломиты; 10 - вулканогенные породы (спилиты, андезиты, кератофиры, риолиты) и роговики; 11 - окаменелости (а - фауна, б - флора)

Ниже-среднедевонская анхепская свита сложена конгломератами, кварцитами с прослоями известняков, известняковых конгломератов, песчаниками, кремнистыми филлитами и алевролитами. Она содержит остатки ранне-среднедевонских окаменелостей: *Pentagonocyclicus glaber* Yelt., *Lepirditia quangxiensis* Sun., *Anthinocrinus aff. floreus* Yelt., *Pentagonocyclicus levidiensis* Dub., *P. jucundus* Dub.

Пуапская свита среднего девона расчленена на три пачки. Нижняя пачка (300-750 м) сложена известняками, филлитами, глинистыми сланцами, конгломератами, известняковыми конгломератами и кварцитами. Средняя пачка (400-650 м) образована алевролитами, кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами, филлитами, известняками, кремнями, конгломератами; редко - кератофирами и роговиками. Верхняя пачка (100-270 м) состоит из алевролитов, глинистых сланцев, известняков,

песчаников, филлитов, кремней, редко - роговиков. Встречаются многочисленные окаменелости среднего девона. *Pentagonocyclicus paucus* Dub., *P. glaber* Yelt., *P. jucundus* Dub., *P. mindus* Dub., *Trigonotrigonalis* sp., *Lingula* sp., *Tropidodiscus curvinaetus* (Conrad.), *Phragmalites gangryongensis* Ham et Lee, *Ph. sygyoriensis* Ham et Lee, *Quoaraticavellina pulhra* Shi., *Lepirditia severa* Shi., *Healdianella mutica* Abush., *Bythocypris cf. hilaris* Shi., *Taeniocrada decheniana* f. *Lata* Tsch., *T. decheniana* (Goepf.) Kr. et Weyl., *Psilophyton cf. princeps* Dawson, *Protopteridium hostinense* (Krejci) Kr. et Weyl., *Pseudouralia sibirica* Petr., *Hostinella hostinensis* Potonie et Barnard и др.

Сакненская свита верхнего девона также имеет трехчленное строение. Нижняя пачка (160-642 м) - глинистые сланцы, филлиты, кварциты, песчаники, известняки, кератофиры, роговики. Средняя пачка (380-560 м) - филлиты, роговики, пятнистые биотитовые сланцы, известняки, кварциты. Верхняя пачка (375-1330 м) - кварциты, сланцы, алевролиты, пятнистые биотитовые сланцы, роговики, кератофиры, спилиты, андезиты, аподиабазовые порфириды; редко - известняки. В свите отмечаются остатки позднедевонских (?) *Cyclocyclicus* sp., *Hexacrinites* (?) sp., *Atrypa* sp.

Далее приведены наиболее представительные разрезы девона Корейского полуострова (рис.2).*

ЗАПАДНЫЙ РАЙОН

Анхенская свита (50-60 м)

Разрез Каннён (1):

1. Кварциты серые конгломератовидные.....	2 м
2. Кварциты серые конгломератовидные, полевошпатовые кварциты	1,5 м
3. Конгломераты	15 м
4. Кварциты кварц-полевошпатовые серые конгломератовидные	2 м
5. Конгломераты	1 м
6. Кварциты серовато-бурые кварц-полевошпатовые	3 м
7. Конгломераты	0,5 м
8. Кварциты белые кварц-полевошпатовые конгломератовидные	2 м
9. Конгломераты	1,5 м
10. Кварциты кварц-полевошпатовые конгломератовидные	5 м
11. Конгломераты	1 м
12. Кварциты кварц-полево-шпатовые конгломератовидные	3 м
13. Переслаивающиеся кварциты кварц-полевошпатовые серые, филлиты известковистые	3,5 м
Всего:	41 м

Пуапская свита (900-1200 м)

Нижняя пачка (320-500 м).

Разрез Каннён (1):

1. Филлиты серовато-зеленые известковистые железо-арганецсодержащие	7 м
2. Кварциты кварц-полевошпатовые конгломератовидные	7 м
3. Филлиты серовато-зеленые железо-марганецсодержащие	31 м
4. Кварциты серовато-зеленые кварц-полевошпатовые	8 м
5. Филлиты серовато-зеленые	47 м
6. Кварциты кварц-полево-шпатовые конгломератовидные	7 м
7. Кварциты серовато-бурые.....	12 м
8. Филлиты серовато-зеленые	60 м
9. Кварциты серовато-зеленые, кирпично-красные	6 м
10. Филлиты серо-зеленые известковистые	17 м
11. Кварциты кварц-полевошпатовые конгломератовидные	16 м
12. Филлиты желтовато-зеленые железо-марганецсодержащие	30 м
13. Кварциты серые кварц-полевошпатовые	3 м
14. Филлиты желтовато-бурые	48 м
Всего:	299 м

Средняя пачка (363-404 м).

Разрез Каннён (1):

1. Песчаники конгломератовидные	10 м
2. Кварциты	50 м
3. Кварциты конгломератовидные	5 м
4. Алевролиты желтовато-бурые с прослоями филлитов черных известковистых	60 м
5. Кварциты конгломератовидные	2 м
6. Алевролиты желтовато-бурые с прослоями филлитов черных известковистых с <i>Phragmolites gangryongensis</i> Ham et Lee, <i>Ph. cf. gangryongensis</i> Ham et Lee, <i>Ph. sygyoriensis</i> Ham et Lee	100 м
7. Филлиты серовато-черные	5 м
8. Кварциты белые известковистые	60 м
9. Переслаивающиеся филлиты серовато-зеленые и алевролиты желтовато-бурые.....	30 м
10. Кварциты желтовато-бурые	70 м
11. Переслаивающиеся филлиты серовато-черные и алевролиты желтовато-бурые	10 м
Всего:	402 м

Разрез Бечён (2):

Филлиты серовато-зеленые с прослоями кварцитов	370-400 м
Верхняя пачка (250-270 м).	
Разрез Каннён (1):	
1. Кварциты желтовато-бурые песчанистые	3 м
2. Филлиты кремнистые серицитовые	15 м
3. Кварциты белые	10 м
4. Филлиты биотитовые пятнистые	20 м
5. Кварциты серые	8 м
6. Переслаивающиеся филлиты серые и алевролиты	55 м
7. Кварциты темно-зеленые	12 м

* Описание разрезов дается снизу вверх; нумерация разрезов - на рис.2

8.Филлиты темно-серые	4 м
9.Кварциты серые	1 м
10.Филлиты серые серицитовые	1 м
11.Кварциты серые	5 м
12.Переслаивающиеся кварциты белые и филлиты серые	30 м
13.Филлиты серые	5 м
15.Кварциты серые	2 м
16.Переслаивающиеся кварциты и филлиты серые	2 м
17.Филлиты серые кремнистые	2 м
18.Переслаивающиеся кварциты серовато-бурые и филлиты	3 м
19.Филлиты кремнистые полосчатые	10 м
20.Переслаивающиеся кварциты и филлиты темно-серые	2 м
21.Переслаивающиеся алевролиты желтовато-бурые и алевролиты серые	7 м
22.Филлиты серовато-бурые	4 м
23.Кварциты песчанистые	1 м
24.Филлиты серые	1 м
25.Кварциты белые	2 м
26.Филлиты серовато-желтые	4 м
27.Роговики желтовато-бурые кварцевые	1 м
28.Роговики серовато-желтые известковистые ..	1 м
29.Роговики кварц-полевошпатовые желтовато-бурые	5 м
30.Филлиты серовато-желтые	3 м
31.Роговики белые кварцевые	4 м
Всего: 228 м	

Сакненская свита (1000-1560 м)

Нижняя пачка (334-415 м).

Разрез Каннён (1):

1.Кварциты белые конгломератовидные	7 м
2.Сланцы глинистые зелено-вато-серые тонкослоистые	8 м
3.Песчаники желто-бурые	6 м
4.Сланцы глинистые темно-серые, темно-бурые с прослоями известняков темно-серых тонкослоистых и кварцитов	35 м
5.Песчаники желто-бурые	2 м
6.Сланцы глинистые темно-серые	2 м
7.Переслаивающиеся песчаники желто-бурые и сланцы глинистые	7 м
8.Сланцы глинистые темно-серые алевритовые	30 м
9.Филлиты серые кремнистые	130 м
10.Переслаивающиеся сланцы глинистые и алевролиты	13 м
11.Песчаники известковистые	1 м
12.Сланцы глинистые темно-серые	3 м
13.Алевролиты желто-бурые	3 м
14.Сланцы глинистые темно-серые	25 м
15.Кварциты серые	2 м
16.Глинистые сланцы темно-серые	10 м
17.Переслаивающиеся алевролиты желтовато-бурые и сланцы глинистые темно-серые	3 м
18.Переслаивающиеся сланцы глинистые черные и сланцы алевритовые	25 м
19.Алевролиты желтовато-бурые и сланцы глинистые	10 м

20.Сланцы глинистые черные и алевролиты желто-бурые	18 м
21.Кварциты серые	8 м
22.Сланцы глинистые черные	10 м
23.Алевролиты желто-бурые	5 м
24.Сланцы кремнистые	35 м
25.Сланцы глинистые черные	2 м
26.Кварциты белые плотные	15 м
Всего: 415 м	

Средняя пачка (380-560 м).

Разрез Каннён (1):

В окрестностях д.Бупхо вскрываются:

1.Филлиты желтовато-зеленые серицит-кремнистые с прослоями известняков серых	55 м
2.Роговики белые кварцевые с прослоями сланцев серицитовых	45 м
3.Сланцы серицитовые с рассеянным гранатом	35 м
4.Кварциты белые с прослоями сланцев серицитовых	30 м
5.Сланцы серицит-кремнистые гранатосодержащие	45 м
6.Роговики белые кварцевые	30 м
7.Переслаивающиеся роговики кварцевые и сланцы кремнистые	33 м
8.Роговики кварц-полевошпатовые гранатосодержащие	40 м
9.Переслаивающиеся сланцы серицит-кремнистые и роговики кварцевые	60 м
10.Роговики белые кварц-полевошпатовые	5 м
11.Переслаивающиеся роговики белые кварцевые и сланцы серицитовые	30 м
12.Роговики белые кварцевые	5 м
13.Переслаивающиеся роговики кварцевые и сланцы серицитовые	5 м
14.Роговики белые кварцевые	7 м
Всего: 425 м	

Верхняя пачка (375-432 м).

Разрез Каннён (1):

1.Сланцы красновато-фиолетовые пятнистые кремнистые биотитовые	25 м
2.Переслаивающиеся роговики белые кварцевые и филлиты темно-серые	30 м
3.Кварциты белые кварцевые	30 м
4.Филлиты красновато-фиолетовые алевритовые	5 м
5.Переслаивающиеся белые роговики известковистые кварц-полевошпатовые и филлиты черные с прослоями аподиабазовых и апогаббродиабазовых порфиринов	28 м
6.Переслаивающиеся роговики серые известковистые и известняки	39 м
7.Переслаивающиеся филлиты темно-серые и роговики белые кварцевые (в них прослой андезитовых порфиринов, спилитов и кератофинов)	160 м
8.Кварциты белые	15 м
9.Переслаивающиеся филлиты серо-зеленые кремнистые полосчатые и роговики белые полевошпат-кварцевые	45 м
Всего: 352 м	

ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН

Анхепская свита (200-850 м)

Разрез Чельвон (6):

1. Конгломераты	16 м
2. Кварциты серовато-желтые	15 м
3. Кварциты серовато-желтые известковистые с зернами известняков, линзы известняков с <i>Pentagonocyclicus levidensis</i> Dub., <i>P. glaber</i> Yelt., <i>P. jucundus</i> Dub., <i>Anthinocrinus</i> aff. <i>florens</i> Yelt.	113 м
4. Известняковые конгломераты	11 м
5. Известковистые песчаники	13 м
6. Известковистые сланцы	25 м
7. Известняковые конгломераты; в карбонатном цементе - <i>Monotrypa hcui</i> , <i>Atrypa douvillii</i> var. <i>Lunkouchungensis</i> , <i>Lingula</i> sp., <i>Shizophora</i> sp. и др.	15 м
8. Переслаивающиеся известняки серые и известняковые конгломераты	11 м
9. Филлиты серовато-зеленые	100-120 м
10. Кремни и филлиты серовато-зеленые ..	180-230 м
11. Хлоритовые сланцы зеленые с прослоями известняков темно-серых	50-60 м
12. Хлоритовые сланцы зеленые и темно-зеленые	150-200 м
13. Кремни и филлиты серовато-зеленые	15 м
Всего: 632-762 м	

Разрез Кымчхон (4):

1. Филлиты серые тонкослоистые	50 м
2. Филлиты серые, серовато-зеленые, серовато-бурые тонкослоистые пиритсодержащие ..	80 м
3. Кремни серовато-зеленые, переслаивающиеся с филлитами	55 м
4. Кремни и филлиты	90 м
5. Кремни серовато-зеленые, серовато-бурые тонкослоистые, филлиты	80 м
6. Филлиты темно-серые, серые известковистые тонкослоистые	45 м
Всего: 400 м	

Пуапская свита (1200-1650 м)

Нижняя пачка (300-750 м).

Разрез Чельвон (6):

1. Известняки темно-серые, серые, белые с <i>Tropidodiscus curvilincatus</i> (Conrad), <i>Pentagonocyclicus paucus</i> Dub., <i>P. imatsuhensis</i> Yelt., <i>P. jucundus</i> Dub., <i>P. mundus</i> Dub., <i>Anthinocrinus</i> aff. <i>florens</i> Yelt., <i>Hexacrinites</i> (?) <i>humilicarinatus</i> Yelt.	85 м
2. Филлиты темно-серые	300 м
3. Известняки темно-серые	8 м
4. Известняки массивные	8 м
5. Известняки темно-серые глинистые с <i>Pentagonocyclicus paucus</i> Dub., <i>P. jucundus</i> Dub.	10 м
6. Известняки темно-серые глинистые тонкослоистые	20 м
7. Филлитовидные глинистые сланцы темно-серые	40 м
8. Филлиты серицитовые, хлоритовые серозеленые	25 м
9. Известняки конгломерато-видные белые	5 м
Всего: 501 м	

Разрез Кымчхон (4):

1. Известняки черные глинистые	4-6 м
2. Глинистые сланцы известковистые серые, темно-серые	30 м
3. Филлиты кремнистые темно-серые	50 м
4. Переслаивающиеся кварциты полосчатые и филлиты черные	47 м
5. Филлиты известковистые черные тонкополосчатые	30 м
6. Сланцы алевролитовые, кремнистые серовато-желтые	68 м
7. Сланцы известковистые, кремнистые темно-серые	5 м
8. Известняки кремнистые марганецсодержащие	13-15 м
9. Филлиты темно-серые, черные	15 м
10. Алевролиты известковистые серовато-бурые 3-5 м	
11. Переслаивающиеся алевролиты, глинистые сланцы и филлиты серовато-бурые	220-300 м
12. Переслаивающиеся алевролиты и полосчатые филлиты желтовато-бурые	30-50 м
Всего: 515-621 м	

Разрез Кэпхун (3):

Здесь вскрывается только верхняя часть нижней пачки.

1. Филлиты черные	20 м
2. Переслаивающиеся кварцитовидные песчаники и филлиты кремнистые	10 м
3. Известняки черные, темно-серые массивные	1,5 м
4. Переслаивающиеся филлиты и алевролиты известковистые	25 м
5. Переслаивающиеся кварцитовидные песчаники и филлиты кремнистые	30 м
6. Кварцитовидные песчаники слюдястые белые	30 м
Всего: 116,5 м	

Средняя пачка (400-650 м).

Разрез Чельвон (6):

1. Филлиты темно-серые	50 м
2. Алевролиты желто-бурые	2,5 м
3. Филлиты темно-серые	65 м
4. Переслаивающиеся известковистые алевролиты, глинистые сланцы	3 м
5. Глинистые сланцы темно-серые	100 м
6. Известковистые алевролиты темно-серые	1 м
7. Алевролиты темно-серые	87 м
8. Переслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы желтовато-бурые	20 м
9. Глинистые сланцы темно-серые	15 м
10. Переслаивающиеся глинистые сланцы, глинистые известняки, филлиты	5,3 м
11. Переслаивающиеся филлиты, алевролиты, глинистые сланцы	10 м
12. Глинистые сланцы серовато-зеленые	15 м
13. Конгломераты	1 м
14. Глинистые сланцы серовато-зеленые	5 м
15. Переслаивающиеся известняки светлокоричневые и глинистые сланцы серовато-зеленые ..	5 м

16. Алевролиты известковистые с включениями глинистых сланцев	20 м
Всего: 404,8 м	

Разрез Кымчон (4):

1. Алевропесчаники серовато-бурые, белые	2 м
2. Переслаивающиеся известковистые алевролиты серовато-бурые и известковистые филлиты серовато-зеленые	260 м
3. Переслаивающиеся алевролиты светло-серые, кварциты, известковистые алевролиты серовато-бурые, филлиты кремнистые	300 м
4. Переслаивающиеся глинистые сланцы и известковистые алевролиты	55 м
5. Глинистые сланцы	30 м
6. Кварциты белые	2 м
Всего: 649 м	

Разрез Кэпхун (3):

1. Кварциты белые, кварциты полевошпатовые слюдястые с прослоями сланцев известковистых	10 м
2. Сланцы кремнистые серовато-зеленые, сланцы серовато-черные серицит-кварцевые	5 м
3. Кварциты, полевошпатовые кварциты, слюдястые кварциты серовато-зеленые с прослоями роговиков, риолитов (фельзитовых порфиров) мощностью 1-10 см	180 м
4. Глинистые сланцы серовато-зеленые	7 м
5. Кварциты белые, переслаивающиеся с мергелистыми сланцами и известковистыми песчаниками	50 м
6. Переслаивающиеся глинистые сланцы серовато-зеленые и мергелистые сланцы	7 м
7. Кварциты белые полевошпатовые, кварциты серицитовые	100 м
Всего: 359 м	

Верхняя пачка (100-250 м).

