

Том 19, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2000

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Ю. И. Бакулин. К 300- летию Указа рудокопных дел и 150- летию геологических исследований Приамурья 3

Металлогения

В.И. Сухов. Металлогеническое районирование территории Дальнего Востока России 7
Л.В.Эйрши. О золоторудных системах Амурской области (Россия) 21

Магматизм

В.Е. Стриха, Н.Н. Петрук, К.Д. Вахтомин, И.П. Вольская, А.М. Кориунов, Ю.П. Шергина. Геология хайкинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) 25
М.Е. Мельников, В.Б. Подишвейт, И.А. Пуляева, Эр.Б. Невретдинов. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) 38

Седиментология

А.С. Астахов, С.А. Горбаренко, Н.Г. Ващенко, Ю.Г. Волохин. Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря 47
А.М. Короткий, Н.Г. Разжигаева, Т.А. Гребенникова, Л.М. Мохова, В.Б. Базарова, Л.Д. Сулержицкий, К.А. Лутаенко. Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) 61

Геофизика

М.Н. Лунева, Д.В. Дроздин, В.Е. Овчинников. Изучение расщепления поперечных волн от землетрясений 1998 года на полуострове Камчатка 78
С.В. Ворошин, В.М. Шарафутдинов, Е.Э. Тюкова. Аномалии петромагнитных параметров, обусловленные сульфидной минерализацией, и прогноз оруденения в Яно-Колымском золотоносном поясе 91
В.Г. Быков. Модель инициирования сейсмической подвижки в неоднородном разломе земной коры 105

Морфотектоника

Г.Ф. Уфимцев. Третье лицо геотектоники 111

Рецензии

Н.А. Шило, Н.Г. Патык-Кара. О книге "Постмагматические минералы кимберлитов" 121

CONTENTS

<i>Yu. I. Bakulin.</i> 300 th anniversary of the Decree on Mining and 150 th anniversary of geological research in the Amur region	3
Metallogeny	
<i>V. I. Sukhov.</i> Metallogenic zoning of the territory of the Russian Far East	7
<i>L. V. Eirish.</i> Gold-bearing systems of Amur region (Russia)	21
Magmatism	
<i>V.E. Strikha, N.N. Petruk, K.D. Vakhtomin, I.P. Volskaya, A.M. Korshunov, Yu.P. Shergina.</i> Geology and genesis of the Khaikta intrusive complex of the Upper Priamurye	25
<i>M.Ye. Melnikov, V.B. Podschuveit, I.A.Pulyaeva, Er.B. Nevretdinov.</i> Middle Miocene volcanic structures on the Dalmorgeologiya Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)	38
Sedimentology	
<i>A.S. Astakhov, S.A.Gorbarenko, N.G.Vashchenkova, Yu.G.Volokhin.</i> Manganese distribution and accumulation rates in bottom sediments of the Sea of Okhotsk	47
<i>A.M. Korotkiy, N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, L.M. Mokhova. B. Bazarova, L.D. Superzhitskiy, K.A. Lutaenko.</i> Late Pleistocene-Holocene sedimentation and paleolandscapes of the Kurilka River basin (Iturup Island, Kuriles)	61
Geophysics	
<i>M.N. Luneva, D.V. Droznin, V.E. Ovchinnikov.</i> Shear wave splitting study on Kamchatka Peninsula from earthquakes of 1998	78
<i>S.V.Voroshin, V.M. Sharafutdinov, Ye.E. Tyukova.</i> Anomalies of petromagnetic parameters conditioned by sulfide mineralization established by mineralization forecasting in the Yana-Kolyma gold-bearing belt	91
<i>V. G. Bykov.</i> Model of seismic slip initiation in the inhomogeneous crustal fault	105
Morphotectonics	
<i>G.F. Ufimtsev.</i> The third face of geotectonics	111
Reviews	
<i>N.A. Shilo, N.G. Patyk-Kara.</i> The book "Postmagmatic minerals of kimberlites"	121

**К 300-ЛЕТИЮ УКАЗА РУДОКОПНЫХ ДЕЛ И 150-ЛЕТИЮ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИАМУРЬЯ****Ю. И. Бакулин***Дальневосточный институт минерального сырья МПР РФ, г. Хабаровск*

24 августа 1700 г. Великий Реформатор Государства Российского Петр I издал “ИМЕННОЙ УКАЗ ПЕТРА О ПРИКАЗЕ БОЛЬШОЙ КАЗНЫ И ПРИКАЗЕ РУДОКОПНЫХ ДЕЛ”. Этим Указом было определено, что окольный Алексей Тимофеевич Лихачев и дьяк Кузьма Борин должны “золотые и серебряные и иных руд дела ведать”, что должны они сидеть в Большой казне, а та им выдала бы денег и бумаг на ведение дел “и впредь, что понадобится денег и бумаги отпускали немедленно”. С этого законодательного акта началась история геологии и горного дела как важнейшей государственной сферы деятельности. В этом году она насчитывает 300 лет. Много событий разного масштаба были посвящены этой дате и еще будут свершаться. Настоящая статья также о ней. Автор не ставил своей целью осветить всю историю геологической службы. В ряде номеров журнала “Минеральные ресурсы” [6] В.П. Федорчуком и Л.В. Оганесяном эта задача выполнена. Здесь будет уделено внимание работам на востоке России.

В конце XVI века русские казаки перевалили Уральский хребет и двинулись “встречь солнца”. Менее 60 лет ушло на достижение Якутии и Тихоокеанского побережья. Затем был совершен бросок до Северного Ледовитого океана. Но изучение южных районов Дальнего Востока было приостановлено почти на 200 лет, до урегулирования пограничных вопросов с Китаем. Парадоксально, но именно казаки - полуграмотные в своем большинстве люди - были добытчиками первой разнообразной информации о географии, ботанике, этнографии, зоологии, геологии новых земель. В частности, Ерофею Хабарову предписывалось помимо всего прочего выявить “что у них в землях есть, золото или серебро, или камки, или камень дорогое по их изможенью”. На десятки различных вопросов служилые люди должны были дать ответы в “отписках”, “скасках”. Затем был период маршрутов путешественников и географов. Они также принесли кое-какую геологическую информацию. П.С. Паллас, опубликовавший в 1782-93 гг. ряд заметок по географии района Охотска, приводит данные о землетрясении в Охотске 26 марта 1781 г. силой 5-6 баллов, ониксах в бассейне

р. Урак и мареканитах на морском побережье. В материалах экспедиции Г.А. Сарычева - И.И. Биллинга, начавшейся в 1786 году, содержатся сведения о ледниковом рельефе в бассейне р. Охоты. Первые указания о золотоносности Дальнего Востока принадлежат А. Эрману, совершавшему к 1820-30 гг. кругосветное путешествие, - он отметил золотоносность галечников р. Охоты [2].

Много разнообразной геологической информации собрано А.Ф. Миддендорфом во время выдающегося похода 1844-45 гг., полностью описанного им позже в многотомном труде “Путешествие на север и восток Сибири”. Ему, в частности, принадлежат первые данные о Буреинских каменных углях. Все же первым профессионалом - горным инженером, проводившим работы геологического профиля, является Николай Гаврилович Меглицкий, маршруты которого описаны в наше время в работах Е.А. Кириллова [3, 4]. В 1850-51 гг. Н.Г. Меглицким проведены геологические маршруты с целью обследования известных полиметаллических жил южного Верхоянья и выяснения геологического строения и золотоносности по traversу Якутск - Аян и Удское - Якутск. Эти исследования, вошедшие в историю под названием Якутской экспедиции, являлись в свою очередь составной частью Забайкальской экспедиции Генерального штаба под руководством подполковника Н.Х. Ахте. Они не получили широкой огласки, но специалистам были известны. Ими безусловно пользовался при проведении геологических исследований Н.П. Аносов - первооткрыватель промышленного золота в бассейне р. Амур. Во всяком случае, работы Н.Г. Меглицкого можно считать первыми целеустремленными геологическими исследованиями на территории Приамурья. Таким образом, сегодня мы имеем полное основание говорить о 300-летию приказа рудокопных дел и 150-летию геологического изучения Приамурья. Северные районы Хабаровского края, Магаданская область, Чукотка и Камчатка, а также и русская Америка в географическом и естественно-научном отношении изучались значительно раньше - в XVII, XVIII веках. Они были связаны с походами первопроходцев, деятельностью

Российско-Американской Компании, хотя и имевшей в основном торговые функции, но уделявшей внимание и полезным ископаемым. К этому периоду (середина XVIII века) относятся комплексные исследования Камчатки С.П. Крашенинниковым, Г. Стеллером, результаты которых опубликованы в России и Германии, соответственно. В 1851-55 гг. геологическими исследованиями Камчатки занимался К. Дитмар. Параллельно с изучением Камчатки и Чукотки в первой половине XIX века, до продажи в 1867 г., велись геологические исследования на территории Русской Америки. Наиболее заметный вклад внес горный инженер П.П. Дорошин, открывший и разведавший каменный уголь (1848-50 гг.) и установивший золото в аллювиальных отложениях ряда ключей на Аляске, не имевшие, правда, промышленных значений, но, как он считал, являющиеся основанием для более широких поисков.

После экспедиции Н.Х. Ахте, в составе которой проводил геологические исследования Н.Г. Меглицкий, Приамурье изучалось более интенсивно (поэтому и можно считать маршруты Н.Г. Меглицкого "началом", ибо, по Аристотелю, начало - это, откуда любое дело лучше всего удаётся). В 1854 году начались, так называемые, "муравьевские сплавы", сопровождавшиеся закладкой селений по берегам Амура. В первом сплаве приняли участие геологи Н.П. Аносов и Г.М. Пермикин. С именем Н.П. Аносова связаны открытия золотоносных россыпей в бассейнах рек Купури, Ольдой, Мадалан, Янкан, Джалинда, Селемджа, Ниман, Самара, первые сведения о золотоносности низовьев р. Амур, бассейнов рек Уссури, Уды, открытие железных руд на Малом Хингане. Вклад Г.М. Пермикина скромнее, но также имел важное значение: им составлены первое описание геологии побережья Амура и первая геологическая карта, названная им Петрографической картой берегов реки Амура [4].

Летом 1855 г. совершил путешествие по Амуру выдающийся натуралист Р.К. Маак. По материалам его экспедиции составлены геологическая карта побережья Амура и геологическая коллекция.

В 1859 г. начала работу Сибирская экспедиция Ф.Б. Шмидта, занимавшаяся изучением Приамурья и Сахалина. В эти годы четко обозначились приоритеты южной части Дальнего Востока.

Геологические исследования проводились по линии Генерального штаба, Академии наук, Географического общества, организовывались предпринимателями. Назревали организационные изменения. Так, в 1834 году император Николай I организовал Корпус горных инженеров, главнокомандующим (главноуправляющим) которого являлся Министр финансов. Табелем о рангах предусматривалось 14 классов званий горных инженеров. В 1882 году был

создан Геологический комитет. Его первым председателем был Г.П. Гельмерсен. Региональные отделения Комитета были образованы позже. (Правда, существует мнение, что Николай I, вошедший в историю как жандарм Европы, преследовал совсем иные цели - насаждение в государственной службе армейской дисциплины).