Разрез Чельвон (6):

1. Переслаивающиеся алевролиты зеленовато-бурые и сланцы серовато-зеленые	4 м
2. Глинистые сланцы серовато-зеленые с прослоями известковистых алевролитов	25 м
3. Алевролиты желтовато-бурые	1 м
4. Глинистые сланцы серовато-зеленые с прослоями известняков	50 м
5. Алевролиты желтовато-бурые	1,5 м
6. Глинистые сланцы черные	10 м
7. Переслаивающиеся алевролиты желтовато-бурые и глинистые сланцы	35 м
8. Глинистые сланцы темно-серые	35 м
9. Глинистые сланцы темно-серые, глинистые сланцы песчаные с пятнами биотита	5 м
10. Глинистые сланцы темно-серые	30 м
11. Алевролиты желто-бурые массивные	10 м
12. Алевролиты желто-бурые	8 м
Всего: 214,5 м	

Разрез Тхосан (5):

1. Филлиты серовато-зеленые конгломератовидные	5 м
2. Филлиты серые кремнистые тонкополосчатые	49 м

3. Переслаивающиеся кремни тонкополосчатые, филлиты серовато-зеленые тонкополосчатые ..	25 м
4. Переслаивающиеся кварциты полосчатые и филлиты кремнистые полосчатые	35 м
5. Филлиты известковистые серые, серовато-зеленые с прослоями известняков	60 м
6. Переслаивающиеся филлиты серые кремнистые и филлиты известковистые	35 м
Всего: 174 м	

Сакненская свита (1500-2500 м) в Восточном районе имеет представительные разрезы нижней и верхней пачек.

Нижняя пачка (160-642 м).

Разрез Тхосан (5):

1. Филлиты темно-серые	130 м
2. Филлиты серовато-зеленые	120 м
3. Глинистые сланцы полосчатые	50 м
4. Глинистые сланцы алевритовые кремнистые	2 м
5. Глинистые сланцы темно-серые	20 м
6. Глинистые сланцы алевритовые	50 м
7. Глинистые сланцы темно-серые	250 м
8. Глинистые сланцы алевритовые	20 м
Всего: 642 м	

Верхняя пачка (500-1300 м).

В разрезе Пханмун, расположенном в 100 км к востоку от разреза Кэпхун (3), вскрываются:

1. Кварциты серо-зеленые полосчатые, чередующиеся со сланцами алевритовыми массивными; прослой кварцевых роговиков и скарноидов	200-240 м
2. Переслаивающиеся алевролиты серицитовые и сланцы алевритовые кремнистые	50-65 м
3. Алевролиты биотитовые пятнистые массивные и сланцы биотитовые пятнистые	50-60 м
4. Переслаивающиеся сланцы алевритовые и сланцы глинистые серицитовые; прослой сланцев темно-серых известковистых	110-120 м
5. Кварциты белые	35 м
6. Сланцы серовато-зеленые серицитовые алевритовые	30 м
7. Алевролиты известковистые темно-серые	20 м
8. Сланцы глинистые биотит-серицитовые пятнистые; прослой кварцитов белых, алевролитов известковистых, риолитов (фельзитовых и кварцевых порфиров)	150-190 м
9. Кварциты белые	20 м
10. Сланцы алевритовые биотитовые пятнистые массивные	80 м
Всего: 745-860 м	

В разрезе Чельвон (6) обнажены:

1. Переслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы зеленовато-бурые	15 м
2. Алевролиты биотизированные пятнистые	15 м
3. Переслаивающиеся кремнистые алевролиты и глинистые сланцы темно-серые	50 м
4. Филлиты темно-серые	50 м
5. Алевролиты темно-серые массивные	50 м
6. Алевролиты биотизированные пятнистые	>200 м
Всего: 380 м	

Осадочные породы римчжинской серии имеют следующие особенности. 1) Конгломераты серые, белые, преимущественно кварцитовые, известковистые; 2) кварциты серые, белые разномзернистые, конгломератовидные массивные, полосчатые, иногда кварц-полевошпатовые, известковистые, слюдястые; 3) песчаники серые, белые, кварцитовидные, слюдястые; 4) филлиты темно-серые, черные, серо-зеленые тонкослоистые кремнистые, известковистые, серицитовые, хлоритовые; 5) сланцы темно-серые, серо-зеленые, известковистые, мергелистые, кремнистые, хлоритовые, биотит-хлоритовые, серицит-кварцевые, иногда - гранатосодержащие; 6) кремни серые, серо-зеленые тонкополосчатые; 7) алевролиты, алевропесчаники, алевритистые сланцы серо-зеленые известковистые, иногда - с марганцевыми конкрециями; 8) известняки, доломиты серые, черные массивные, тонкослоистые глинистые, кремнистые, иногда - марганецсодержащие.

Вулканогенные и метаморфические породы, слагающие значительные объемы в верхах римчжинской серии, представлены основными, средними и кислыми разностями, а также зелеными сланцами и различными типами роговиков. 1) Спилиты серо-зеленые массивные, полосчатые; состав: альбит (15%), хлорит (25%) кальцит (20%), железистые минералы (40%), незначительное количество серицита, кварца, каолина и эпидота. 2) Андезитовые порфиры биотитовые серо-зеленые с порфиоровыми выделениями плагиоклаза (45%), биотита (4%), роговой обманки (4%) и микрозернистой основной массой, сложенной этими же минералами с незначительным количеством кварца, рудного минерала, кальцита, эпидота, флюорита, каолина и серицита. 3) Риолиты, кератофиры серые флюидальные. Порфиоровые выделения (10%) представлены микроклином и кварцем, основная масса фельзитовая - кварц-полевошпатовый агрегат с незначительным количеством биотита и серицита. 4) Зеленые сланцы микрогранобластовые кварц-полевошпатовые, содержащие в различных количествах хлорит, актинолит, эпидот, цоизит и рудный минерал. 5) Роговики: биотитовые (кварц - 60-70%, биотит - 29-38%), плагиоклаз-биотитовые (кварц - 60%, плагиоклаз - 7-10%, незначительное количество мусковита, граната, турмалина и рудного минерала), кварц-пироксен-эпидотовые (кварц - 15-20%, пироксен - 20-25%, эпидот - 50-55%; кальцит, рудный минерал). Как отмечалось выше, метаморфиты римчжинской серии в последнее время рассматриваются как средне-высокобарические образования, слагающие тектонические линзы [7]. Предполагается, что они отражают факт тектонического расчленивания девонской толщи при становлении индосинид в зоне Импджинган, когда Наннимс-

кий архейско-протерозойский блок был надвинут на массив Кенги.

Римчжинская серия может быть подразделена на две формации: карбонатно-кремнисто-терригенную флишеидную (анхепская и пуапская свиты) и терригенно-вулканогенную (спилит-кератофировую), охватывающую сакненскую свиту. Судя по наличию в составе первой из них значительных количеств кварцевых и олигомиктовых (то есть, зрелых) пород, можно полагать, что она накопилась в прогибе с пассивным тектоническим режимом. Что касается второй, то присутствие в ней таких специфических пород как спилиты и кератофиры свидетельствует о резкой активизации тектонических движений в конце девона. Это, на наш взгляд, связано с формированием здесь рифтовой зоны.

Таким образом, девонские формации Корейского полуострова накапливались в крупной отрицательной структуре, наложенной как на архейско-протерозойский фундамент, так и на раннепалеозойские структуры. В конечный этап ее развития произошло заложение мантийных расколов. Находящиеся в нашем распоряжении материалы не позволяют детализировать структурные формы, выполняемые девонскими образованиями. Ясно одно: они в значительной мере затушеваны индосинийскими движениями [7], приведшими к формированию крупных надвигов и чешуй (см. Геологическую карту Кореи масштаба 1:1 000 000; Пхеньян, 1987). Представляется, что девон Корейского полуострова изначально залегал в наложенных впадинах и в чехольном комплексе, как это имеет место в Западном Сихотэ-Алине [9]. Кстати, в районах развития девонских формаций Канён и Кэсон корейскими геологами на космических снимках отдешифрированы две крупные кольцевые структуры диаметром 50 км и 70 км, первая отрицательная, а вторая положительная. Трудно сказать, являются ли рассматриваемые отложения коррелятными им; во всяком случае, в современной диспозиции структурный план девона позволяет это предполагать. Хотя не исключено, что формирование данных кольцевых комплексов связано со становлением крупных интрузивных куполов раннемезозойских (индосинийских?) гранитоидов.

В заключение следует обратить внимание на то, что девон вообще довольно широко распространен в Япономорском регионе [4] и его разрезы, как правило, хорошо коррелируются. В частности, римчжинская серия Кореи представляет как бы "в одном лице" карбонатно-терригенную и терригенно-вулканогенную группы формаций, соответственно, нижнего-среднего и среднего-верхнего девона, выполняющих вулкано-тектонические структуры в

пределах Ханкайского кристаллического массива Приморья [3]. Там они участвуют в строении восточной ветви Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса островодужного типа [6]. Характерно, что в римжинской серии, помимо морской фауны, заключены остатки среднедевонских наземных флор *Taeniocrada decheniana* (Goepf.) K. et W., *Pseudouralia Petr.*, *Hostinella hostinensis P. et B.*, *Psilophyton cf. princeps Daw.*, *Protopteridium hostinense* (Kr.) K. et W., известных в средне-верхнедевонской люторгской свите Южного Приморья, относящейся к терригенной слабоугленосной формации и представляющей собой чехол остаточного массива [3]. Особенно четко прослеживается литологическое сходство анхепской и пуапской свит, с одной стороны, и тамгинской свиты Приморья [3], с другой стороны. Последняя залегает в рифтовой зоне и имеет значительную мощность (4600 м). Родственные формации карбонатно-терригенного типа также развиты в Северо-Восточном Китае (Маньчжурии) в провинциях Хэйлуунцзян (среднедевонская свита Хэйтай мощностью 100-1500 м; данные М.Г. Органова, А.М.Смирнова и др., 1960 г) и Цзилинь (среднедевонская свита Ваньцзяцзи мощностью 400 м) [11] и, кроме того, на Японских островах (серия Фукудзи мощностью 260-280 м) [8]. Типичным признаком сравниваемых групп формаций Кореи, Приморья и Японии является наличие в них сравнительно маломощных прослоев кислых вулканитов. В двух последних регионах они образуют самостоятельные толщи в низах девона (соответственно: раннедевонские риолитовая и кератофировая формации) [2, 3, 8].

На особое место следует поставить позднедевонскую терригенно-вулканогенную формацию Кореи (сакненскую свиту), которая в значительных объемах содержит основные, средние и кислые вулканиты и по этому признаку уверенно параллелизуется с верхнедевонской левочерниговской свитой (790 м) Приморья [3]. Некоторые различия между ними заключаются в том, что в первом случае вулканиты представлены альбитизированными базитами, трахибазальтами, трахиандезитами и риолитами, а во втором - спилитами и кератофирами. Вероятно, при излиянии лав в зоне Имджинган [7] произошло более масштабное раскрытие и "растаскивание" континентальной коры, чем на Ханкайском массиве; это и обусловило поступление в рифтогенный бассейн мантийного материала. В Японии прослои основных, средних и кислых лав в разрезах девона начинают вместе встречаться уже со среднего отдела (среднедевонская серия Накодзата мощностью 750 м и верхнедевонская серия Тобигамори мощностью 2000 м) [2, 8]. Таким образом, в качественном отношении отмеченный выше формационный

маркирующий признак выдерживается и в этом регионе.

Основываясь на сходстве девонских формаций Япономорского региона [4], можно полагать, что бассейны, в которых они накапливались, если и не были тесно связаны между собой, то, по крайней мере, характеризовались близкими палеогеографическими и палеотектоническими обстановками седиментации и были заложены на раздробленном докембрийском кристаллическом основании, либо на активизированном платформенном чехле [1, 3, 5].

Судя по диспозиции областей девонского осадконакопления, они развивались в периферийных частях крупного материка, охватывавшего Северную Корею, Западное и Южное Приморье и Японию в пределах: (1) активной континентальной окраины, где в структурах активизации интенсивно проявился риолитово-базальтовый вулканизм и (2) зон с пассивным тектоническим режимом, где формировались амагматичные прогибы, а также осадочный чехол параплатформ и остаточных массивов.

Единая девонская структурно-формационная зона, расположенная на окраине Палеоазиатского континента, была нарушена в среднем миоцене в связи с раскрытием Японского моря [13]. Поэтому не исключено, что отсутствие девонских отложений на линии Вонсан-Владивосток объясняется нахождением их в современной суперпозиции в горах Хида и Южный Китаками в Японии [2, 8].

В геодинамическом отношении девонские формации Кореи и их эквиваленты в Япономорском регионе, по-видимому, в той или иной мере связаны с субдукцией, и в особенности, образования, выполняющие вулканогенные зоны, интерпретируемые как палеоостроводужные структуры. Вообще, в среднем палеозое субдукционные процессы в Западной Пацифике проявились весьма активно. Тан Кедонг [12] считает, что в позднем девоне произошла коллизия Сино-Корейской параплатформы и Сибирской плиты: в сутуре Силинхот раннекарбоновая моласса и эпиконтинентальные отложения несогласно залегают на счешуированных океанических породах. В Южном Китае активные субдукционные процессы между блоками Янцзы и Хуанань закончились в позднем силуре или раннем девоне [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Ваquita К. Донеогеновая тектоническая структура Японских островов//Пробл. тектоники, минер. и энергет. ресурсы Северо-Зап. Пацифики.Хабаровск: 1992. Ч.1. С.18-31.
2. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир. 1968. 719 с.

3. Изосов Л.А. Формации силура, девона и карбона Приморского края//Советская геология. 1992. N 3. С.35-45.

4. Изосов Л.А., Леликов Е.П. Средний палеозой Япономорского региона//Пробл. тектоники, минер.и энергет. ресурсы Северо-Зап.Пацифики. Хабаровск: 1992. Ч.1. С.62-67.

5. Лю Зон Рак. Девонские отложения//Геология Кореи. - Пхеньян: , 1990. С.174-195 (на кор.яз.).

6.Федчин Ф.Г., Изосов Л.А., Мельников Н.Г., Сорока В.П., Западно-Сихотэ-Алинский пояс// Вулканические пояса Востока Азии. М: 1984. С.151-158.

7. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова//Изв. АН СССР. 1991. N 6. С.131-144.

8. Geology and mineral resources of Japan. Tokio: Geol. Soc. of Japan. 1977. 430p.

9. Geology of Korea. Seoul:Geol. Soc. of Korea. 1988. 514p.

10. Hsu, K.G., Li Jiliang, Chen Haihong, Wang Qingchen, Sun Shu, Sengor,A.M.C. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific Geology // Tectonophysics. 1990. V.183. P.9-39.

11. Regional geology of Jilin province //Geological memories. Beijing: Geological Publ.House. 1989. Ser.1. N 10. P.621-698.

12.Tang Kedong. Tectonic development of Paleozoic foldbelts of the North of the Sino-Korean craton //Tectonics. 1990. V.9. N 2. P.249-260.

13. Wakita,K. Accretionary tectonics in Japan //Bull.Geol.Surv. of Japan. Tokio. 1989. V.40(5). P.251-253.

14. Yabe,H., Sugiyama,T. Discovery of corals of Devonian type from Tyosan (Korea)//Proc.Imp.Acad. Tokyo. 1940. V.15. N 9. P.305-309.

*Тихоокеанский Океанологический институт ДВО
РАН*

г.Владивосток

Приморгеолком Поисково-съёмочная экспедиция

г.Владивосток

Геологический институт Академии наук КНДР

г.Пхенсон

Поступила в редакцию

30 июня 1994 г.

L.A.Izosov, Lu Zin Mu, A.P.Nikitina

The Devonian formations of Korea and Primorye

A comparative analysis of D Formations of Sino-Korean Paraplatform and Khanka Lake Massif has been made. In Korea, the marine $D_{1,2}$ carbonate-cherty-terrigenous and D_3 cherty-volcanogenic-terrigenous formations which are correlated with the monotypic strata, infilling the Tamga trough and Yuzhno-Sinegorye diva-basin of Primorye are distinguished. Besides, the latter one includes the subareal D_1 rhyolite formation. The southern part of the Khanka Lake massif is overlapped by the $D_{1,2}$ sedimentary cover (terrigenous weakly carboniferous formation). Judging from the structure and matter composition, the formations were accumulated both on the active and passive continental margins within the rifts, volcanogenic uplifts and amagmatic troughs.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.41

Л.В.Эйрши

К ВОПРОСУ О РУДНОМ ЗОЛОТЕ МАЛОГО ХИНГАНА

В плане геологической обстановки район Малого Хингана сопоставим с многими районами Мира, в которых золотое оруденение связано с позднедокембрийскими комплексами метаморфизованных углеродистых терригенно-карбонатных пород. Наличие в районе золотоносных россыпей, рудных проявлений и локальных геохимических ореолов рассеяния золота свидетельствует о возможностях обнаружения на Малом Хингане промышленного оруденения.

Проблема рудного золота Малого Хингана интересная и в какой-то мере загадочная. Более 100 лет здесь известны золотоносные россыпи, однако найдено лишь одно существенное рудопроявление на сопке Лысой в Сутарском районе [А.М.Анашкина, 1950 г; Е.П.Русанова, 1966 г]. Оно представлено кварцевыми жилами с вкрапленностью пирита, галенита, арсенопирита, сфалерита, залегающими в турмалиновых гранитах и кристаллических сланцах. Содержание золота до 24 г/т. В ближайших к г.Лысой долинах отрабатывались сравнительно богатые россыпи, а в истоках р.Широкой золото было крупное, с самородками, иногда в сростках с кварцем.

В отношении геологической обстановки район М.Хингана сопоставим с многими районами Мира, в которых высокопродуктивное золотое оруденение, преимущественно стратиформного типа, связано с позднедокембрийскими миогеосинклинальными комплексами слабо метаморфизованных углеродистых терригенно-карбонатных пород. В Енисейском кряже на Олимпиаденском месторождении оруденение локализовано в провесах кровли гранитоидной интрузии и тяготеет к горизонту кварц-карбонат-слюдистых сланцев на контакте с перекрывающими кварц-углеродистыми сланцами [1]. На месторождении Морру-Белью, Бразилия, золотое оруденение приурочено к горизонту слудисто-кварц-анкеритовых сланцев, а на рудном поле Хоумстейк - к горизонту сидероплезит (железо-магнезиальный карбонат) - кварцевых и куммингтонитовых сланцев [3].

С целью получения дополнительных данных по золотоносности байкалит М.Хингана мною и геологом В.И.Гуровичем в 1990 г. были проведены в небольшом объеме геолого-опробовательские работы в Приамурском и Сутарском районах (верховья рек Манчжурии и Березовой, истоки р.Широкой).

На Манчжурском участке поиски золотых руд ранее не проводились. В верховьях названных рек имеются следы отработок россыпей золота. Эрозией здесь вскрыта апикальная часть крупного гранитоидного массива с провесами кровли и ксенолитами белых и светло-серых мраморов, средне-крупнозернистых, а также кристаллических сланцев, часто графитистых. Гранитоиды разнообразны по составу и текстуре. Это преимущественно биотитовые микролинизированные плагиограниты, средне- и крупнозернистые, порфиroidные, часто гнейсовидные. На контактах с углеродистыми сланцами и мраморами они контаминированы, насыщены шлирами мелкозернистых меланократовых пород диоритоидного состава. Для этих гранитов характерен катаклаз, сосюритизация и каолинизация плагиоклазов, эпидотизация и прожилки эпидота, мусковитизация биотита, гранулированный прожилковый кварц, т.е. имеются признаки постмагматической деформации и гидротермального изменения.

В апикальной части массива в делювии можно наблюдать обломки лейкократовых и пегматоидных микролиновых, часто турмалиновых и графит-содержащих гранитов. Графит образует включения в полевоом шпате, кварце, иногда в виде розеток величиной до 0,5 см. В поле развития известняков и сланцев верхних свит серии встречены дайки порфиroidных аплитовидных гранитов гипабиссального облика с вкрапленниками зональных плагиоклазов, гидротермально измененных (окварцевание, серицитизация, тонкие кварцевые прожилки, редкая вкрапленность пирита). В истоках рек Манчжурии и Березовой (и на других участках) в аллювии и пролювии наблюдались глыбы жильного кварца, обычно крупнозернистого, иногда слабо охристого, катаклазированного, гранулированного.

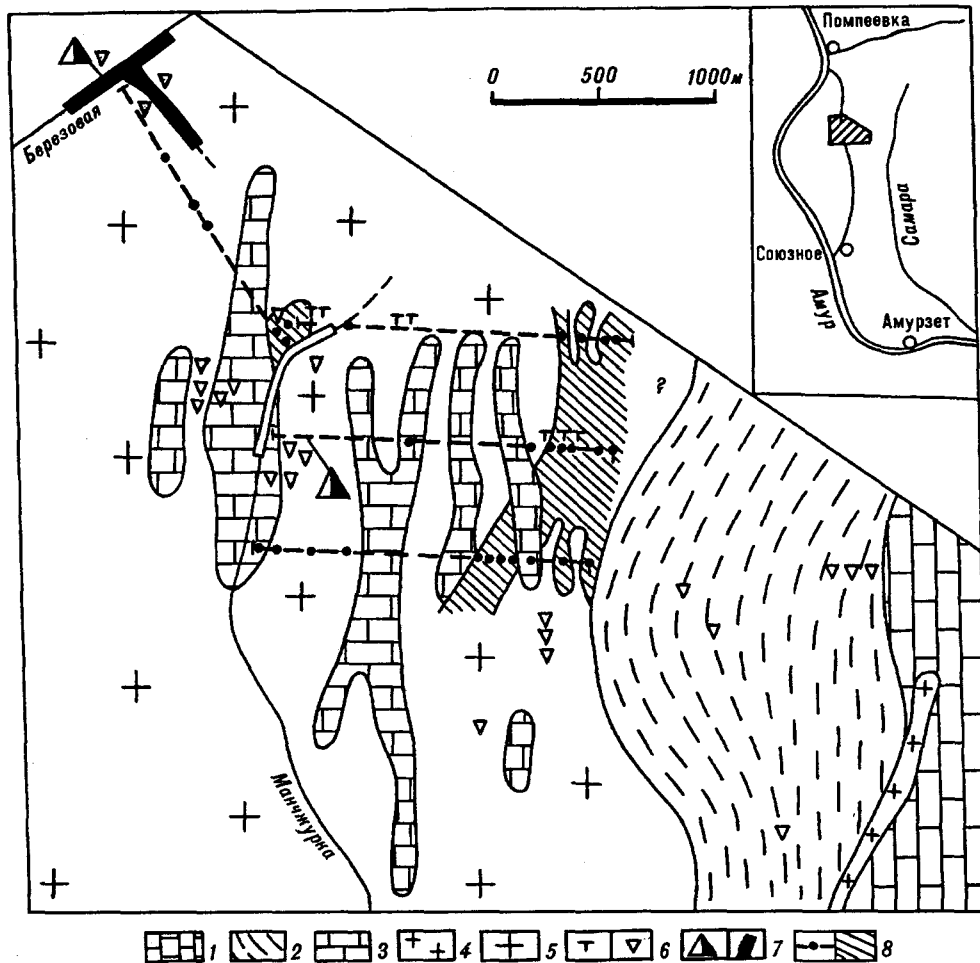


Рис. Схематическая геологическая карта уч. Манчжурского

1 - мраморизованные известняки, слоистые, серые и белые (дитурская? свита, Rdt?); 2 - углистые черные филлиты и слюдяно-кварцевые сланцы; 3 - мраморы средне-крупнозернистые (союзненская свита, Rsz); 4 - аплитовидные биотитовые порфиroidные граниты (P Z 1?); 5 - порфиroidные гнейсовидные биотитовые граниты, микроклинизированные; 6 - свалы турмалиновых гранитов, жильного кварца; 7 - золото в штuffных пробах (0,6 г/т), отработки золотоносных россыпей; 8 - профили детальньих наблюдений с шагом отбора спектропроб 50 м, геохимический ореол рассеяния золота.

Окатанность россыпного золота разная - от хорошей до плохой, отмечались сростки золота с кварцем. Проба золота 930 (истоки р. Манчжурии) и 821 (истоки Березовой)*. Вместе с золотом в шлихах встречаются зерна пирита, арсенопирита, шеелиита, марказита, лимонита, гематита, барита.

Спектрoметаллометрическим опробованием по сети 500 x 500 м в верховьях р. Манчжурии выявлен ореол рассеяния золота длиной более 1 км и шириной от 100 до 500 м. С востока ореол не оконтурен. Содержание золота в пробах 0,01-0,06 г/т, серебра 0,1-0,4 г/т, цинка - сотые и висмута - тысячные доли

процента. Ореол приурочен к зоне эндоконтакта лейкократовых и турмалиновых гранитов с толщей графитоносных сланцев и мраморов союзненской свиты (рисунок). В штuffных пробах кварца и гидротермально измененных пород содержание золота не превысило 0,6 г/т.

Полученные данные опробования, хотя и скромные, оцениваются нами как положительные. Геохимический ореол золота требует изучения, так как занимает вполне определенную геологическую структурную позицию - это апикальная часть массива гранитоидов под экраном метаморфизованных углеродистых терригенно-карбонатных пород. Поиски следует провести и южнее - в приамурской части бассейна р. Манчжурии в сходной геологической

* Лазерный микроспектральный анализ, аналитик Г.М. Михалева

кой обстановке, где известны шлиховые потоки рассеяния золота.

В Сутарском районе, как и в приамурской части М.Хингана, позднедокембрийские породы слагают кровлю крупного раннепалеозойского гранитного массива, на контактах которого с вмещающими карбонатно-терригенными метаморфизованными породами внедрились турмалиновые граниты. Исследования проведены в верховьях р. Лев. Широкая, где при отработке россыпи отмечались самородки и неокатенное золото в сростках с кварцем. В шлихах нами также отмечались сростки золота с кварцем. Проба золота 765 и 821. Состав тяжелой фракции шлихов аналогичен таковому из верховьев Манчжурки. Участок сложен лейкократовыми и турмалиновыми гранитами, иногда пегматидного облика, включающими провесы кровли (ксенолиты) полевошпат-слюдяно-кварцевых кристаллических сланцев и крупнокристаллических мраморов. Широко развит жильный кварц (серый и молочно-белый), а также обохренные, катаклазированные и окварцованные породы.

Спектралометрическим опробованием по сети 200 x 25 м на крайнем юге участка выявлен ореол рассеяния золота длиной более 1 км с содержанием золота в пробах 0,006-0,08 г/т. Золоту сопутствует вольфрам и медь тысячные доли процента. Максимальное содержание золота в

штуфных пробах 3 г/т. Геохимический ореол золота на юге не оконтурен и требует дальнейшего изучения.

Наличие мощных толщ углеродистых терригенно-карбонатных пород, которые могли играть роль геологического экрана при рудообразовании, оптимальный уровень их метаморфизма (зеленосланцевая фация), положение этих толщ в кровле крупных гранитоидных массивов, наличие россыпной золотоносности, признаков гидротермального изменения пород и реальных проявлений оруденения - все это говорит о возможностях обнаружения в такой обстановке стратиформных месторождений типа Олимпиадинского, Хоумстейк, Морру-Белью. Негативным признаком следует считать калиевый тип гранитоидов, однако в мировой практике золоторудные месторождения в связи с такими гранитоидами известны (Шени, Салсинь, Франция) [2,4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Ли Л.В., Шерман М.Л., Лопатин В.А. Опыт прогноза, поисков и оценки Олимпиадинского месторождения // Теоретич. и методич. основы прогноза, поисков и оценки золоторудн. местн. основных геол.-промышл. типов. М., 1983. С.40-41.
2. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
3. Слотер А.Л., Хоумстейк // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т.П. С.562-589.
4. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 256 с.

*Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Благовещенск*

*Поступила в редакцию
28 января 1995 г.*

L.V. Eirish

On gold mineralization of the Lesser Khingan

Geologic setting of the Lesser Khingan region is comparative with many other regions of the World in which gold mineralization is associated with Late pre-Cambrian complexes of the metamorphosed carbonaceous terrigenous-carbonaceous rocks. Presence of gold-bearing placers, ore manifestation, and local geochemical areals of gold scattering in the region evidences the possible discovery of industrial mineralization in the Lesser Khingan.

Л.Б.Сушкин

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНДЕР

В статье приводятся данные об особенностях самородных элементов известного месторождения Кондёр, основанные на материалах по его эксплуатации. Описаны формы нахождения платины, золота, их морфология. Дана краткая характеристика уникальных самородков платины, обнаруженных в последние годы. Особое внимание уделено закономерностям распределения платиновой минерализации и, в частности, самородков. Автор излагает свою точку зрения на их генезис и проблему рудной платиноносности Кондёрского массива.

Иридиево-платиновое россыпное месторождение Кондёр расположено в Аяно-Майском районе на севере Хабаровского края и генетически связано с одноименным ультраосновным массивом протерозойского возраста, прорывающим архейские и протерозойские отложения Сибирской платформы. Геологическое строение и металлоносность Кондёрского массива изучались с 60-х годов многими производственными и научными организациями Дальнего Востока, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбургa, Магадана и отражены в целом ряде отчетов и публикаций. История открытия и изучения Кондёрского месторождения во многом поучительна и может явиться предметом для серии самостоятельных исследований.

С первых этапов разведки активное участие в работах принимала старательская артель "Амур", которая с 1984 года осуществляет и разработку месторождения. За прошедший десятилетний период его эксплуатации геологической и горнообогатительной службами артели получен значительный оригинальный материал, проливающий свет на многие вопросы геологии и минералогии уникального месторождения, в том числе, актуальную проблему рудной платиноносности Кондёрского массива. Кондёрский массив представляет собой эродированную интрузивно-купольную структуру кольцевой формы диаметром до 7 км. Строение массива концентрически - зональное, характеризующееся наличием центрального дунитового ядра и окружающих его концентрически замкнутых колец, сформированных породами различного состава: пироксенитами, перидотитами, диоритами. В количественном отношении дуниты значительно преобладают над перидотитами и пироксенитами, слагая около 60-65% площади массива [1]. Наряду с ультраосновными породами, формирующими Кондёрский магматический комплекс, в пределах массива и особенно по его периферии (рис. 1) широко развиты тела алданского,

а также кет-капского [4,12] магматических комплексов этапа позднемезозойской тектоно-магматической активизации и связанные с ними разнообразные гидротермально-метасоматические образования. В геоморфологическом отношении Кондёрский массив окружен одноименным кольцевым хребтом, занимая его наиболее пониженную котловинообразную часть [19]. Металлоносные рыхлые отложения развиты в пределах котловины по субмеридиональной долине реки Кондёр и системе впадающих в нее радиальных ручьев и их притоков: Двуглавый, Коротыш, Прямой, Аномальный, Южный (западный сектор), Трехглавый, Бегун, Малый (восточный сектор котловины). В пределах кольцевого хребта в северной части котловины долина р. Кондёр резко сужается, река вытекает за пределы кольца по довольно узкой трогообразной долине (долина прорыва) в северном направлении, постепенно изменяя его вниз по течению на северо-западное, вплоть до слияния с рекой Ургалан.

Два участка месторождения, расположенные по течению выше и ниже "долины прорыва", получили названия соответственно Верхний и Нижний Кондёр. Основным полезным минералом месторождения Кондёр является шлиховая платина - изоферроплатина, представляющая собой природный сплав платины и железа.

Важной особенностью является примесь таких ценных компонентов, как иридий и осмий, другие платиноиды, содержание которых в общей массе платины не превышает первых процентов. Вопрос о перспективах месторождения на заре его изучения и, в частности, о размерах выделений платины долгое время оставался предметом дискуссии. В настоящее время установлено, что основная часть платины представлена бесформенными и угловатыми зернами, агрегатами зерен, комковатыми образованиями и самородками.

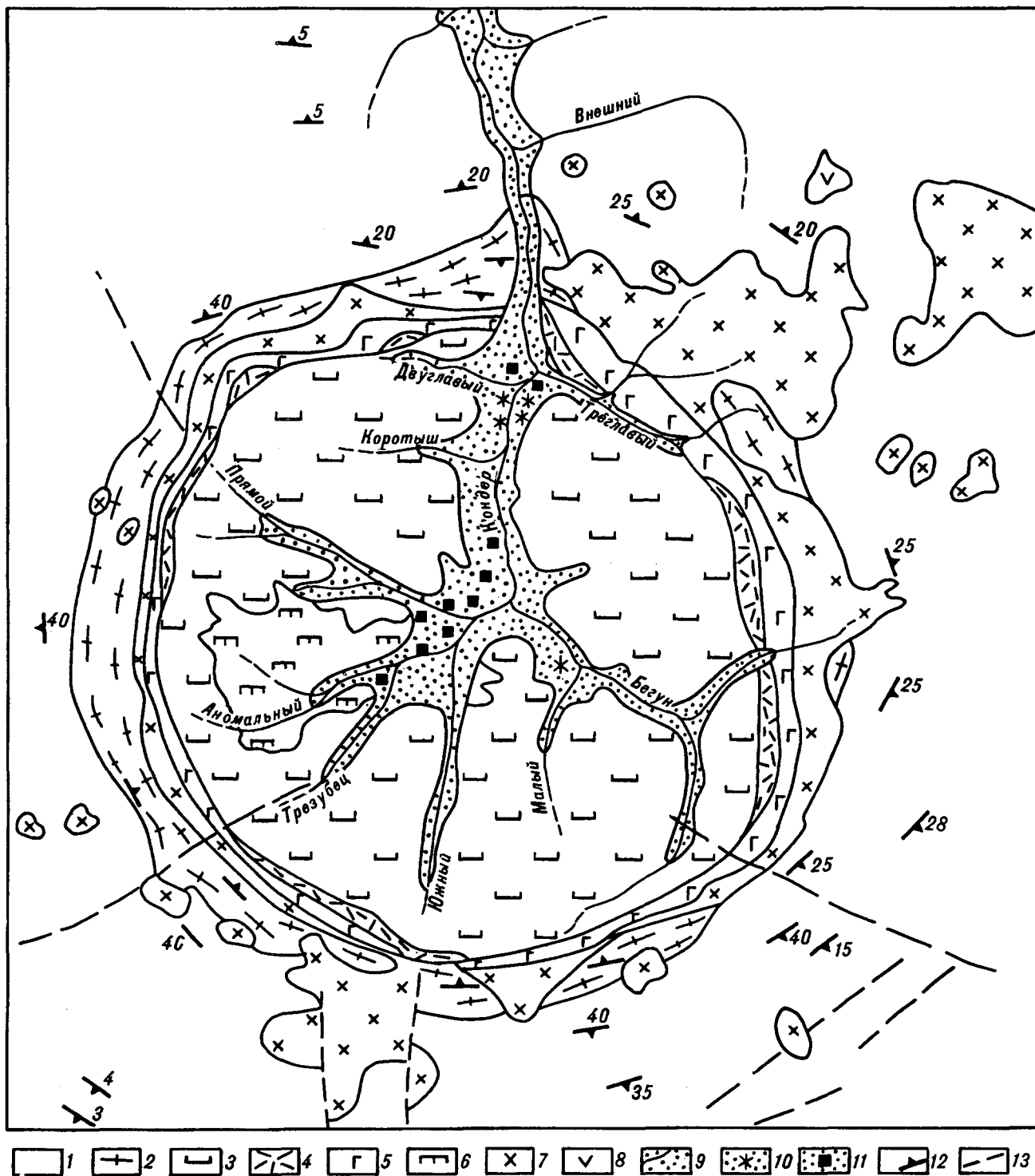


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондерского массива (по материалам Г.В.Андреева, А.А.Ельянова, А.Н.Мильто, Е.П.Емельяненко).