В дореволюционный период геологические исследования проводились в основном для поисков золота, угля, а также в связи с проектированием и строительством Амурской железной дороги (Д.В. Иванов и др., 1894-96 гг.). В 1874-75 г. партиями купцов Сабашникова и Родственной было открыто золото по реке Гилую (Дамбукинский район). В 1875 г. младший брат Н.П. Аносова П.П. Аносов открыл золотоносность Селемджинского района, а В.Н. Набоковым установлены россыпи Ниманского района. В 1876 г. А.И. Нерпин открыл золото в Кербинском районе. Этими открытиями была блестяще подтверждена идея о золотоносном поясе вдоль спая гранито-гнейсового пояса Становика-Джугджура со сланцевыми предгорьями, высказанная впервые еще в 1851 году Н.Г. Меглицким, а затем развитая Н.П. Аносовым (в пятидесятые годы). Эти представления, однако, позже помешали ему установить золотоносность низовий Амура, где он побывал в те же годы и не видел привычных гнейсов и кристаллических сланцев. Его "ошибка" была исправлена Х.П. Тетюковым: в 1869 г. установлена золотоносность Херпучинского района, а в 1895-96 гг. открыты россыпи по рекам Коль и Колчан. К.П. Богдановичем, возглавлявшим в 1895-98 гг. Охотско-Камчатскую экспедицию, была установлена золотоносность Прибрежной зоны (вдоль восточных склонов хр. Джугджур). Позднее золотоносность изучалась Л.Ф. Бачевичем, П.К. Яворовским, П.Б. Риппасом, Э.Э. Анертом, П.И. Полевым, Я.А. Маковым и др. Сводка по золотоносности и другим полезным ископаемым, опубликованная Э.Э. Анертом в книге "Богатства недр Дальнего Востока" в 1928 г., не потеряла своего значения до настоящего времени. В Охотском районе старательская золотодобыча началась с 1910 года, но постановка дела на серьезную основу связана с именем телеграфного служащего В.А. Фогельмана, организовавшего в 1913 году поисковые и разведочные работы, а затем организационно оформившего работы в виде кооператива.

Заметный след в развитии горного дела на Дальнем Востоке оставила деятельность горного инженера И.А. Лопатина, разведавшего железные руды (бурые железняки) около Николаевска (1863 г.), на следующий год он производил оценку свинцовых руд Тетюхинского района, но основная ценность его работ заключается в оценке известных месторожде-

ний каменного угля и поисках новых месторождений на Сахалине.

О нефтегазоносности Сахалина было известно от николаевского купца А.Б. Иванова, который в 1880 году сделал официальную заявку в правительство, но первая нефтяная вышка была сооружена в 1895 г. лейтенантом Г.И. Зотовым [1]. В 1889 г. нефтяные месторождения изучались Л.Ф. Бацевичем, а с 1908 г. геологическое изучение перешло в ведение Геолкома (Н.Н. Тихонович, П.И. Полевой). Количество заявок возрастало, появились монополисты (“Товарищество И. Стахеев и К^о” застолбило огромные земли), и Правительство А.Ф. Керенского прекратило прием заявок [5].

Наряду с местными строительными материалами (кирпичными глинами, песком, щебнем), внимание геологов привлекали минеральные и термальные воды, о чудодейственной силе которых имелись сведения от местных жителей. В этой связи следует упомянуть К.Е. Пфаффиуса, Я.А. Макарова, а также вездесущего Э.Э. Анерта.

В конце XIX века геологические экспедиции организовывались эпизодически. Для накопления сведений об осваиваемом крае большое значение в это время имела деятельность общественных организаций, таких как Общество по изучению Амурского края (ОИАК), съезды сведущих людей (учреждены А.Н. Корфом в 1884 г.), Дальневосточный, позднее Приамурский отдел Географического общества, благодаря трудам которого новые данные оперативно получали огласку. Издательский вид деятельности Приамурского географического общества до сих пор пользуется популярностью и имеет большое общественно-научное значение. Традиционно Председателями общества являлись генерал-губернаторы края.

Наибольшего размаха геологоразведочные работы достигли в советские времена, когда было создано на востоке России специализированное геологоразведочное предприятие, менявшее за прошедшее время неоднократно профиль работ и содержание, название и всего один раз место дислокации.

В конце 1919 года была образована первая геологическая организация - “Соединенное совещание”(“присутствие”) - из числа геологов Петрограда и Томска, отрезанных гражданской войной и интервенцией от своих организаций. После восстановления в 1922 году советской власти на Дальнем Востоке был образован Дальгеолком как отделение Российского геолкома. Он размещался во Владивостоке, и первым председателем его был Э.Э. Анерт. К этому времени кроме руководителя было всего два штатных геолога. Геолкомовский период длился до 1929 года. За это время было сделано немало: изучались Кульдурские минеральные воды (Я.А. Макаров),

уголь у ст. Магдагачи (А.В.Арсентьев), золотоносность Охотского массива (Г.Н. Стальнов) и Золотой Горы (Я.А. Макаров), Пильда-Лимурийского и Колчанского районов (И.А. Преображенский), проводились работы по оценке золотоносности и угленосности Дальневосточного края (А.И. Хлапонин, Э.Э.Анерт, А.Н. Криштофович, В.П. Ренгартен, В.В. Купер-Конин, П.К. Яворовский). Результаты работ отражались в публикациях сборников “Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока”, всего было выпущено 57 сборников. Большое научное и практическое значение имели монографии Э.Э. Анерта “Богатства недр Дальнего Востока” (1928) и А.Н. Криштофовича “Геологический обзор стран Дальнего Востока” (1932). К этому периоду также относится Первая Сахалинская горно-геологическая экспедиция (1925 г.) и Первая Колымская экспедиция (1928 г.). Они имели большое значение для освоения этих богатых территорий. Дело в том, что в период интервенции японские предприниматели интенсивно внедрялись в нефтяной промысел. После освобождения Дальнего Востока нефтяные промыслы на 8 известных к тому времени месторождениях (Оха, Эхаби, Пильтун, Нутово, Чайво, Ныйво, Уйглекуты, Катангли) были отданы в концессию японскому концерну ККСКК [5], под строгим контролем горного округа, проводившего помимо всего геологические обобщения. Концессия функционировала до 1942 года, но с 1935 г. начала интенсивно вытесняться созданным трестом “Сахалиннефть”.