1 - Платформенные карбонатно-терригенные отложения протерозоя; 2 - докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы; 3 - дуниты; 4 - перидотиты; 5 - пироксениты; 6 - коьсвиты; 7 - диориты; 8 - вулканогенные породы; 9 - платиноносная россыпь с элементами гидросети; 10 - места обнаружения уникальных самородков платины весом более 1.5 кг; 11 - участки скопления платиновых самородков кристаллической формы; 12 - элементы залегания слоистости; 13 - дизъюнктивные нарушения.

В металлоносных песках Нижнего Кондёра преобладает мелкая платина размером 0,05-0,5 мм, практически отсутствуют самородки и сростки платины с другими минералами. Наряду с комковатыми зёрнами для этой части месторождения характерно повышенное содержание пластинчатых форм платины с более высокой магнитностью. В металлоносных отложениях Верхнего Кондёра платина мельче 0,1 мм встречается лишь в незначительном количестве. Платина образует максимальные концентрации в песчанистом валунно-галечном слое на границе рыхлых отложений и подстилающих коренных пород. Нередко высокие концентрации платины устанавливаются и в трещиноватых выветрелых породах коренного ложа водотоков, проникая на глубину до 0,5 м. В отдельных случаях значительные скопления драгоценного металла были сосредоточены в пределах узких, шириной 3-8 м, щелеобразных провалов днища, пропущенных при разведке (руч.Безымянный). Замечательной особенностью верхней части месторождения Кондёр является наличие в россыпи в общей массе шлиховой платины значительного количества самородков, в том числе самородков правильной кристаллической формы, ранее встречавшихся в природе исключительно редко. Первые на Кондёре самородки платины весом более 20 и 70 граммов были обнаружены А.Г. Мочаловым в 1981 году при проходке разведочной траншеи в "долине прорыва". Как показали дальнейшие работы, прилегающий участок россыпи в самой северной части котловины на слиянии ручьев Двуглавого и Треглавого является одним из наиболее продуктивных. Именно здесь были обнаружены в 1993-1994 гг. наиболее крупные самородки, краткая характеристика которых будет приведена ниже, а общее количество самородков в массе шлиховой платины достигало в ряде случаев 28-30(!) весовых процентов. Это объясняется, вероятно, длительным накоплением и переработкой продуктивного материала в этой наиболее низкой и выположенной части котловины непосредственно перед прорывом русла реки Кондёр за ее пределы. Для рыхлых отложений данного участка характерны крайне слабая сортировка, значительное скопление крупных валунов, вероятно,ледникового происхождения [20].

Для большинства участков Верхнего Кондёра количество самородков в массе шлиховой платины колеблется от 2 до 22%, составляя в среднем 11-12 весовых процентов. При этом основная доля, около 8% (из 12-ти), приходится на мелкие самородки весом менее 10 граммов.

За прошедший 10-летний период разработки месторождения среди тысяч мелких и средних самородков здесь было обнаружено более 10-ти весьма крупных самородков весом свыше 1 кг. Наиболее

крупным из них до 1993г. являлся самородок весом 1645 граммов, выявленный в 1985 г. на слиянии ручьев Бегун и Малый. В августе 1993г. в россыпи р.Кондёр на вышеописанном участке слияния с ней ручья Двуглавого были обнаружены два уникальных самородка платины весом 1810 и 1855 граммов (рис.2). Размеры этих самородков составили соответственно: 85 x 65 x (20-50)мм и 103 x 60 x 40 мм. Если первый самородок имеет овальную форму хорошо окатанной гальки, то второй обладает угловатыми очертаниями.

На этом же участке 10 сентября 1993г. был выявлен самородок платины весом 3521 грамм, являющийся одним из крупнейших в истории платинодобычи XX века (рис.3). Размер этого уникального самородка составляет 111 x 78 x 55 мм, он имеет форму неправильного треугольника с полукатанными краями и характерными желобообразными углублениями. Последней крупной находкой на описанном участке явилось обнаружение в августе 1994г. самородка платины весом 2227 граммов. Все перечисленные уникальные платиновые самородки близки между собой по составу, имеют однородную среднезернистую структуру и содержат вкрапленность черных кристаллов хромшпинелида (10-25%) размером 2-7 мм. Данные самородки сопоставимы по величине с уникальными самородками платины, добытыми из среднеуральских россыпей в XIX веке, вес наиболее крупных из которых составлял 9635 и 4323 граммов.

Можно предположить, что в сезоне 1995-96гг. при отработке второй очереди данного участка месторождения весьма вероятно обнаружение подобных, а, возможно, и более крупных самородков платины, что само по себе является знаменательным событием, представляет значительный научный и практический интерес.Несколько весьма крупных самородков весом более 1 кг было обнаружено также на участке слияния ручьев Бегун и Малый,а также в нижнем течении Бегуна в центре котловины.

Следует отметить некоторые индивидуальные особенности, присущие отдельным водотокам. Так россыпи ручьев Треглавого и Аномального характеризуются наиболее значительной примесью шлихового золота, в том числе в виде мелких самородков. Россыпь руч. Двуглавого отличается максимальным количеством магнетита. В верхнем течении руч. Треглавого в шлихе отмечена значительная примесь хромдиоксида, а также благородного черного диоксида "Black star", обладающего эффектом астеризма. В верховьях Двуглавого и Бегуна установлены обломки горного хрусталя. В устье ручья Малого отмечены обломки зеленых медистых скарнов и максимальный вынос торита, генетически связанного, вероятно, с жилами гранитных и щелочных

пегматитов. В рыхлых отложениях по ручьям Прямому, Аномальному и Трезубцу отмечено максимальное скопление биотита, являющегося, вероятно, продуктом разложения широко развитых здесь козьвитов и близких к ним по составу апатит-биотит-титаномагнетит-пироксеновых метасоматитов. Участок слияния ручьев Аномального и Трезубца, а также левобережье р.Кондёр между руч. Прямой и Коротыш характеризуются максимальным содержанием в россыпи идиоморфных кристаллов платины, в том числе самородков правильной кристаллической формы. В отличие от расположенного ниже по течению р.Кондёр участка слияния с ручьями Треглавым и Двуглавым на данном участке кристаллы платины имеют более свежую неокатанную форму.

Из нескольких тысяч проанализированных самородков платины кристаллической формы с разных участков месторождения абсолютное большинство представлено гексаэдрическими кристаллами. При этом абсолютно доминируют кристаллы и сростки 2-3-х кристаллов кубической формы, с гладкими гранями, наиболее крупные из которых достигают в размере 12-15 мм. Наряду с двойниками сростания отмечены многочисленные двойники прорастания, коробчатые формы и реплики. Лишь единичные крупные кристаллы имеют форму октаэдра, как правило, незавершенного. Обращает на себя внимание свежий неокатанный облик значительной части самородков кристаллической формы, что свидетельствует о близости их коренного источника.

Многие кристаллические самородки платины заключены в высокопробную (> 900) золотую "рубашку" толщиной 0,05-1 мм. Вместе с тем, сростков кристаллических форм золота и платины не отмечено. Образование золотой "рубашки" происходило, очевидно, непосредственно в россыпи в благоприятных физико-химических условиях. Не исключено, что одним из источников золота при этом могли служить сами ультрабазиты кондёрского магматического комплекса. В процессе переноса "амальгамированных" кристаллов отмечены случаи истирания золотой "рубашки", главным образом на ребрах кристаллов, с постепенным образованием округлых, сферических и каплевидных форм.

Сростки платины с другими минералами встречаются достаточно редко. Это обычно хромит, титаномагнетит, оливин, хромдиопсид, в ряде самородков - дунит. Основной минеральной примесью в большинстве самородков платины являются хромшпинелиды, по содержанию которых все самородки можно разделить на несколько групп. На одном конце этого ряда будут расположены "грязные" самородки, представляющие собой агрегат

кристаллов хромшпинелидов, сцементированных массой изоферроплатины. Резкий контраст их составляют более редкие, "чистые" самородки, содержащие единичные вкрапленники хромита, либо не содержащие их вовсе. Единичные самородки ячеисто-сетчатой текстуры совмещают в себе выделения "чистой" платины в "грязном" платино-хромитовом агрегате, что может свидетельствовать о последовательном очищении платины в ходе нескольких стадий перекристаллизации исходного агрегата.

Помимо сплавов платины, из элементов платиновой группы на месторождении установлены в самородном состоянии иридий, осмий, палладий, их сплавы и микроскопические включения самородного рутения, встречающегося в природе крайне редко. Из всех известных науке минералов платиноидов (около 100) на Кондёре установлено не менее половины, в том числе, более 10 новых, ранее неизвестных соединений [11]. Этот список продолжает пополняться.

Вместе с платиноидами в россыпи месторождения Кондёр содержится золото, общая примесь которого не превышает 1%. Как уже отмечалось выше, наиболее значительные его концентрации (до 3-5 весовых процентов от массы шлиховой платины) отмечены лишь по ручьям Аномальному и Треглавому, где среди шлихового золота встречены мелкие его самородки весом 1-5, реже 10 граммов. Довольно часто отмечается медистое золото, обладающее красноватым оттенком. Наряду с доминирующим полуокатанным-полуугловатым золотом пластинчатой и таблитчатой формы ("кованое золото") отмечены слабоокатанные золотины и мелкие самородки проволоковидной, крючковидной, каплевидной, листовидной, дендритовидной, реже губчато-кавернозной формы. Морфология золотины и самородков указывает на доминирующие трещинные и прожилковые исходные формы золота, вероятно связанные с кварцевыми жилами [18, Петровская, 1973]. Часть золота возможно связана со скарновыми образованиями, в частности, с медистыми гранат-эпидот-магнетитовыми скарнами, установленными на ряде участков котловины и описанными предшественниками как "малахитовые метасоматиты" (Емельяненко, 1990).

В совершенно аналогичных по составу скарнах сопредельного района Центрального Кет-Капа установлены в последние годы высокие содержания золота. В последнее время в россыпи месторождения Кондёр установлена незначительная примесь самородного серебра. Самородки серебра весом 3-5 граммов отмечены в россыпи ниже впадения руч. Прямого. От платины они отличаются более светлым серебристо-белым цветом, обладают характерной

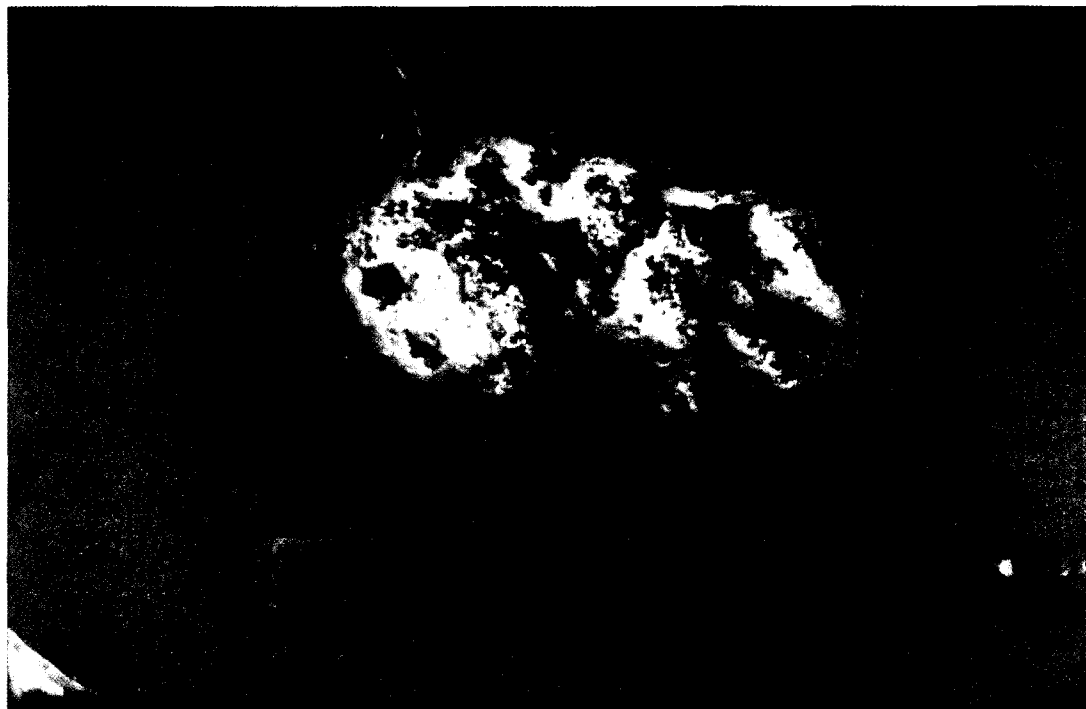


Рис. 2. Окатанный самородок платины весом 1810 г.
Обнаружен в россыпи р.Кондер 20 августа 1993 г.



Рис. 3. Уникальный самородок платины весом 3521 г.
Обнаружен 10 сентября 1993 г.

тонкокristаллической матовой мерцающей, нередко кавернозной поверхностью, содержат единичные вкрапленники хромшпинелидов размером 1-2 мм. Наиболее крупный самородок серебра весом более 200 г был найден в 1992 г. в россыпи ручья Прямого. Установленные на месторождении Кондёр шлиховые золото и серебро, вероятно, генетически связаны со становлением алданского и кет-капского магматических комплексов, определяющих золотоносность обширной территории, и во времени значительно оторваны от более ранней платиноидной минерализации.

Целым рядом исследователей подчеркивается сходство магматизма и иридиево-платиновой минерализации массивов Кондёрского комплекса и зональных массивов Платиноносного пояса Урала [6,10,13,14,17]. Ввиду этого, на сегодняшний день представляется актуальным и требует проверки на примере Кондёра замечание Н.К.Высоцкого о том, что в низовьях уральских платиноносных россыпей возможно обогащение их тонкой фракцией платинового осмирида или самородного осмия [3]. Данные предшественников по россыпи Нижнего Кондёра [11, Дудник и др., 1988] не позволяют однозначно ответить на этот вопрос. Можно предполагать, что данный процесс отчетливее всего должен быть проявлен на наиболее удаленном от коренного источника участке погребенной россыпи по реке Уоргалан.

Не менее актуальным, чем для Платиноносного пояса Урала, продолжает оставаться вопрос о рудной платиноносности Кондёрского массива. В результате проведенных здесь предшественниками поисковых работ значимых концентраций коренной платины не было установлено, ввиду чего получило распространение мнение о полной эродированности продуктивного горизонта, располагавшегося в апикальной части массива [5]. Следует отметить, что средний уровень эрозионного среза массива, не превышающий по отдельным оценкам 300-350 м [12] и уступающий уровню среза Чадскому и другим массивам, не дает оснований для столь категоричных суждений. Более того, целый ряд исследователей подчеркивают такие существенные признаки коренной платиноидной минерализации как металлометрический ореол платины в дунитовом ядре массива, более высокий геохимический фон элементов платиновой группы в скарнах, метасоматитах, пегматоидных разностях дунитов, рудных магнетитовых клинопироксенитов, широко развитых в юго-западной части массива [5,8,9,10,15,16]. На близость коренного источника недвусмысленно указывает присутствие в россыпи большого количества неокатанных и слабоокатанных самородков и зерен платины, описанных выше. Предположение о форми-

ровании их непосредственно в россыпи с учетом структурных особенностей представляется малосостоятельным. Вопрос об источнике самородков, в том числе правильной кристаллической формы, продолжает оставаться открытым. Возможно, эти источники являются весьма локальными [8].

Анализ пространственного распределения кристаллических самородков в россыпи позволяет предположить, что один из наиболее вероятных их коренных источников расположен на левобережье р.Кондёр в области водораздела ручьев Аномального и Прямого, где отмечено развитие характерных желтовато-зеленых кор выветривания дунитов, козьвитов и апатит-биотит-магнетитовых клинопироксенитов. Размеры скоплений платиновых минералов, представляющих практический интерес, в целом могут быть достаточно локальными, о чем свидетельствует опыт изучения уральских месторождений (Авроринское, Госшахта, Крутой Лог и др.), которые не превышали в поперечном сечении нескольких метров, а на поверхности зачастую были проявлены лишь отдельными прожилками [2,7]. Принципиально важно отметить также, что большинство уральских месторождений рудной платины залегает в наиболее эродированных частях дунитовых массивов.

Учитывая отрицательные в целом результаты поисков на основных водоразделах Кондёрской котловины, следует обратить более пристальное внимание на ее наиболее погруженные участки, тяготеющие к разрывным нарушениям. В свете всего сказанного достаточно очевидна необходимость систематического опробования и документации коренных пород, вскрываемых на значительных площадях при разработке россыпи и ранее труднодоступных для наблюдения. Не менее пристального внимания при поисках коренной платиноидной минерализации требует качественное совершенствование аналитической базы исследований и творческое переосмысление результатов предшественников.

Анализ сделанных наблюдений убеждает, что перспективы месторождения отнюдь не ограничиваются его россыпной платиноносностью, позволяет считать обоснованным мнение ряда исследователей о том, что в Кондёрском массиве могут быть и будут выявлены новые и уникальные типы коренной платиноидной минерализации. В заключение автор посвящает статью 10-летнему юбилею начала освоения Кондёра, выражает свою признательность геологу В.Е.Крот, инженеру-обогастителю В.П. Шевченко, другим сотрудникам АО "АМУР" и Таежной геологической экспедиции, принявшим участие в обсуждении поднятых здесь вопросов геологии этого уникального месторождения России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г.В. Кондёрский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 74с.
2. Бетехтин А.Г. Коренные месторождения платины на Урале.//Минералогия Урала, Т.1. М., 1954. С.25-57.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. ч.1-IV.Петроград.1923-1925.692с.
4. Геологическая карта СССР. Серия Алданская. Лист О-53-XXI.1:200000: Объясн. зап./Н.С.Шпак, А.С.Сурикова: Редактор А.Г.Кац. М.: Аэрогеология, 1980. 99с.
- 5.Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива/ Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. М.: Наука, 1994. 176с.
6. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита// Докл. АН СССР, 1978. Т.243, N4. С.991-994.
7. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып.108. Л., 1928. 56с.
8. Карсаков Л.П., Бердников Н.В. Условия образования и преобразования пород Кондёрского щелочно-ультраосновного массива и особенности локализации связанного с ним оруденения//Тихоокеан. геология. 1989. N 5. С.32-36.
9. Квасов А.И., Приходько В.С., Степашко А.А. Геохимия платиноидов и элементов группы железа в дунитах Кондёрского массива//Тихоокеан. геология.1988. N 6. С.108-111.
10. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платиноидная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. СПб: Недра, 1992. 217с.
11. Мочалов А.Г. Минеральные ряды минералогическо-геохимических типов россыпей платиноидов (основы

локального прогноза)//Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1994. С.225-233.

12. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов/Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. М.: Наука, 1994. 381с.

13. Орлова М.П., Соседко Т.А., Шаденков Е.М. Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Кондёрского массива// Минералог.критерии рудоносности. Л., 1981. С.140-149.

14. Остапчук В. И. Петрохимические особенности платиноносных интрузий Дальнего Востока// Тр. ассоц. Дальнедра. Хабаровск, 1992, N 2. С.144-154.

15. Приходько В.С., Землянухин В.Н., Квасов А.И. и др. Структурный анализ дунитового ядра Кондёрского массива в связи с его рудоносностью//Тез. докл. IV Дальневост. регион. петрогр. совещ. Южно-Сахалинск. 1988. С.44-45.

16. Приходько В.С., Степашко А.А., Землянухин В.Н. Структура дунитового ядра Кондёрского массива как основа локального прогноза коренной платины// Тихоокеан. геология. 1994. N 1. С.93-102.

17. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., и др. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119с.

18. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 292с.

19. Харкевич С.С., Крот В.Е. Кольцевой хребет Кондёр//Природа.1985. N 2. С.44-46.

20. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.

*“РОСАЛМАЗЗОЛОТО”, Артель старателей
“Амур” г. Хабаровск*

*Поступила в редакцию
1995 г.*

L.B.Sushkin

Characteristic features of native elements, the Konder deposit

This article deals with peculiarities elements of famous Konder platinum deposit, based on materials of its exploitation. Different types of gold and platinum, its morphology are described. Brief characteristics of unique platinum nuggets, which were mined there last years, is concerned. Particular attention is paid to regularities of location of platinum mineralization and naggets, in particular. The author provides his own view on its genesis and problem of ore platinumferrility of Konder massif.

Ю.Т.Гурулев, А.П.Матюнин, В.Г.Сахно, С.И.Дмитрук, С.С.Зимин

КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА (ПРИМОРЬЕ)

На севере Ханкайского массива на сочленении Матвеевского и Нахимовского жестких блоков в зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома выявлено более ста локальных изометричных положительных аномалий трубчатого типа. Бурение двух таких аномалий выявило наличие брекчий кимберлитоподобных пород, в составе которых были обнаружены осколки алмазов и кристаллы хромсодержащих пиропов, хромшпинелей, ильменитов и флогопитов. Анализ геологических, петрографических, петрохимических и минералогических данных позволяет сделать вывод, что породы, содержащие алмазы, относятся к кимберлитовой ассоциации взрывных фаций.

Находка в 1992-1994 гг. алмазов в Приморье явилась результатом аэромагнитной съемки и наземных заверочных работ, выполненных госпредприятием "Приморгеофизика" в северной части Ханкайского массива. Здесь, на сочленении Матвеевского и Нахимовского жестких блоков, в пределах разделяющей их синклиной Кабаргинской зоны с позднепротерозойской складчатостью, в зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (рис.1), выявлено аэромагнитной съемкой более ста локальных изометричных положительных аномалий Т (аномалии "трубчатого" типа). При наземной заверке ряда аномалий в двух из них (участок Курханский, рис.2) в керне скважин, пробуренных победитовыми коронками, обнаружены осколки кристаллов алмазов размером 0,2-0,7 мм. Последующее целенаправленное бурение с отбором шлиховых и малообъемных проб из дезинтегрированных пород в мощной (до 50-70м) коре выветривания подтвердило наличие осколков алмазов размерностью от 0,1 до 1,2 мм, а также сростков кристалла алмаза с сульфидами. Одной из скважин (N5) на глубине 20-37 м вскрыты массивные магматические брекчии щелочных ультрабазитов, в верхней дезинтегрированной части которых обнаружены мелкие (до 0,7 мм) зерна бесцветных алмазов, а также зерна хромита, ильменита, пироба (?), муассонита. Из массивных брекчий в интервале глубин 29-34 м скважины N 5 в обломочной части определены обломки кимберлитоподобных пород и измененных габбро.

Кимберлитоподобные породы плотные, твердые, темного цвета, с небольшими неясными полосками серпентинита, в котором содержатся более свежие первичные обломки. К ним приурочены скопления чешуек талька и тремолита. Значительная серпентинизация породы проявлена повсюду. По оптическим определениям серпентин можно отнести к лизардиту, который находится в ассоциации с



Рис. 1. Структурная позиция потенциальных кимберлитовых полей Кабарга-Тамгинской кимберлитовой провинции.

- 1 - Архейско-нижнепротерозойские жесткие блоки (микрократоны): гнейсы, гранито-гнейсы, мрамор;
- 2 - Кабаргинская структурно-формационная зона (КЗ) верхнепротерозойских эпиконтинентальных формаций: терригенной, карбонатной, железорудной;
- 3 - Силурийская терригенная формация (тамгинская серия);
- 4 - Сихотэ-Алинская геосинклиально-складчатая система (Малиновская структурно-формационная зона);
- 5 - Раннепалеозойские граниты (плутонические пояса);
- 6 - Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, риолиты;
- 7 - Зона Западно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома;
- 8 - Надвиги;
- 9 - Прочие разломы;
- 10 - Потенциальные кимберлитовые поля (1,2,3...);
- 11 - Курханское проявление алмазов.

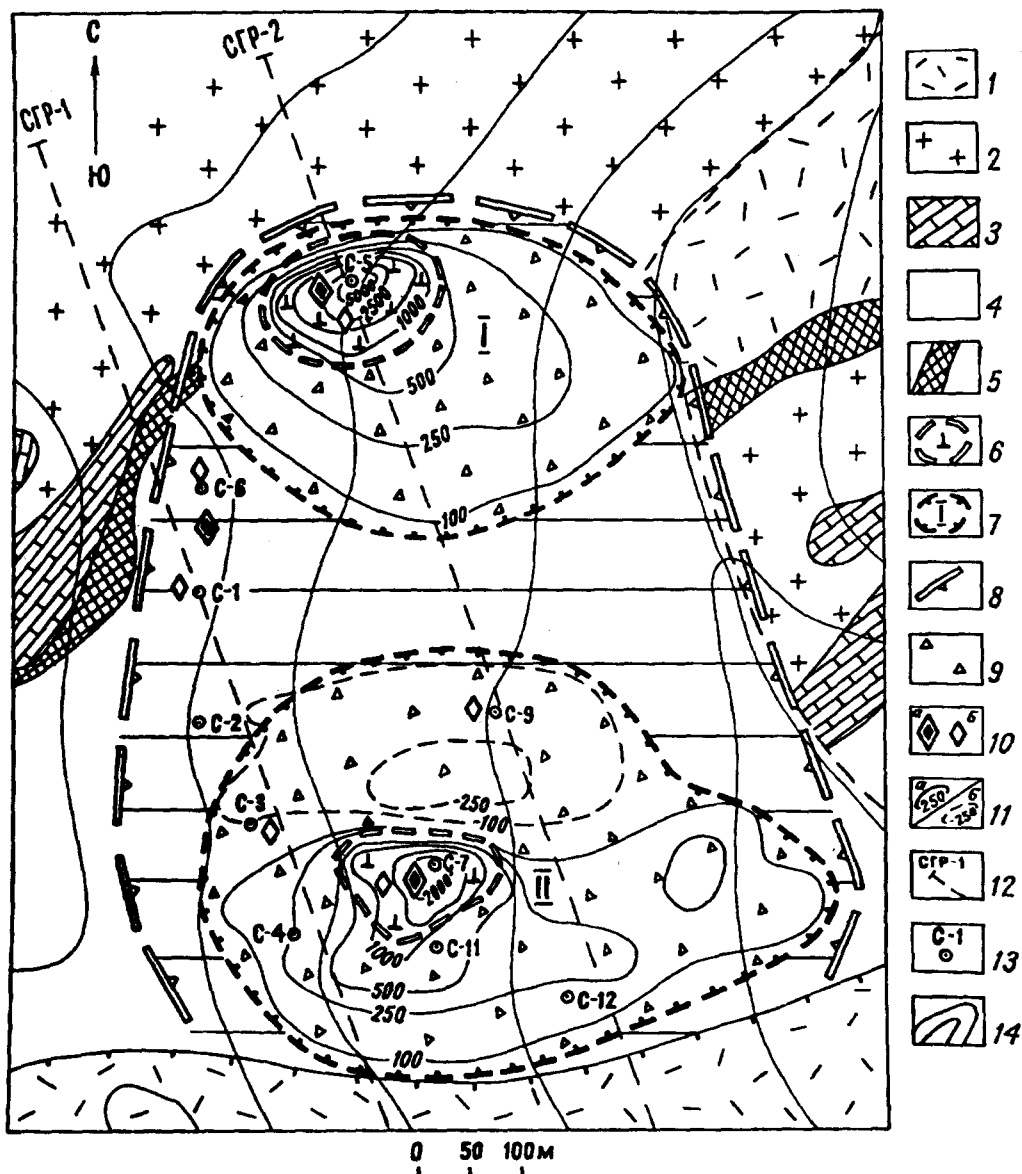


Рис.2. Курханский участок проявления кимберлитоподобных алмазоносных пород.

1 - Нижняя пермь, риолиты; 2 - Средний палеозой, граниты; 3 - Верхний протерозой. Метаморфизованные и скарнированные известняки и доломиты. Скарны с полиметаллической минерализацией (свинец, цинк, кадмий); 4 - Верхний протерозой. Толща переслаивания известняков, кремнистых и графитистых сланцев, железистых кварцитов; 5 - Минерализованные зоны дробления (свинец, цинк); 6 - Тела кимберлитовых брекчий, содержащих алмазы; 7 - Трубки взрыва: 1 - Хан, П - Маяк; 8 - Контур Курханской двойной диатремы, выполненной до глубины 40-80 м ксенобрекчиями на песчано-глинистом цементе; 9 - Ксенотуфобрекчия кимберлитовая (?); 10 - Алмазы и пиропы, обнаруженные при анализе: (а) - малообъемных проб (г.Тула), (б) - шлиховых проб (п.Кавалерово); 11 - Аномалии магнитного поля Т (нТл): а - положительные, б - отрицательные; 12 - Линии сейсмопрофилей; 13 - Скважины колонкового бурения, пробуренные на поисковой стадии (1992-1994 гг.); 14 - Изогипсы рельефа.

пылевидным рудным минералом (магнетитом), шестоватыми зернами тремолита и гранулированными зернами оливина. Первичная порода в участках, сохранившихся от грануляции, состоит из мелких изометричных, иногда вытянутых и игольчатых зерен оливина и полисинтетически сдвойникового бесцветного диопсида, слагающих основную массу с размерностью от 0,1 до 0,3 мм. На

фоне основной массы породы нередко видны давленные фенокристы оливина, величиной до 2,4 мм, и обломки зерен оливина и диопсида, величиной 0,5-0,6 мм. Наблюдаются единичные зерна диопсида с включениями мелких кристаллов оливина. Наряду с мелкими зернами оливина и диопсида встречаются чешуйки бледно-желтого флогопита, талька, мелкие зерна апатита и сдвойникового диопсида. Более

Химический состав пород Курханского поля, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	5-1-31	0-1778/6	0-1779/6	0-1778/4	0-1778/3	0-1778/6а	0-1778/8а	0-1778/8б	0-1778/5	0-1779/1	0-1779/5	0-1779/2	0-1779/3	0-1779/4	5-1-27	P-1
SiO ₂	40.12	39.23	35.22	42.50	40.59	40.74	37.89	42.17	36.89	41.26	42.27	37.97	46.23	46.79	43.08	36.59
TiO ₂	0.07	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.11	0.37	0.32	0.27	0.27	0.22	0.26	0.12
Al ₂ O ₃	0.54	0.51	0.58	0.23	0.19	0.30	0.28	0.70	11.85	14.99	14.23	13.50	17.58	19.35	10.75	1.55
Fe ₂ O ₃	6.47	2.87	7.77	2.89	3.98	4.70	9.57	14.78	9.03	4.18	8.09	3.62	2.63	4.10	6.34	2.23
FeO	7.69	11.53	8.27	13.24	14.39	10.42	10.71	6.73	13.09	12.81	10.94	11.36	10.92	8.10	14.07	3.94
MnO	0.47	0.28	0.33	0.37	0.38	0.24	0.27	0.17	0.21	0.28	0.17	0.35	0.21	0.19	0.41	0.15
MgO	35.44	36.08	41.24	34.59	35.50	36.36	34.63	21.23	8.84	10.18	6.30	18.35	6.42	6.30	10.19	39.62
CaO	2.84	3.33	0.11	3.89	2.63	3.54	0.64	1.57	14.95	5.13	4.70	4.09	5.55	5.13	8.28	2.13
Na ₂ O	0.17	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07	0.12	0.07	0.72	1.19	1.35	0.32	1.93	2.09	0.74	0.08
K ₂ O	0.50	0.08	0.31	0.08	0.04	0.09	0.12	0.39	1.34	3.15	4.14	1.13	4.12	4.94	1.62	0.12
P ₂ O ₅	0.23	0.03	0.15	0.13	0.16	0.21	0.17	0.20	0.15	0.13	0.15	0.14	0.15	0.19	0.24	0.23
H ₂ O [*]	-	0.43	0.33	0.20	0.27	0.36	2.06	4.39	0.35	0.31	0.27	0.86	0.16	0.29	-	9.23
ППП	3.85	5.79	5.10	1.42	1.53	2.47	3.07	7.22	2.73	5.57	6.52	7.80	3.58	2.80	3.85	3.04
Сумма	99.83	100.23	99.53	99.59	99.77	99.54	99.56	99.65	100.26	99.55	99.45	99.76	99.75	100.49	99.83	

Примечание. 1-7 - кимберлитоподобные серпентинизированные и тремолитизированные породы; 8 - с прожилками серпентина и большим количеством пылевидного магнетита; 9-15 - оливковые и амфиболовые габбро; 16 - кимберлит, трубка Русловая [2].
Анализы выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН, аналитик Л.В. Недашковская.

крупные (до 0,8 мм) чешуйки флогопита и их скопления приурочены к трещинам в породе. Зерна оливина в основной массе иногда пересекаются тонкими прожилками лизардита. Флогопит замещается зеленым хлоритом. Помимо фенокристов в породе встречаются обломки роговообманковых и оливиновых габбро. В породе отмечается карбонатизация.

В том случае, когда количество обломков габбро незначительно, по ряду минералогических особенностей, а именно: наличию оливина и полисинтетических сдвойникованных диопсидов в качестве фенокристов, присутствию этих минералов в основной массе, а также наличию кристаллов флогопита, данную породу с полным основанием можно отнести к кимберлитам или кимберлитоподобным породам. Химический состав (табл.1, N 1-7) подтверждает данный вывод. В то же время, отмечаются определенные колебания составов в различных обломках. Это прежде всего относится к железу и особенно к соотношению окисного и закисного железа. В меньшей степени отмечаются колебания глинозема и калия.

В скважине N 5 помимо обломков кимберлитов встречаются обломки габброидов. Их количество возрастает в верхней части скважины. Кимберлитовый матрикс в виде “жилок” и “цементирующей” массы едва просматривается в таких породах. Обломки габброидов в разной степени изменены, метаморфизованы, а в некоторых наблюдается скарирование. Основная часть габброидов представлена оливиновыми разностями, в меньшем количестве - роговообманковыми. По минералам развивается тремолит и хлорит. В некоторых обломках степень изменения настолько велика, что первичная порода может быть определена как апогабброид. Но брекчиевый характер устанавливается вполне определенно.

Одной из особенностей брекчиевых пород, где обломки габброидов доминируют, является наличие мелких прожилков и рассеянной вкрапленности сульфидов, содержащих такие минералы, как пентландит (виоларит), пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфосоли серебра (?).