От Первой Колымской экспедиции (Ю.А. Библин, В.А. Цареградский, С. Д. Раковский) берет начало планомерное геологическое изучение обширной территории северо-востока России и освоение богатейших россыпных месторождений золота, коренных месторождений этого металла, углей, оловянных руд.

На существовавшие происходивших организационных преобразований геологической отрасли большое влияние оказывали происходившие изменения административно-территориальных образований на Дальнем Востоке. Во времена Дальневосточной республики (ДВР) на Дальнем Востоке выделялась Дальневосточная область в составе Приамурской, Амурской и Камчатской губерний. В 1923 г. центр области из Читы был перемещен в Хабаровск. С января 1926 г. существовал Дальневосточный край (ДВК), в составе которого вместо 5 губерний были созданы 9 округов примерно в границах современного Дальневосточного экономического района (ДВЭР). Позже были созданы области: Амурская, Еврейская автономная, Сахалинская, Магаданская, Камчатская.

Сфера деятельности Дальгеолкома охватывала весь Дальний Восток. С 1929 года происходит ко-

ренная реорганизация геологической службы. В центре из состава Геологического комитета выделяются институты: черных металлов, цветных металлов, нерудных полезных ископаемых, геофизический, угольный, гидрогеологии и инженерной геологии, нефтяной институт и институт геолкарты. Первоначальная идея этой реорганизации заключалась в преобразовании отраслевых отделов в институты, но в конце концов прижились и те, и другие. Вместо Дальгеолкома в конце 1929 г. во Владивостоке образуется Дальневосточное районное геологоразведочное управление (ДВГРУ) Главного геологического управления ВСНХ. В 1931 г. в системе МВД образуется трест Дальстрой, в составе которого создается крупнейшее геологическое управление, распространяющее свое влияние на Колыму, Чукотку, восточные районы Якутии, северные части Хабаровского края (Охотский и часть Аяно-Майского района). В ноябре 1931 г. на базе ДВГРУ образуется Дальгеотрест Союзгеологоразведки ВСНХ СССР, затем (1933 г.) - Дальневосточный геолого-гидро-геодезический трест Наркомтяжпрома СССР, гидрогеологический трест (1935 г.), геологическое управление (ДВГУ - 1938 г.), с прибавлением "территориальное" аббревиатура изменилась на ДВТГУ. В 1936 г. место базирования геологического предприятия (управления, треста) было переведено в административный центр края - г. Хабаровск. В 1934-39 гг. профиль работ стал меняться в связи с организацией специализированных геологических организаций: Союзредметразведки, Воссибцветметразведки, Дальгосторга, Дальзолота, разделенного в 1932 г. на Амурзолото и Приморзолото, Крайстройпрома, Дальуглеразведки. Концентрация специализированных геологических организаций в ДВГУ произошла в 1949 году. В 1950 г. из состава ДВГУ выделилось Приморское управление, а в 1951 г. Камчатская экспедиция была передана в Главнефтегеологию. Окончательное ограничение района работ ДВТГУ, преобразованного в 1980 г. в Дальгеологию, территорией Хабаровского края произошло с выделением Сахалинского управления (1959 г.) и созданием объединения Амургеология (1989 г.). Деструктивные процессы для старейшего геологического предприятия России завершились его ликвидацией (1992 г.). В значительной мере от-

ветственность за это лежит на бывших руководителях предприятий, входивших в состав объединения, которым очень захотелось самостоятельности. В результате было утрачено все то, чем обладает работоспособный коллектив: кадровый состав, единство цели, боевой дух, производственные мощности и материальные ценности. Созданный Дальневосточный геологический комитет является организацией нового типа, не заменяющей Дальгеологию - производственную организацию, а представляющей федеральный уровень управления на территории.

В новой и новейшей истории геологической службы не названо ни одного имени. В этом нет необходимости. Геологи становятся известны своими маршрутами, своими открытиями, своими публикациями, изданными геологическими материалами. Их имена безусловно известны читающим эти строки. Немало бывших геологов перешло на государственную службу, и полученное во времена геологического прошлого воспитание теперь работает в интересах государственных органов. Геологи, ушедшие в добывающие предприятия, по существу продолжают свои начатые ранее дела, воплощая их в реальные граммы, килограммы, тонны, баррели. Все вместе мы - продолжатели дела, порученного Петром I окольниковому Лихачеву и дьяку Борину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.И. Русские географические исследования на Дальнем Востоке и в северной Америке. XIX - начало XX в. М.: Наука, 1976. 91 с.
2. Бакулин Ю.И. Силы тяготения. Хабаровск: Кн. Изд-во, 1988. 208 с.
3. Кириллов Е.А. Первые геологические исследования на р. Амур // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 103-108.
4. Кириллов Е.А. Исследования Н.Г. Меглицкого на Дальнем Востоке // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 113-119.
5. Ремизовский В.И. Японская нефтяная концессия - добро или зло? // Экономическая жизнь Дальнего Востока. 1992. №1. С. 89-99.
6. Федорчук В.П., Оганесян Л.В. Основные этапы 300-летней истории геологической службы от допетровских времен до Первой мировой войны // Минерал. ресурсы России. 2000. № 3-4. С. 59-61.

Поступила в редакцию 19 мая 2000 г.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.061.12/.17(571.6)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

В.И. Сухов

Дальневосточный институт минерального сырья МПР РФ, г. Хабаровск

На Дальнем Востоке России выделены Алдано-Становая, Восточно-Забайкальская (Верхнеприамурская система), Амурская, Верхояно-Чукотская, Охотско-Чукотская, (Хоккайдо-) Сахалинская и Курило-Камчатско-Корякская металлогенические провинции, отвечающие наиболее крупным геотектоническим элементам рассмотренной территории. Металлогеническую структуру провинций определяют региональные рудоносные и рудно-магматические системы, металлогенические зоны и рудные районы. Металлогеническая специализация провинций обусловлена мегациклично-циклическим формированием и развитием земной коры в процессе проявления различных геотектонических режимов - режима формирования первичной континентальной коры (AR_1), рифтогенно-геосинклинального (AR_2 , PR_1 , PR_2 - PZ , MZ , KZ), платформенного и перикратонных прогибов (PR_2 - PZ_1), коллизионного (PZ , MZ), островодужного (MZ , KZ), активных континентальных окраин (PR_1 , MZ), континентального тафро- и рифтогенеза (KZ). Различия провинций обусловлены полнотой проявленности мегациклов - металлогенических эпох. При этом в разных провинциях геологические комплексы однотипных геотектонических режимов характеризуются близкой металлогенической спецификой.

Ключевые слова: металлогеническое районирование, металлогеническая специализация, геотектонический режим, металлогенические эпохи, Дальний Восток, Россия.

Настоящая статья посвящена металлогеническому районированию территории Дальнего Востока России (~5 млн км²), охватывающей юго-восточную часть Сибирской платформы, Амуро-Охотскую, Сихотэ-Алинскую, Верхояно-Чукотскую, (Хоккайдо-) Сахалинскую, Курило-Камчатско-Корякскую складчатые системы, включая их срединные массивы, а также наложенные структуры тектоно-магматической активизации.

Фактологической основой металлогенического районирования явилась составленная в ДВИМСе металлогеническая карта Дальневосточного экономического района масштаба 1:1 500 000 (В.И. Сухов, Ю.И. Бакулин, Н.П. Лошак, 1999 г.).

Известна большая трудность процедуры металлогенического районирования сложных по геологическому строению, подобных рассматриваемой, территорий. Отсутствуют общепринятые принципы районирования, в том числе иерархии металлогенических подразделений. Традиционной становится схема, согласно которой на металлогенических и прогнозных картах выделяются металлогенические

провинции, области, пояса, зоны, рудные районы, узлы и поля.

Имеющиеся для рассматриваемой территории и отдельных ее регионов схемы металлогенического районирования [2, 3, 9, 13 и др.], как правило, подчинены лежащим в их основе геолого-структурным элементам. Этот подход оправдывает себя при выделении металлогенических провинций, границы которых отвечают границам платформ и складчатых систем с их срединными массивами. В рамках таких провинций границы металлогенических подразделений действительно подчинены границам соответствующих структурно-формационных зон. Специфика же Дальневосточных регионов определяется весьма широким распространением наложенных на платформенное и складчатое основание тектоно-магматических структур активизации, что значительно осложняет геологическое строение и металлогению крупных территорий, во многих случаях лишает объективности границы выделяющихся подразделений, особенно ранга металлогенических зон и рудных районов.

В связи с изложенным наиболее достоверными представляются границы металлогенических провинций и региональных рудоносных и рудно-магматических систем. Более мелкие подразделения - металлогенические зоны и рудные районы - выделены так называемым доменным способом (по В.И.Смирнову), т.е. путем оконтуривания ареалов известных проявлений эндогенной рудоносности. Соответственно, границы таких ареалов условны.

Сущность выделенных металлогенических подразделений определяется следующим образом.

Металлогенические провинции - весьма крупные рудоносные площади, совпадающие с геосинклинальными областями, складчатыми системами или сравнимого масштаба крупными структурами платформ, характеризующиеся минерализацией определенного типа и формирующиеся в течение нескольких тектоно-магматических циклов - металлогенических эпох (Геол. словарь. М., 1978. Т. 2).

Региональные рудоносные системы (РС) - наиболее крупные подразделения металлогенических провинций, именуемые некоторыми авторами металлогеническими областями или поясами; они характеризуются развитием специфического, отличного от соседних площадей, эндогенного оруденения, формировавшегося в продолжение двух и более металлогенических эпох.

Региональные рудно-магматические системы (РМС) отличаются от РС резко преобладающим значением в их строении магматических образований, вулканические, вулканоплутонические и плутонические сооружения которых, как правило, носят наложенный характер на структуры геосинклинально-складчатых систем, платформ и срединных массивов; формирование их обязано проявлению определенного числа тектоно-магматических циклов и металлогенических стадий.

Металлогенические зоны (МЗ) представляют собой рудоносные площади в составе РС и РМС, характеризующиеся преобладающим развитием определенных рудных формаций одной металлогенической эпохи или ряда ее стадий.

Рудные районы (РР) являются элементами МЗ, но могут быть проявлены и пространственно обособлено от последних; определяющим для РР выступает резко преобладающее развитие качественно однотипного эндогенного оруденения (обычно с наличием ведущей рудной формации), образованного в продолжение одной или нескольких стадий единой металлогенической эпохи.

Важное значение в металлогеническом анализе отводится выделению металлогенических эпох. По разным авторам, металлогеническая эпоха - это отрезок геологического времени с развитием процес-

сов оруденения, "период повышенной металлогенической интенсивности" (Делоне), промежутки времени, благоприятные для отложения определенного полезного ископаемого (Линдгрэн), "периоды выраженной металлизации" (Тюрнор) и т.п.

Исходя из представлений В.И.Смирнова [10, 11] о цикличности геологических и рудообразующих процессов в ходе глобальных вещественных преобразований недр, выделение металлогенических эпох мы подчиняем мегациклично-циклическому развитию процессов формирования и преобразования земной коры. При этом мегациклы и отвечающие им металлогенические эпохи понимаются как крупные временные подразделения, в продолжение которых происходят главные перестройки структуры исследуемых регионов и формирование связанных с такими перестройками различных генетических типов и видов эндогенного оруденения. Составляющие мегациклы этапы или циклы, выраженные определенными структурно-формационными комплексами и связанным с ними генетически или парагенетически оруденением, отвечают стадиям металлогенических эпох.