Химический состав показывает (табл. 1, N 8-15), что колебания в составе габброидов значительные. Это относится не только к щелочам,

Таблица 2

Химический состав хромитов, мас.%

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0.29	0.23	0.21	0.22	0.28	0.25	0.34	0.29
Al ₂ O ₃	21.70	20.24	18.66	21.14	20.86	19.08	25.07	20.11
Cr ₂ O ₃	47.91	51.52	52.43	47.15	48.52	51.39	44.33	50.07
Fe ₂ O ₃	0.47	0.79	0.86	0.50	0.77	0.18	1.05	0.77
FeO	13.69	12.69	12.23	16.12	15.97	15.68	15.02	11.63
MnO	1.23	1.22	1.44	1.23	1.25	1.39	0.97	1.22
MgO	13.32	14.32	14.03	11.46	11.93	11.89	13.30	14.50
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	98.63	100.97	99.86	97.84	99.60	99.87	100.09	98.60
f	37.30	34.35	34.22	44.80	43.95	42.79	40.25	32.30
Cr/Cr+Al	59.70	63.06	65.33	59.93	60.94	64.37	54.26	62.55
Fe ³⁺ /sum(FeO)	3.01	5.32	5.92	2.73	4.17	1.04	5.92	5.61

Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе JXA-5A, аналитик В.И.Таскаев.

но и к магнию, кальцию и глинозему. Учитывая разную степень изменения обломков, хорошо диагностируемую как микроскопически, так и по данным разнообразия их химического состава, можно полагать, что их изменения связаны с этапом, предшествующим попаданию их в кимберлитовый матрикс. Процесс высокотемпературной (500-600°C) гидротермальной переработки (тремолитизация кимберлитов и габброидов) затронул всю породу в целом. Последующая наложенная стадия изменений связана с процессом более низкотемпературной переработки, при которой наблюдается отложение сульфидов, что очевидно связано с рудным этапом формирования расположенного в 0,5-1,5 км к западу Курханского полиметаллического месторождения.

Для диагностики типов алмазоносных пород большое значение имеют петролого-минералогические критерии и, особенно, наличие таких спутников, как хромшпинелиды, пикроильменит, гранат (пироп)*.

Наблюдаемая ассоциация минералов (алмаз, хромит, ильменит, оливин, магнетит, муассонит, циркон, гранат, сульфиды) в дезинтегрированных породах коры выветривания вряд ли может служить критерием для типизации алмазоносных пород. С этой целью были отобраны хромиты и проанализированы на микрозонде (табл.2).

Анализ хромитов показали, что только часть из них (2,3 и 6) приближается к составам хромитов из известных месторождений мира (трубка Ленинградская, Якутия; трубка Вессертон, Ю. Африка) по содержанию таких элементов, как хром и магний. Главным отличием от последних являются высокие концентрации глинозема и низкие - титана [2].

Таким образом, составы хромитов, собранных в коре выветривания, в полной мере не отражают принадлежности их к кимберлитовым породам. Однако по результатам обогащения и анализа пробы из скважины N 5 (инт.30 м), выполненных лабораторией ТулНИГП (г.Тула), из этих же пород (каменистая фракция) извлечено шесть зерен пироба.

Анализ геологических, петрографических, петрогеохимических и минералогических данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Породы скважины N 5, ее нижние горизонты (31-377 м), могут быть отнесены к кимберлитоподобным разностям с малым количеством ксеногенного материала, представленного, главным образом, измененным габброидам. Количество ксеногенного материала (габброидов) в верхних частях возрастает. Возможно верхняя часть "трубки" существенно представлена брекчиями с обломками габброидов и

ограниченным количеством кимберлитоподобного материала в виде матрикса.

2. Все породы скважины (кимберлитовые и обломки габброидов) метасоматически и гидротермально изменены, что выражается тремолитизацией и амфиболитизацией. Присутствие среди габброидов пород скарнированных обломков с гранатом говорит о высокотемпературном ороговиковании обломков. Это дает основание считать, что на весь материал "трубки" наложена минерализация, связанная с постгранитным полиметаллическим рудообразованием, проявившимся в непосредственно прилегающем с запада скарново-полиметаллическим Курханским месторождением. Это позволяет считать, что габброиды, измененные в разной степени, возможно были "переработаны" до попадания в кимберлиты. С более низкотемпературной гидротермальной деятельностью связаны отложения сульфидов: пентландита, халькопирита и сфалерита.

3. Кимберлиты района исследований от аналогичных пород других районов мира отличаются, прежде всего, низким содержанием титана и глинозема. Однако их составы не выходят за предел вариаций составов кимберлитов известных трубок мира и близки таковым трубки Русловой (Якутия).

4. Кимберлитоподобные ультраосновные породы, описанные выше, по своим особенностям (наличие в них обломков габброидов и их минералов, полисинтетически сдвойникового клинопироксена в основной массе, присутствие флогопита и игольчатых зерен оливинов) резко отличаются от гипербазитов Сихотэ-Алиня. Повышенное содержание в них железа, как и в гипербазитах этого региона, возможно обусловлено особенностями состава верхней мантии, на что указывалось ранее [1].

5. Возраст кимберлитоподобных алмазоносных пород по ряду геологических данных устанавливается условно как раннепалеозойский.

В заключении следует подчеркнуть, что данные по алмазоносным породам Западного Сихотэ-Алиня носят предварительный характер. Требуется углубленное изучение вещественного состава, детальная характеристика геологических особенностей и выяснение генезиса алмазоносных пород и структур.

Исследование этих пород, начатое еще в 1993 году, в силу определенных причин было приостановлено. Тем не менее, первые результаты исследований состава пород могут представлять интерес для геологов.

* по данным лаборатории ТулНИГП (г.Тула)

ЛИТЕРАТУРА

1. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.

2. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 511 с.

Приморгеолком ГГП "Приморгеофизика"
г. Владивосток

Поступила в редакцию
3 апреля 1995 г.

Yu. T. Gurulev, A. P. Matyunin, V. G. Sakhno, S. I. Dmitruk, S. S. Zimin

Kimberlite-like diamond-bearing rocks of the north Khanka massif (Primorye)

In the North Khanka massif at the boundary of Matveevsky and Nakhimovsky hard blocks in the zone of the west Sikhote-Alin deep fault more than a hundred of local isometric pipe-type positive anomalies have been revealed. Drilling of two such anomalies showed the existence of breccias of kimberlite-like rocks in which the splinters of diamonds and crystals of chrome-bearing pyropes, chrome-spinels, ilmenites, and flogopites have been found. Analysis of the geological, petrological, petrochemical, and mineralogical data allows the conclusion that the rocks containing diamonds belong to the kimberlite association of explosion facies.

Г.А.Гурьев

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В КАРБОНЕ-ПЕРМИ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Накопление мощных терригенных толщ Южного Верхоянья в карбоне-перми обусловлено процессами лавинной седиментации. Отложения карбона-ранней перми формировались на втором глобальном уровне лавинной седиментации (материковый склон + подножье), а образования поздней перми - на первом уровне (дельта). Осадконакопление происходило, в основном, в обстановке подводного конуса выноса и сопровождалось накоплением турбидитов (высокоплотностных и низкоплотностных), гравититов (обводненные и обломочные потоки, а также оползни и обвалы) и контуритов. Значения минимальных средних скоростей осадконакопления превышали граничное значение, по которому в современных бассейнах выделяют области лавинной седиментации. Основной вывод - в карбоне-перми регион развивался в режиме пассивной континентальной окраины.

В последнее десятилетие появилось много работ, посвященных лавинной седиментации [4,11,13,15 и др.]. Однако в большинстве из них анализируются образования от кайнозоя до современных и лишь в немногих [6,7,11,15,17] рассматриваются более древние.

С 1986 г. автор изучает "верхоянский" терригенный комплекс в пределах Южного Верхоянья (рис.1), где в позднепалеозойское время накопились

терригенные толщи общей мощностью более 10 000м. Состав комплекса однообразен и монотонен - это аргиллиты, алевролиты, песчаники; в нижней части комплекса, как правило, широко развиты карбонаты. Стратиграфическая схема отложений карбона и перми разработана Б.С.Абрамовым [1-3]. Характерной особенностью "верхоянского" комплекса является многопорядковая ритмичность, многие толщи имеют флишеидное строение (рис.2). Большие мощности и характерные структурно-текстурные признаки кластогенных толщ определили возможность реконструкции условий осадконакопления с позиций лавинной седиментации.

Изучив условия современной лавинной седиментации А.П.Лисицын [4] выделил три класса гравититов, характерных для лавинной седиментации: оползни и обвалы, отложения потоков разжиженного осадочного вещества, турбидиты; кроме того им выделены контуриты - переходный класс от гравититов к суспензитами. В той же работе А.П.Лисицын обосновал три глобальных уровня лавинной седиментации: первый - эстуарии и дельты рек мира, второй - основание континентального склона и третий - глубоководные желоба.

В результате проведенного анализа мы пришли к выводу о том, что в пределах Южного Верхоянья отложения поздней перми формировались на первом глобальном уровне (дельта), а образования карбона - ранней перми - на втором глобальном уровне (материковый склон + подножье). Среди последних нами выделяются турбидиты, гравититы и продукты их перемыва - контуриты.

Турбидиты тяготеют к нижней части разреза. Выделяются высокоплотностные и низкоплотностные разности. *Высокоплотностные турбидиты* приурочены к основанию "верхоянского" комплекса

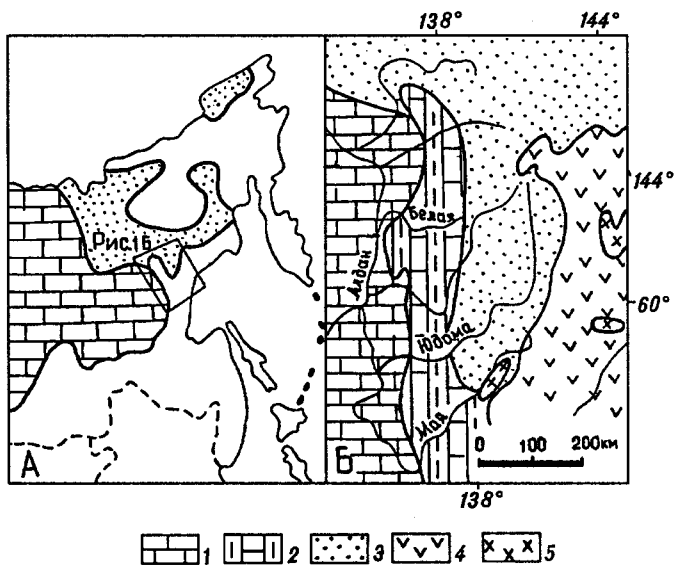


Рис.1. Местоположение рассматриваемого региона (А) и схема геологического строения Южного Верхоянья (Б).

1 - чехол Сибирской платформы (рифей-неоген); 2 - терригенно-карбонатный Сетте-Дабанский комплекс (рифей-верхний девон); 3 - терригенный Верхоянский комплекс (карбон-юра); 4 - вулканогенный Охотско-Чукотский комплекс (верхняя юра-палеоген); 5 - фундамент Охотского массива (архей-нижний протерозой).

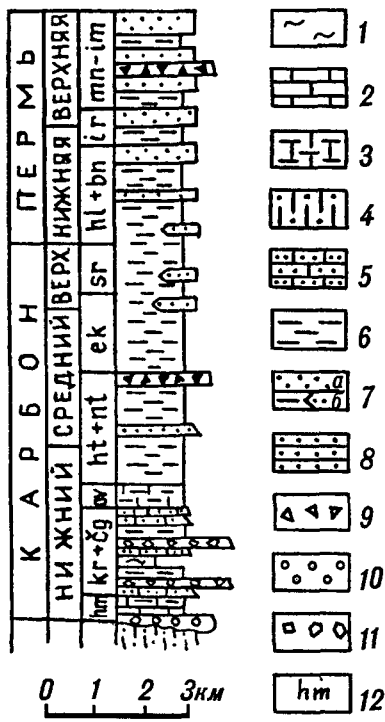


Рис.2. Стратиграфическая колонка

верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья

1-кремни, 2-известняки, 3-известковистые аргиллиты и алевролиты, 4-известковистые песчаники; 5-карбонатный флиш, 6-аргиллиты и алевролиты, 7-песчаники: площадные (а) и шнурковые (б), 8-флиш, 9-диамиктиты, 10-конгломераты, 11-отложения оползней и обвалов, 12-индексы свит: hm - хамамытская, kr - куранахская, и сг - чугучанская, ов - овлачанская, ht - хатынахская, nt - наталинская, ек - экачанская, сг - суркечанская, hl - халыинская, bn - бонсалчанская, ir - ырчакская, mn - менкеченская, см - чамбинская, im - имтачанская.

и установлены в куранахской свите, которая накапливалась со второй половины позднего турне по средневизейское время включительно. В это же время на участках, расположенных западнее полей выхода куранахской свиты, накапливались известняковые, типично шельфовые отложения гораздо меньшей мощности, содержащие обильную органику; известняки накапливались в обстановке внешней части шельфа [8]. Для турбидитов куранахской свиты характерно наличие полных или почти полных ритмов Боума с градационно-слоистыми биолито-кластическими калькаренидами песчано-гравелитовой размерности (рис.3а). Учитывая существенно карбонатный состав отложений, ритмичные (мощности ритмов, как правило, не более 10-20 см) толщи куранахской свиты следует относить к типичным карбонатным турбидитам, которые накапливались на склоне за пределами шельфа, что подтверждается широким развитием подводно-оползневых текстур

(рис.3б) и конволютной слоистости. Судя по различному составу флишевых ритмов, в них выделяются как проксимальные, так и дистальные фации. Таким образом, отложения куранахской свиты накапливались в нижней части крутого склона и на его подножье [10], но, судя по обилию карбонатного материала, выше уровня карбонатной компенсации. Большие глубины бассейна подтверждаются наличием слоев глинисто-кремнистых пород с многочисленными, однообразно ориентированными спикулами губок и редкими радиоляриями. Эти породы являются пелагическими и относятся к стандартной микрофации 1 фации впадин [8].

Низкоплотностные турбидиты характеризуются тонкоритмичным чередованием тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, тонкопараллельнослоистых алевролитов и алевро-аргиллитов с неслоистыми алевро-аргиллитами. Судя по структурно-текстурным особенностям (рис.3в), значительная часть рассматриваемых образований принадлежит к тонкозернистым (дистальным) турбидитам, представленным подразделениями С, D и, реже, В ритмов Боума. Турбидиты хатынахской и наталинской свит (средний карбон), образующие пласты и пачки, отлагались под воздействием потоков низкой плотности. Они образуют неполные ритмы Боума с редуцированной нижней частью. Обломочная фракция имеет полевошпат-кварцевый состав преимущественно алевролитовой размерности. Нередко в хатынахской свите отмечается конволютная слоистость и подводно-оползневые текстуры.

Гравититы в пределах Южного Верхоянья сформированы, по-видимому, обводненными и обломочными потоками, а также обвалами.

Отложения обводненных потоков типичны для толщ карбона и нижней перми и образуют как отдельные слои, так и мощные пачки пород гомогенизированного алевро-аргиллитового или алевро-песчаникового состава с многочисленными признаками подводно-оползневых процессов их формирования и текстурами внедрения относительно плотного потока в нелитифицированный осадок (рис.3г - текстура типа "пламени"). Наиболее характерным признаком этих образований является практически полное отсутствие слоистости и однородность состава. Они широко развиты в экачанской и наталинской свитах карбона, а также в халыинской и бонсалчанской свитах нижней перми. Образования данного типа нередко в литературе описываются как "отложения жидкотекучего потока" (fluidized flow) [13].

Отложения обломочных потоков уверенно распознаются в экачанской свите, реже в куранахской и сендученской свитах. Они сложены обломками

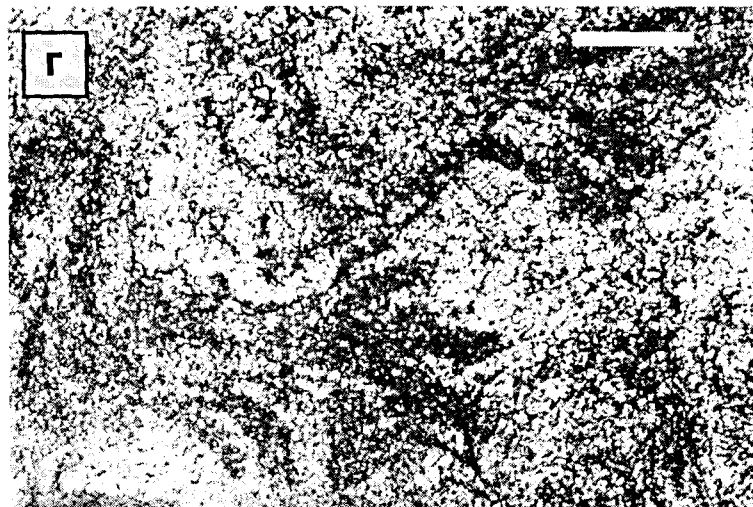
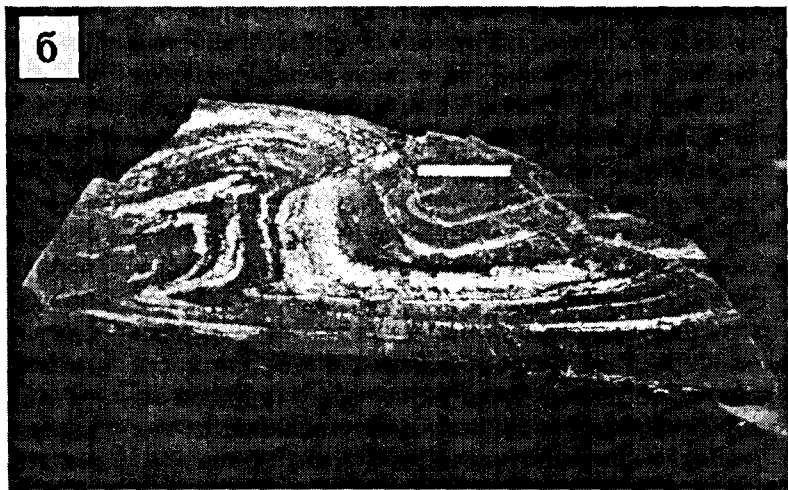


Рис.3. Типичные седиментогенные текстуры, иллюстрирующие основные механизмы осадконакопления "верхоянского" терригенного комплекса.

а - отложения высокоплотных турбидных потоков с отчетливой градиционной слоистостью; б - подводно-оползневые складки; в - отложения низкоплотных турбидных потоков; г - отложения обводненных потоков, внедрившихся в слаболитифицированный осадок (текстура типа "пламени"); д - микрооползневая текстура в отложениях высокоплотных потоков. На фотографиях штуфов (рис. а, б, в) длина масштабной полоски отвечает 4 см, а на фотографиях шлифов (рис. г, д) - 2 мм.

различного состава размером от первых миллиметров до десятков метров, погруженных в мелкозернистый матрикс. В экачанской свите такие обломки иногда ошибочно трактуются как известняковые конкреции и собранная в них фауна дает неправильное представление о возрасте свиты. Наиболее распространенным типом пород являются алевро-аргиллиты с микроползневыми текстурами (рис.3 д). Наличие хаотично разбросанных в глинистом матриксе оболочечных зерен вместе с текстурами типа "пламени" и знаками нагрузки однозначно указывает на то, что эти осадки имеют гравитационное происхождение, но плотность осадочного потока было выше, чем у турбидитов. Иногда отложения данного типа описываются как "турбидиты высокой плотности" [4], что подчеркивает как их генетическое сходство, так и различие с обычными турбидитами, формирующими ритмы Боума. Обилие микроползневых текстур свидетельствует о накоплении отложений на склоне, а отсутствие, как правило, грубообломочных пород объясняется удаленностью от источников сноса.

Оползни и обвалы достоверно установлены только в основании "верхоянского" терригенного комплекса - в куранахской свите на нескольких незначительных по площади участках. Как правило, они представлены пластами брекчий и конгломератов различной мощности (от 1-2 до 50-60 м) с подчиненным количеством турбидитов. Верхние части каналов фиксируются быстровыклинивающими телами конгломератов, рассекающими мелководные биокластические известняки. Обвалы крупных (несколько десятков метров) глыб фиксируются в куранахской свите на севере региона; их формирование происходило на крутом западном склоне одного из палеоостровов.

Контуриты. Отложения условно относимые к контуритам, наиболее отчетливо фиксируются в нижнепермских толщах, слагая слои мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Они представлены хорошо сортированными алевролитами и песчаниками полевошпат-кварцевого состава, имеют резкие контакты и иногда косослоистые. Песчаные контуриты тесно связаны с однородными глинистыми породами, часть из которых может рассматриваться как глинистые контуриты [16].

Учитывая тот факт, что большая часть отложений карбона-нижней перми накапливалась в глубоководных условиях (нижняя часть склона и подножье), приходится несколько иначе интерпретировать тесно связанные с ними образования, не имеющие текстур, типичных для глубоководных осадков. Так, в верхнекаменноугольных отложениях по всему анализируемому региону и в средне-верхнекаменноугольных южной части региона широко развиты породы с тонкой параллельной слоистостью при отсутствии

признаков градационной слоистости. Они не ассоциируются с тонкослоистыми турбидитами и характеризуются отчетливыми контактами всех слоев. Слоистость в данном случае обусловлена как бы исчезновением глинистого матрикса при сохранении обломочной фракции, что придает породе сходство с остаточным гравием. Если учесть хорошую сортировку при слабой окатанности зерен, то происхождение данной слоистости наиболее просто объяснить вымыванием глинистой составляющей и сортировкой обломков в результате действия медленных однонаправленных течений, при которых не образуется перекрестная косая слоистость, характерная для мелководных отложений. Такие медленные потоки, действующие в течение длительного времени, характерны для глубоководных условий подножья и обусловлены контурными течениями. Эти течения перерабатывали накопившиеся гравититы и турбидиты с образованием размывов. В результате действия контурных течений были образованы слои хорошо сортированных песчаников в верхнекаменноугольных и нижнепермских толщах, поскольку ленточную форму песчаниковых тел при отсутствии мелководных текстур легче всего обосновать именно глубинными течениями.

Верхнепермские толщи северной и центральной частей региона накапливались в обстановке мелководной части крупной дельты. Преобладают песчаники кварц-полевошпатового и

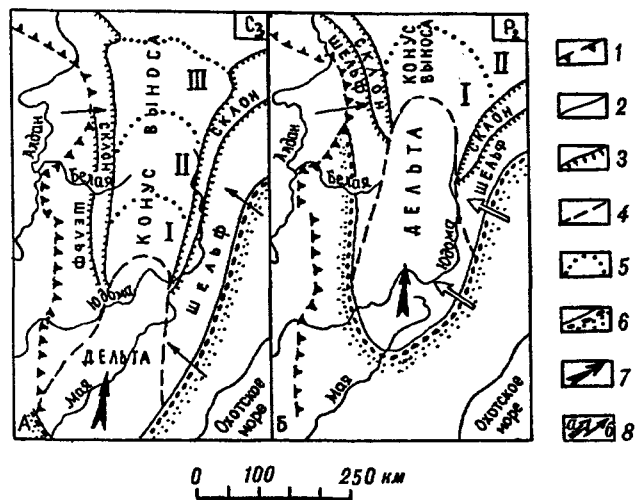


Рис.4. Палеогеографические схемы Южного Верхоянья (А - поздний карбон, Б - поздняя пермь).

1 - 2 - современные границы; 1 - восточная, Сибирской платформы; 2 - суши; 3-6 - палеограницы; 3 - шельфа и склона; 4 - дельты; 5 - подразделений подводного конуса выноса: 1 - верхняя часть, П - средняя часть, Ш - нижняя часть; 6 - суши; 7 - главное направление сноса осадков; 8 - второстепенные направления сноса осадков: преимущественно грубозернистых (а) - тонкозернистых (б).

полимиктового состава, в подчиненном количестве присутствуют гравелиты, алевролиты, реже аргиллиты. Широко развит известковый цемент. Начиная с ырчакской свиты, присутствуют скопления мелководной фауны, а на юге региона - флоры. Породы груборитмичны, в них отмечается отчетливая косяя (нередко перекрестная), волнистая и горизонтальная слоистость; градационная слоистость отсутствует.

Отложения большей части карбона и нижней перми можно трактовать либо как осадки подводного конуса выноса, либо как осадки склонового шлейфа. Отсутствие морфологически выраженных и характерных для верхней части конуса выноса подводных каналов свидетельствует о формировании этих осадков или в удаленной части склонового шлейфа, или в средней и нижней частях конуса выноса (рис.4а). Наиболее глубоководные осадки северной и центральной частей Южного Верхоянья накапливались в позднем карбоне и ранней перми и представлены отложениями обводненных потоков, алевролитовыми, песчаными и, возможно, глинистыми контуритами. В это время граница склона и подножья располагалась немного восточнее современной границы "верхоянского" терригенного комплекса и карбонатного палеозоя. Начиная со среднего карбона в наиболее южных выходах "верхоянского" комплекса распознаются дельтовые

фации. Дельта проградирует в северном направлении и к позднему карбону достигает широты р.Аллах-Юнь (рис.4а), а к концу перми охватывает значительную часть Южного Верхоянья (рис.4б), что привело к заполнению глубоководного прогиба и обмелению бассейна. Пермские отложения южной части региона содержат многочисленные слои гравелитов и конгломератов при преобладании полимиктовых песчаников; в них появляются остатки флоры, а крупная косяя слоистость является доминирующей текстурой.

Таким образом, отмечается отчетливая смена второго глобального уровня лавинной седиментации первым как по латерали (с юга на север), так и по вертикали (во времени).

Одной из основных характеристик лавинной седиментации является скорость осадконакопления. В качестве граничного значения для выделения современных областей лавинной седиментации А.П. Лисицын предлагает принять скорость более 100 мм/1000 лет (100Б) [4].

Оценка скоростей осадконакопления позднепалеозойских толщ, развитых в бассейнах рек Менкюле, В.Хандыги, Тыры, приводится в таблице. Цифры абсолютных возрастов взяты из книги "Шкала геологического времени" [9]. При оценке мощностей осадков до уплотнения использовались данные

Таблица

Оценка скоростей осадконакопления для различных периодов позднего палеозоя Южного Верхоянья

Возраст отложений	Свиты*)	Средняя мощность осадков (замеренная в м)	Усредненный коэффициент уплотнения	Минимальная мощность осадков до уплотнения (в м)	Продолжительность осадконакопления (в млн лет)	Минимальная средняя скорость осадконакопления (в мм/1000 лет)	Обстановки осадконакопления
P ₂ P ₁	P ₁₋₂ ir P ₁ hl+bn	2800 2750	1.3 1.8	3640 4950	10 28	364 177	дельта конус выноса
C ₃ C _{1sp} +C ₂	C ₃ sr C ₂₋₃ ek C ₂ nt C ₁₋₂ ht	600 2200	2.0 1.8	1200 3960	9 38	133 104	конус выноса конус выноса
C _{1v3}	C ₁ ov C ₁ çg	1300	1.6	2080	7	297	склоновый шлейф, либо конус выноса
C _{1t2-v2}	C ₁ kr C ₁ hm	1500 400	1.6 1.2	2400 480	14	171 34	склоновый шлейф шельф

Примечание. *) Свиты, согласно стратиграфической схемы Б.С.Абрамова [1,2,3] (см. рис.2)

Н.В.Логвиненко [5] и J.E. van Hinte [12]. Судя по данным Н.В.Логвиненко, мощность отложившихся глинистых осадков в процессе литификации уменьшается в 3-4 раза, а в песчаных - в 1,2 - 1,3 раза. J.E. van Hinte приводит несколько другие данные, согласно которым мощность литифицированных глинистых осадков в зависимости от мощности последующего перекрытия (при значении этого перекрытия более 1000 м) сокращается в 1,6 - 1,7 раза. Автором при пересчете принимается сокращение мощности глинистых осадков после литификации, как минимум, в 2 раза, а песчаных - в 1,25 раза. Следует сразу оговориться, что эти значения принимаются без учета изменения мощности в результате последующих тектонических движений, на активность которых указывает интенсивно проявленный кливаж, один из важнейших признаков наличия пластических деформаций.

Приведенные в таблице минимальные средние скорости осадконакопления ниже действительных, так как при современном состоянии биостратиграфической шкалы карбона-перми, составленной по значительно территориально разобщенным участкам региона, невозможно оценить возрастной объем перерывов в осадконакоплении. При этом необходимо учесть, что для раннего карбона отчетливо фиксируются участки, где либо за вторую половину турне, либо за ранневизейское время накопилось чуть менее 1000 м осадков, то есть скорость осадконакопления составляла 300-400 Б. И, тем не менее, из таблицы видно, что все значения минимальных средних скоростей осадконакопления, как правило, превышают граничное значение, по которому выделяют области лавинной седиментации. Резкий скачок скорости осадконакопления на рубеже ранняя - поздняя пермь, скорее всего, объясняется тем, что в ранней перми, а, возможно, и в позднем карбоне, осадконакопление происходило в условиях некомпенсированного прогибания, а с конца ранней перми началось интенсивное заполнение образовавшегося Южно-Верхоянского прогиба. Следует также отметить направленное нарастание глубины прогиба, начиная с раннего карбона, косвенным признаком чего служат данные по содержанию карбонатной примеси в толщах. Образования кураханской свиты содержат большое количество карбонатного материала и на большой территории накапливались, как уже говорилось, выше уровня карбонатной компенсации. Залегающие выше чугучанская и овлачанская свиты содержат примесь карбонатного материала в незначительном количестве, причем в более восточных разрезах свит известковистость отсутствует, а начиная со среднего карбона примесь карбонатного материала практически не фиксируется.

Периоды наивысших скоростей седиментации (середина раннего карбона и, особенно, поздняя пермь) совпадают с периодами глобального падения уровня Мирового океана [4,14].

Проведенное изучение условий лавинной седиментации в Южном Верхоянье в позднем палеозое позволяет сделать три основных вывода.

1. Регионально проявленные процессы лавинной седиментации при отсутствии признаков существования глубоководных желобов и вулканических островных дуг в пределах Южного Верхоянья в кабоне-перми позволяют утверждать, что регион в это время развивался в режиме пассивной континентальной окраины.

2. В разрезе верхнепалеозойской части верхоянского комплекса существенную роль играют отложения фаций CDE, которые широко развиты в пределах средней и нижней частей подводного конуса выноса.

3. В терригенных толщах такого происхождения отчетливо выделяются две принципиально различные группы осадочных тел: конформные береговой линии и дисконформные. К первым относятся группы осадочных тел шельфа и склонового шлейфа, ко вторым - дельты и подводного конуса выноса. Каждая из этих пар обстановок осадконакопления образуют свой латеральный ряд. Это может иметь значение не только при фациальном анализе, но и представляется важным для выяснения условий локализации оруденения различного типа в терригенных толщах. Работа выполнена при частичной поддержке Международного Научного Фонда (грант R 18000).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б.С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М.: Наука, 1970. 177 с.
2. Абрамов Б.С., Григорьева А.Г. Биостратиграфия и брахиподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 166 с.
3. Абрамов Б.С., Григорьева А.Г. Биостратиграфия и брахиподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 208 с.
4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
5. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
6. Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
7. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
8. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 403 с.
9. Харленд У.Б. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

10. Худoley А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье)// Литология и полезные ископаемые. 1991. N5. С.106-116.

11. Submarine fans and related turbidite systems/ Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. (eds). New York: Springer Verlag. 1985. 351 p.

12. Hinte van J.E. Geohistory analysis-application of micropaleontology geology in exploration geology// AAPG Bulletin, 1978. V. 82, N 12. P.201-223.

13. Sandstone depositional environments/ Scholle P.A., Spearing D. (eds.). AAPG Mem. 31, 1982. 410 p.

14. Shanmugham G., Muiola R.J. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites// Geology. 1982. V.10, N 5. P.231-235.

15. Shanmugham G., Muiola R.J. Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential //Earth-Science Reviews. 1988. V.24, N 2. P.383-428.

16. Stow D.A.V., Lovell J.P.B. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments// Earth-Science Reviews. 1979. V.14, N 3. P.251-291.

17. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies /Stow D.A.V., Piper D.S.W. (eds). Geological Society of London Special Publication.Oxford, 1984. N 15. 646 p.

*Всероссийский научно-исследовательский институт
имени А.П.Карпинского
г. Санкт-Петербург*

*Поступила в редакцию
4 июля 1994 г.*

G.A.Guriev

Avalanching sedimentation in Carboniferous-Permian of South Verkhoyansk

Deposition of a thick terrigenous succession of South Verkhoyansk in Carboniferous-Permian was related to the avalanching sedimentation. Carboniferous-Early Permian units were formed on the second global level of the avalanching sedimentation (continental slope + rise) whereas those of the Late Permian - on the first level (delta). Sedimentation took place mainly in a submarine fan environments and was accompanied by deposition of turbidites (high- and low-density), gravitites (fluidized and debris flows as well as slides and slumps) and contourites. The minimum mean sedimentation rates exceeded boundary value for recognition the avalanching sedimentation in modern basins. The main conclusion is that in the Carboniferous-Permian the study area was passive continental margin.

М.В.Галкина, Г.Г.Зырянова

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПОРОД ДАГИНСКОГО ГОРИЗОНТА МОНГИ-ПАРОМАЙСКОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Рентгеноструктурным анализом глинистых минералов цементов песчано-алевритовых пород дагинского горизонта уточнены состав и структура смешанослойных образований. Установлено, что на палеоглубине 4600 м и при палеотемпературе 130°C происходит снижение содержания разбухающей фазы с 20-35% до 10-20%. В глинах этот процесс протекает медленнее. Подобное снижение в них отмечается на палеоглубине 5200 м. Основную роль в степени упорядоченности структур смешанослойных минералов играет палеотемпература. Установлено, что при определенной палеотемпературе формировался определенный тип структур смешанослойных минералов ряда иллит-монтмориллонит: до 110°C - неупорядоченный, 110-130°C - низкой степени упорядоченности, более 130°C - упорядоченный. Следовательно, они могут служить геотермометром и являться индикатором катагенетических преобразований пород.

В многочисленных работах как зарубежных, так и отечественных исследователей, изучающих особенности состава и структуры смешанослойных минералов, отмечается, что последние являются чувкими индикаторами, способными фиксировать динамику изменения физико-химических условий отдельных этапов и стадий различных геологических процессов.

Рядом исследователей [3] на примере мезозойских отложений Западной Сибири показано, что в песчаниках гидрослюдизация монтмориллонита (переход монтмориллонита и смешанослойных образований различного генезиса с содержанием лабильных пакетов более 40% в менее разбухающие разности) наблюдается в весьма узком температурном интервале - 45-70°C. Температурный фактор рассматривается авторами как второстепенный. В качестве основного фактора, определяющего последовательность уменьшения лабильных пакетов в структуре смешанослойных минералов, принимается глубина максимального погружения пород.

При изучении смешанослойных минералов в нефтегазоносных породах ряда районов установлено [2], что граница резкого снижения содержания разбухающих слоев в структуре смешанослойных минералов для палеозойских отложений располагается на глубине около 2000 м, для мезозойских и особенно палеоген-неогеновых отложений она опускается ниже 3000 м.