В течение истории формирования и развития земной коры Дальневосточных регионов образован ряд основополагающих геоструктур, масштабы и рудоносность каждой из которых отвечает понятию металлогенической провинции. Соответственно, на рассматриваемой территории выделены такие провинции: Алдано-Становая, Восточно-Забайкальская (Верхнеприамурская РМС), Амурская, Верхояно-Чукотская, Охотско-Чукотская, (Хоккайдо-)Сахалинская и Курило-Камчатско-Корякская (рис. 1).

Алдано-Становая провинция (594.4 тыс. км²) охватывает одноименный щит и прилегающие площади древнего платформенного чехла. В плане провинция имеет близшироко вытянутую форму с параметрами 1000×600 км. На западе она продолжается в Забайкалье. Юго-западной границей провинции служит Желтулакский, южной - Северо-Туруинский, восточной - Удыхино-Нельканский глубинные разломы. Менее четко выраженная северная граница в общем виде отвечает пограничной области выходов раннедокембрийского кристаллического основания из-под древнего платформенного чехла.

Глубинное строение провинции характеризуется осевым положением области повышенной мощности земной коры (41-47 км) и окраинным - линейных областей пониженной мощности последней (35-37 км). Осложняющими глубинное строение элементами являются преимущественно продольные, в меньшей мере секущие, северо-восточного и близмеридионального простирания, глубинные разломы, зоны и участки разуплотнения (гранитизации) и сжатия (базификации) земной коры [5, 6, 8, 12].

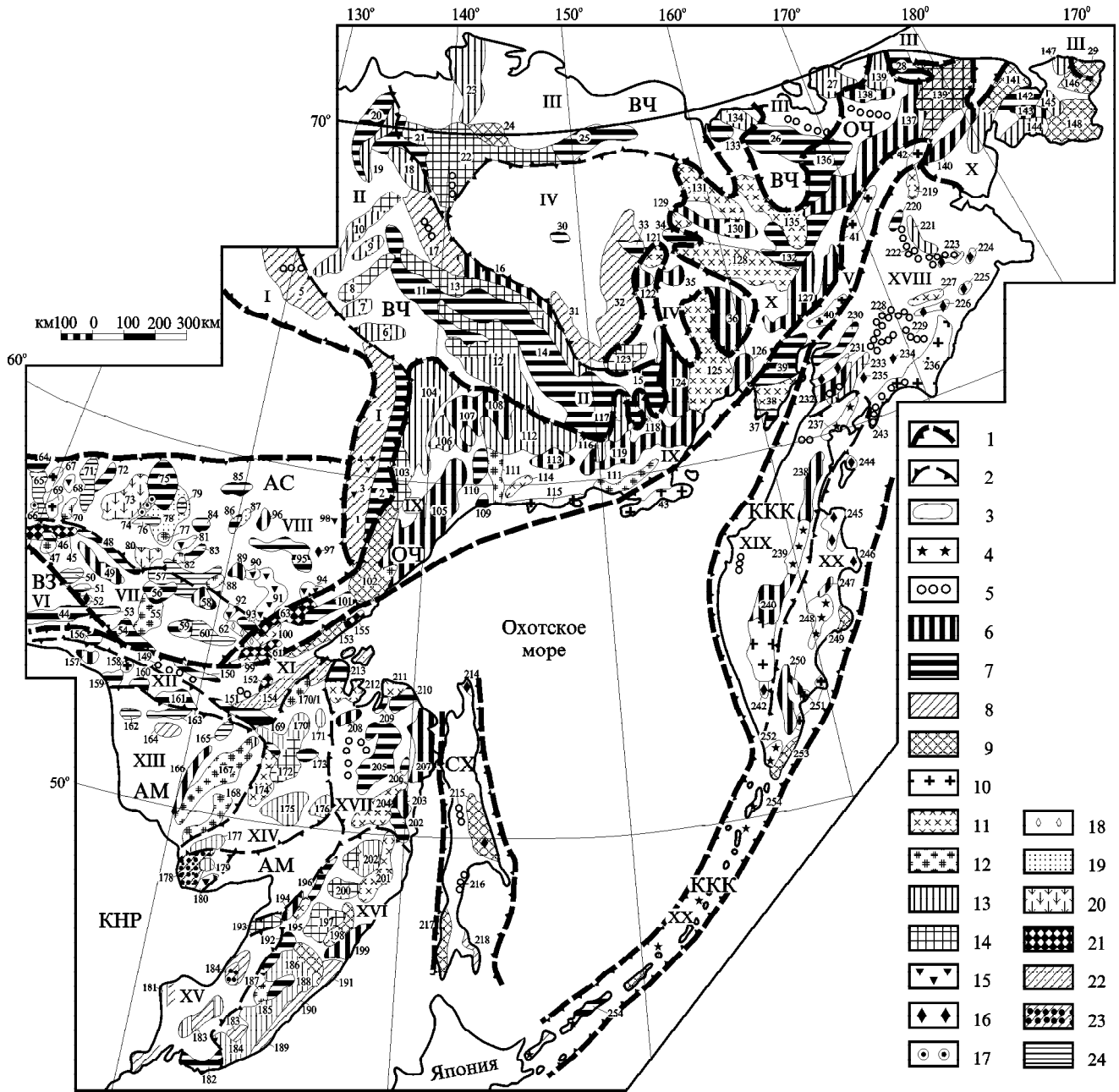


Рис.1. Схема металлогенического районирования территории Дальнего Востока России.

1-3 - границы: 1 - металлогенических провинций, 2 - региональных рудоносных и рудно-магматических систем, 3 - металлогенических зон и рудных районов; 4-24 - профилирующая рудоносность: 4 - самородной серы, 5 - ртутная и сурьмяно-ртутная, 6 - золото-серебряная, 7 - золоторудная, 8 - свинцово-цинковая, 9 - медно-свинцово-цинковая, 10 - медно-сульфидная, 11 - медно-молибденовая, 12 - молибденовая, 13 - оловянная, 14 - вольфрам-оловянная, 15 - редкоземельная и редкометалльная, 16 - хромитовая и медно-никелевая с платиноидами, 17 - редкоземельно-апатитовая, 18 - мусковитовых пегматитов, 19 - флогопитовая, 20 - горного хрусталя, 21 - апатит-ильменит-титаномагнетитовая, 22 - фосфорит-марганцево-железородная, 23 - марганцево-железородная, 24 - железородная.

Металлогенические провинции: АС - Алдано-Становая, ВЗ - Восточно-Забайкальская, AM - Амурская, ВЧ - Верхояно-Чукотская, ОЧ - Охотско-Чукотская, CX - (Хоккайдо-) Сахалинская, ККК - Курило-Камчатско-Корякская. Рудные и рудно-магматические системы: I - Сетте-Дабанская, II - Яно-Колымская, III - Чукотская, IV - Колымо-Омолонская, V - Пенжинно-Тайгоноская, VI - Верхнеприамурская, VII - Становая, VIII - Алданская, IX - Охотская, X - Чукотская, XI - Амуро-Охотская, XII - Северо-Бурейнская, XIII - Бурейнская, XIV - Хингано-Охотская, XV - Ханкайская, XVI - Сихотэ-Алинская, XVII - Нижне-Амурская, XVIII - Корякская, XIX - Западно-Камчатская, XX - Курило-Камчатская.

Наименования и номера (1-254) металлогенических подразделений см. на рисунках 2-6.

Металлогению провинции определяет проявление последовательного ряда металлогенических эпох и стадий, связанных с развитием тех или иных геотектонических режимов.

1. Раннеархейская эпоха (3800-3000 млн лет) - становление первичной континентальной коры в процессе магматогенно-метасоматического фракционирования и дифференциации первичного вещества планеты и взаимодействия его с агрессивной газо-паровой оболочкой [1, 4, 14], синхронное с названными процессами развитие в базитовом слое оруденения апатит-ильменит-титаномагнетитовой рудной формации, в верхней части гнейсо-диоритового слоя - формаций мусковитовых и редкоземельных примитивных пегматитов, в поверхностно-приповерхностном - формаций железистых кварцитов, графитовой, высокоглиноземистых сланцев и гнейсов.

2. Позднеархейская эпоха (3000-2600 млн лет) в ранней рифтогенно-геосинклиальной стадии характеризуется развитием оруденения осадочно-вулканогенной железорудной (с золотом), магматических медно-никелевой и хризотил-асбестовой, метаморфической высокоглиноземистых сланцев и гнейсов формаций; с поздней стадией формирования гранито-гнейсовых куполов связано образование рудных объектов пегматитовой (мусковит, редкие и редкоземельные металлы), скарноидных железорудной и молибденовой рудных формаций.

3. Раннепротерозойская эпоха (2600-1650 млн лет) - эпоха тектоно-магматической активизации, протекавшей в течение ряда стадий. Стадия 1 - формирования эпиконтинентальных прогибов с моласоидным выполнением, несущим оруденение формации медистых песчаников и сланцев, потенциально также формаций золото- и редкоземельноносных древних россыпей; стадия 2 - рассеянного рифтогенеза с интрузиями базитов и гипербазитов, несущих медно-сульфидное с платиноидами оруденение; стадия 3 - базит-карбонатитового магматизма с интенсивным оруденением редкоземельно-apatитовой формации (селигдарский тип); стадия 4 - формирования линейных блоковых плутонических и вулканоплутонических структур с оруденением редкоземельно-редкометалльных формаций; стадия 5 (включая начало рифея) - дифференцированных блоковых дислокаций с развитием вдоль границ блоков метаморфогенно-гидротермального (диафоритового) золота, серебряного, медного и молибденового оруденения, в участках площадных метаморфогенно-гидротермальных преобразований - месторождений горного хрусталя.

4. Позднепротерозойско-раннепалеозойская эпоха (1650-458 млн лет) - эпоха становления платформенного чехла; эндогенная рудоносность связана с предвендской стадией тектоно-магматической ак-

тивизации, щелочно-ультрамафитовые интрузии которой несут оруденение хромитовой с платиноидами, редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формаций.

5. Мезозойская эпоха (160-80 млн лет) - эпоха мощного проявления процессов тектоно-магматической активизации, в связи с магматическими комплексами которой находятся месторождения и рудопроявления различных золоторудных, золото-серебряной, молибден-порфировой, флюоритовой, хромдиопсид-вермикулитовой, чароитовой и некоторых других рудных формаций.

Пространственное размещение связанных с названными эпохами металлогенических зон и рудных районов отражено на рис.1, общая схема эволюции эндогенного рудообразования и рудно-формационная принадлежность оруденения иллюстрирует рис. 2.

Восточно-Забайкальская провинция на рассматриваемой территории представлена своим восточным фрагментом - Верхнеприамурской РМС (VI на рис. 1). Это треугольный в плане блок литосферы (Могочинский), северо-восточной границей которого служит Джелтулакский, южной - Монголо-Охотский глубинные разломы. Могочинский блок слагают раннедокембрийские образования, служащие фундаментом и вмещающей средой мощно проявленного мезозойского андезит-риолитового вулканизма и гранитоидного плутонизма. Максимально рудоносна позднеюрско-раннемеловая металлогеническая стадия, определившая золотую и молибденовую специализацию системы. Подавляющее число известных здесь месторождений золота и молибдена сосредоточено в Сергачинской МЗ (№ 44 на рис.1), которая в осевой своей части характеризуется повышенной мощностью земной коры (до 42 км) и ее разуплотнением (гранитизацией).