В распределении глинистых минералов в неогеновом разрезе Северного Сахалина с учетом палеоглубины погружения осадков Уткиной А.И., Иваньшиной Л.П. [1] выделена следующая зональ-

ность: до палеоглубины 4500 м глины имеют полиминеральный состав, ниже он становится двухкомпонентным - гидрослюда и смешанослойные гидрослюдистого ряда. Палеотемпература трансфор-

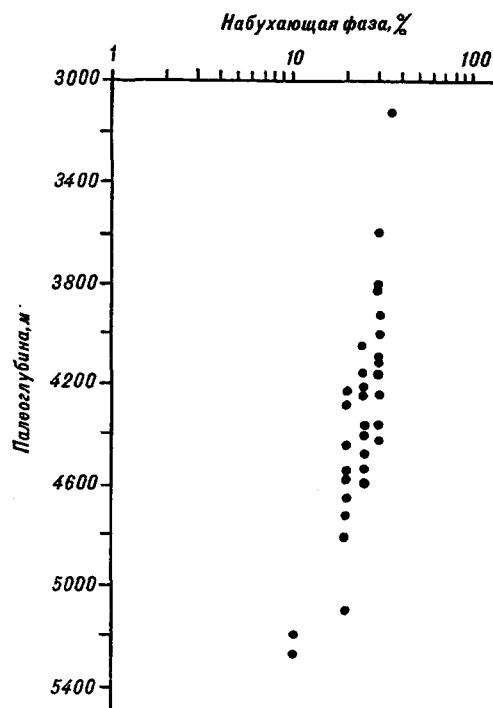


Рис. 1 График зависимости содержания набухающей фазы смешанослойных минералов глинистого цемента песчано-алевритовых пород от палеоглубины.

мации полиминеральных глин в гидрослюду и смешанослойные образования определена в 137°C.

Новые данные, полученные в результате исследования глинистых минералов с помощью рентгеноструктурного анализа, позволили уточнить особенности состава и структуры смешанослойных минералов глинистых цементов песчано-алевритовых пород в пределах Монги-Паромайского района.

Основными определяющими элементами глинистого цемента являются каолинит с межплоскостным расстоянием $d_{001} = 10,05 \text{ \AA}$, хлорит с $d_{001} = 7,14 \text{ \AA}$, гидрослюда с $d_{001} = 13,8 \text{ \AA}$ и смешанослойные минералы. Последние образованы чередованием монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов. Рефлексы от смешанослойных минералов на дифрактограммах сопутствуют рефлексам от гидрослюды.

Для характеристики степени гидрослюдизации монтмориллонита в смешанослойных минералах в

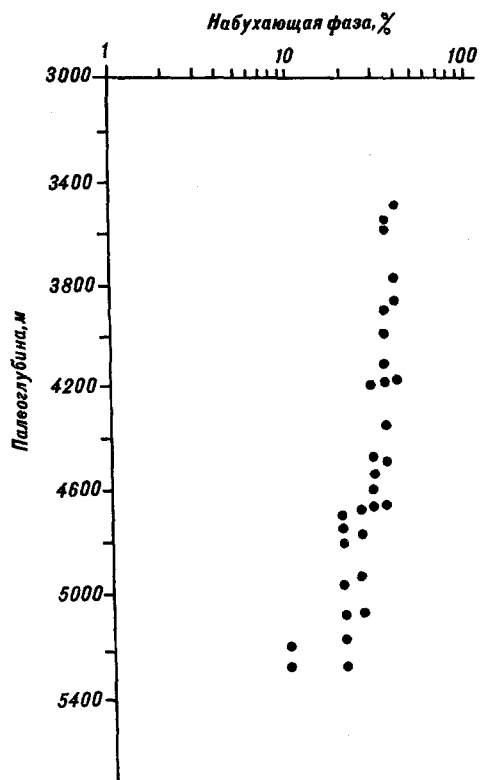


Рис.2 График зависимости содержания набухающей фазы смешанослойных минералов основной массы глин от палеоглубины.

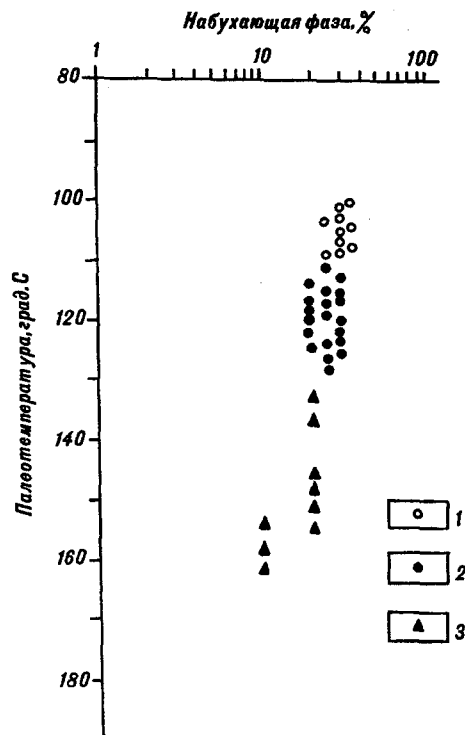


Рис.3 График зависимости содержания набухающей фазы смешанослойных минералов от палеотемпературы.

1-3 - Типы структур смешанослойных минералов по степени упорядоченности: неупорядоченный (1), низкой степени упорядоченности (2), упорядоченный (3).

разреze дагинского горизонта исследуемого района нами построены графики, на которых по оси абсцисс откладывалось содержание набухающих пакетов, по оси ординат - глубина максимального погружения пород (рис.1,2) и палеотемпература (рис.3).

Как видно из рис. 1, смешанослойные минералы глинистых цементов песчано-алевритовых пород уже на палеоглубинах 3-4,6 км характеризуются относительно невысоким содержанием набухающих пакетов (20-35%). На палеоглубинах свыше 4,6 км количество последних снижается и не превышает 10-20%.

В глинах гидрослюдизация монтмориллонита в смешанослойных минералах происходит медленнее, чем в песчано-алевритовых породах. Так, на палеоглубине 4600 м количество разбухающих пакетов в смешанослойных образованиях глинистых пород составляет 20-35%, и лишь на палеоглубине 5200 м набухающая фаза уменьшается до 10-20% (рис.2).

На графике зависимости набухающей фазы от палеотемпературы видно, что уменьшение содержания набухающих пакетов в смешанослойных образованиях происходит в исследуемом районе при 130°C,

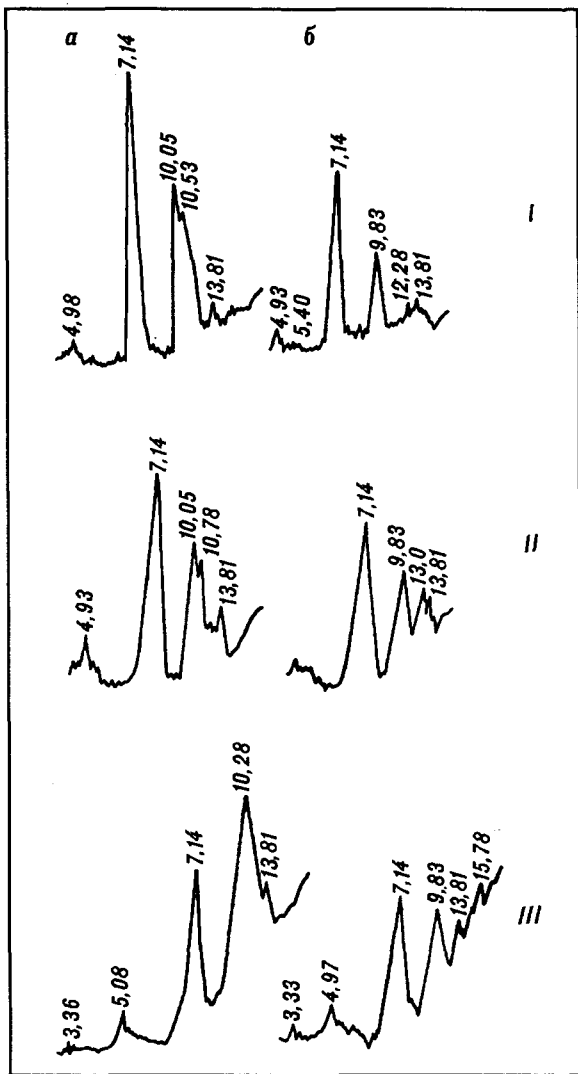


Рис.4 Дифрактометрические кривые глинистой фракции песчано-алевритовых пород дагинского горизонта месторождения им. Р.С.Мирзоева.

I-Ш - Типы структур смешанослойных минералов по степени упорядоченности: I - неупорядоченный, II - низкой степени упорядоченности, Ш - близкая к упорядоченной.

Дифрактограммы: а) исходных воздушно-сухих препаратов б) препаратов, насыщенных этиленгликолем. 7,14; 10,05 - межплоскостные расстояния в анстрамах (А).

что несколько ниже, чем определенная ранее температура для неогеновых пород Северного Сахалина в целом, когда для построений и выводов использовались данные как по глинистым, так и по песчаным разностям пород [1].

Таким образом, в исследуемом районе в глинистых цементах песчано-алевритовых пород уменьшение лабильных пакетов в структуре

смешанослойных минералов до 10-20% происходит при палеотемпературе 130°C и на палеоглубине 4600 м. Для глин эта палеоглубина составляет 5200 м.

Кроме выявления закономерностей эпигенетических изменений смешанослойных минералов с глубиной и повышением палеотемператур, нами изучались закономерности изменения структур разбухающих минералов, связанных со степенью упорядоченности последних.

При анализе характера дифракционных картин от смешанослойных образований в глинистом цементе песчано-алевритовых пород из нескольких скважин месторождения им.Р.С.Мирзоева (на глубинах 3300-4000 м) авторами было выделено три типа структур (рис.4).

Основное различие между выделенными типами заключается в отсутствии или наличии самостоятельного рефлекса как на дифрактограммах исходных воздушно-сухих препаратов, так и на кривых от препаратов, насыщенных этиленгликолем.

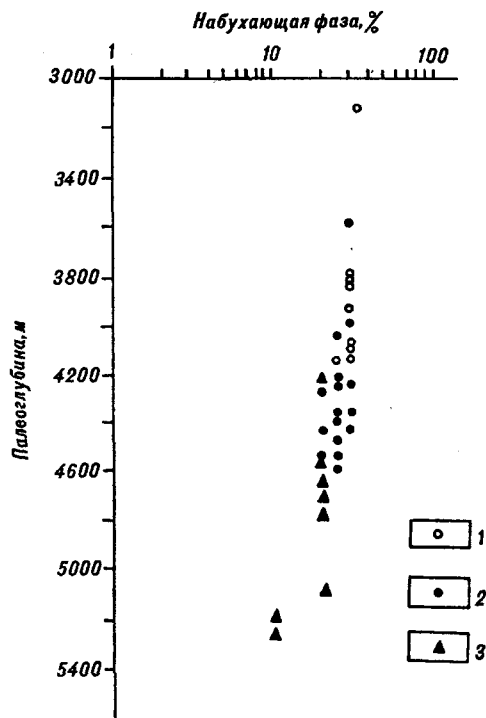


Рис.5 График зависимости содержания набухающей фазы смешанослойных минералов от палеоглубины.

Условные обозначения см. на рис.3.

При отсутствии самостоятельного рефлекса от минерала с межплоскостным расстоянием порядка 11 \AA о его наличии можно судить только по размытию рефлекса гидрослюды в направлении меньших углов и появлению рефлекса с межплоскостным расстоянием $13-14,7 \text{ \AA}$ на дифрактограммах препаратов, насыщенных этиленгликолем. Эти структуры были определены как неупорядоченные (рис.4, I тип). Структуры с низкой степенью упорядоченности дают самостоятельный рефлекс от межплоскостного расстояния 11 \AA с его смещением после разбухания до 13 \AA (рис. 4, II тип). Структуры, которые дают самостоятельный рефлекс от межплоскостного расстояния 11 \AA с его смещением после разбухания до 13 \AA и серию нецелочисленных рефлексов высших порядков, были определены, как структуры, близкие к упорядоченным (рис.4, III тип). Упорядочение структуры смешанослойных минералов авторы связывали из-за ограниченного количества данных с изменением глубины залегания пород.

В дальнейшем, нами изучалось изменение типов структур смешанослойных минералов в глинистых цементах песчано-алевритовых пород по разрезам шести месторождений и площадей Монги-Паромайского района (Усть-Томи, Монги, им. Р.С. Мирзоева, Усть-Эвай, Усть-Боатасино и Восточный Пильтун). На графике зависимости набухающей фазы от палеотемпературы (которая определялась с помощью современных геотермальных градиентов и глубин максимального погружения) отчетливо видно, что каждому типу структур соответствует определенный температурный интервал: 1 типу - до 110°C , 2 типу - $110-130^{\circ}\text{C}$, 3 типу - более 130°C (рис.3).

В то же время, на графике зависимости содержания набухающей фазы от палеоглубины (рис.5) видно, что степень упорядоченности структур смешанослойных минералов в одних и тех же интервалах палеоглубин может быть различна. Это дает возможность утверждать, что основную роль в степени упорядоченности смешанослойных минералов играет палеотемпература.

ВЫВОДЫ

1. При изучении смешанослойных минералов глинистых цементов песчано-алевритовых пород дагинского горизонта установлено, что на палеоглубине 4600 м и при палеотемпературе 130°C

происходит снижение содержания разбухающей фазы с $20-35\%$ до $10-20\%$. В глинах этот процесс протекает медленнее, уменьшение лабильных пакетов в смешанослойных минералах до $10-20\%$ отмечается на палеоглубине 5200 м .

2. Установлено, что выделенные ранее на месторождении им.Р.С.Мирзоева три типа структур смешанослойных минералов по степени их упорядоченности, встречаются на всех изученных нами площадях и месторождениях Монги-Паромайского района.

3. Основную роль в степени упорядоченности структур смешанослойных минералов играет палеотемпература.

4. При изучении закономерностей изменения структур смешанослойных минералов, по степени их упорядоченности, установлено, что каждому из трех выделенных типов соответствует определенный палеотемпературный интервал: 1 типу - до 110°C , 2 типу - $110-130^{\circ}\text{C}$, 3 типу - более 130°C .

5. Смешанослойные минералы глинистых цементов песчано-алевритовых пород дагинского горизонта в пределах Монги-Паромайского района могут служить геотермометром. Степень упорядоченности структуры смешанослойных образований ряда иллит-монтмориллонит можно рассматривать в качестве индикатора катагенетических преобразований песчано-алевритовых пород на различных глубинах в пределах дагинского горизонта на площадях, где отсутствуют данные об отражательной способности витринита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванышина Л.П., Буценко Р.Л., Брутман В.Ш. и др. Прогнозирование экранирующих свойств пород на основе анализа их эволюции в ходе литогенеза (на примере терригенных толщ о.Сахалин). Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. III Всесоюзная конференция 1-3 февраля 1983 г. Тезисы докладов.

2. Котельников Д.Д., Виноградов В.Г., Дзюбло А.Д. О различной термодинамической устойчивости ди- и триоктаэдрических смешанослойных образований при погружении пород на большие глубины// Тр. МИНХ и ГП. Вып.123. М.: Недра, 1977. С.132-137.

3. Лебедев Б.А., Аристова Г.Б., Бро Е.Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрывшек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 132 с. (М-во геологии СССР). Всесоюз.нефт.науч.-исслед.геол.-развед.ин-т Труды, вып.361).

СахалинНИПИморнефть
г.Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
22 декабря 1994 г.

M.V.Galkina, G.G.Zyryanova

Epigenetic alterations of mixed-layers in the argillaceous cements of the sandy-siltstone rocks of the Darginsky horizon (Mongi-Paromaisky district, North Sakhalin)

The composition and structure of the mixed-layers are specified by the roentgenostructural analysis of the argillaceous cements of the sandy-siltstone rocks of the Darginsky horizon. It is considered that the swelling out phase content is reduced from 20-35% to 10-20% at the paleodepth of 4600 m and when the paleotemperature is 130°C. This process is slower in the clays. The same reduction in them is observed at the depth of 5200 m at the temperature of 145°C. It is noted that paleotemperature plays an important role in the regulation of the mixed-layer mineral structures. A certain structure type formation of the mixed-layers of illite-montmorillonite group is related to a certain paleotemperature. Unregulated mixed-layer minerals generate when the paleotemperature is up to 110°C, low regulated minerals occur when the temperature is 110-130°C, and regulated ones are observed at the temperature of above 130°C. Therefore, they can serve as a geothermometer and an indicator of the catagenetic rock transformations.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ

В институте тектоники и геофизики ДВО РАН выпущены библиографические указатели :

1. Меловой период Дальнего Востока : стратиграфия, вулканизм, седиментация, тектоника и полезные ископаемые. (Библиографический указатель 1960 - 1993 гг)
2. Библиографический указатель статей, опубликованных в журнале "Тихоокеанская геология" (1982 - 1992 гг).

Заявки направлять по адресу :

680000 г. Хабаровск ул. Ким Ю Чена, 65. Институт тектоники и геофизики
Ставицкой С. М.
телефон: 21 - 08 - 59 Fax: 4212 333 - 743 E-mail: galina@itig.khabarovsk.su
Цена договорная.

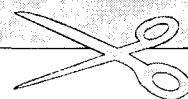
Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие издало в 1995 г. материалы IV Дальневосточного межведомственного регионального стратиграфического совещания проведенного в г.Хабаровске в 1990г.

Издание представляет собой комплект схем стратиграфии докембрия и всех систем фанерозоя (за исключением четвертичной) территории Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (в пределах Хабаровского и Приморского краев, Амурской, Читинской областей и Еврейской автономной области). Схемы сопровождаются объяснительной запиской.

Авторы схем ведущие геологи-стратиграфы геолого-съёмочных предприятий региона, научно-исследовательских институтов и ВУЗов России.

Заявки на "Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья" направлять по адресу:
680063 г.Хабаровск, ул. К. Маркса 74, Хабаровское ГГП.
Цена договорная.

Заявка



Ф.И.О., или организация

название издания:-----

количество экземпляров: _____

АДРЕС: _____

Оригинал-макет журнала изготовлен И.Е.Авдеевой
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г.Хабаровск, ул. Ким Ю Чена ,65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91 г. Подписано к печати 15.08.95 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 15. Уч.-изд.л. 11,79.
Тираж 300 экз. Заказ 296.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1995. Т. 14, № 5