Амурская провинция (823.1 тыс. км²) охватывает Амуро-Охотскую, Сихотэ-Алинскую складчатые системы, Буреинский и Ханкайский срединные массивы, а также наложенные на них региональные рудно-магматические системы - Северо-Буреинскую (XII), Хингано-Охотскую (XIV), Сихотэ-Алинскую (XVI) и Нижне-Амурскую (XVII).

На западе и юге провинция продолжается в Забайкалье и КНР, на востоке отвечает границе континента, на севере четко выражена системой Монголо-Охотского - Северо-Тукурингского глубинных разломов.

В глубинном строении наиболее выражены наложенные региональные РМС. Северо-Буреинская РМС ($K_1 - K_2^1$), имеющая близширотное простираение, характеризуется чередованием блоков повышенной мощности земной коры (Гонжинский, Октябрьский) с блоками сокращенной мощности после-

Алдано-Становая провинция							Металлогенические зоны, рудные районы и их номера на рис. 1
Ведущие рудные формации	Металлогенические эпохи						
	AR ₁	AR ₂	PR ₁	PR ₂ -R ₁	PR ₂	J ₃ -K ₁	
Золото-серебряная							49-Апсакан-Нагорненская. 58-Верхнетокский. 59-Бомнакский. 89-Алгаминский. 96-Элгэкээтский.
Золоторудные (без расчленения)							46-Ледянский. 48-Нюкжа-Зверевская. 51-Одолгинский. 53-Джелтулакский. 54-Дамбукинская. 56-Верхне-Сутамский. 64-Мурунский. 72-Верхнеамгинский. 75-Центрально-Алданский. 83-Ломамский. 84-Джелтулинский. 85-Оноконский. 86-Гынымский. 93-Верхнекупуринский. 95-Кет-Капская.
Молибден-порфировая							47-Дурынча-Онкучанский. 55-Дамбуки-Верхнесутамская. 82-Гувилгринский. 88-Нингамский.
Карбонатитовая редкоземельно-редкометаллическая							90-Арбарастахский. 98-Ингилийский.
Хромитовая с платиноидами							97-Кондерский.
Горного хрустала							73-Верхнеалданская. 80-Верхнетимптонская.
Молибденит-кварцевая метаморфогенно-гидротермальная							48-Нюкжа-Зверевская. 54-Дамбукинская. 66-Ханинский. 70-Тарымо-Тунгурчанский.
Редкоземельно-апатитовых метасоматитов							66-Ханинский. 74-Нимныро-Селигдарская.
Медистых песчаников и сланцев							67-Угуйский. 69-Олдогсинский.
Редкоземельно-редкометаллическая							94-Улканская.
Медно-никелевая с платиноидами							52-Лукиндинский.
Мусковит-редкометаллических пегматитов							68-Оломокинский.
Молибденитовая скарноидная							77-Сисский.
Флогопитовая скарноидная							78-Тимптонская. 87-Учурский.
Железородная скарноидная							76-Южно-Алданский. 79-Эмельджаковский.
Железородная вулканогенно-осадочная							65-Нелюки-Имальская. 71-Крестяхская.
Железистых кварцитов							50-Лопчинский. 57-Холодникано-Сутамская. 60-Бомнак-Купуриная.
Мусковитовых пегматитов							62-Купуриная.
Редкоземельных пегматитов							81-Гынымский. 91-Тырганская. 92-Идюмо-Дессовский.
Апатит-ильменит-титаномагнетитовая							45-Каларо-Олекминская. 61-Сектахский. 63-Геранский.

Рис. 2. Схема эволюции эндогенной рудоносности Алдано-Становой провинции.

Усл. обозначения см. на рис.1.

дней (Зейско-Депский, Селемджинский). Выделенные в составе РМС металлогенические зоны и рудные районы (рис. 1) локализованы, в основном, в блоках с повышенной мощностью коры, отличающихся развитым гранитоидным плутолизмом.

В Туранском блоке Буреинской РМС (XIII, P₂ - T) прослеживается северо-восточная цепь крупных зон разуплотнения земной коры, которым отвечают ареалы развития интрузий триасовой гранит-лейкогранитовой формации, специализированной на молибденовое оруденение.

Хингано-Охотская РМС (K₁ - K₂) в осевой части фиксируется цепью зон повышенной мощности и разуплотнения коры, которым на поверхности отвечают крупные мезозойские вулканоплутонические структуры, специализированные на редкометалльное и, в основном, оловянное оруденение. По геофизическим данным [8 и др.], зоны разуплотнения коры уходят своими корнями в верхнюю мантию (на глубины до 50-80 км). Аналогичным образом Нижне-Амурская (K₂ - P₃) и Сихотэ-Алинская (K₁ - P₃) РМС вдоль общего их простирания характеризуются цепью зон повышенной мощности и гранитизации земной коры, нижние кромки которых достигают глубин 25-70 км. Как и в Хинганской, в рассматриваемых РМС зонам разуплотнения коры на поверхности отвечают плутонические и вулканоплутонические структуры сводово-купольного типа, контролируемые размещением МЗ и РР с профилирующим золотом (в Нижне-Амурской РМС) и вольфрам-оловянным (в Сихотэ-Алинской РМС) оруденением.

В целом Амурская провинция представляет собой весьма сложную полихронную и полигенную геоструктуру, характеризующуюся большим разнообразием присущего ей эндогенного оруденения. Согласно статистическим данным [7], профилирующую металлогеническую специализацию провинции определяют Sn, Au, Fe и Pb-Zn, которые дополняют многие другие виды оруденения, в том числе крупные месторождения вольфрама, бора, флюорита, брусита, алунитов и некоторых других.

Многообразная металлогения провинции обязана развитию последовательного ряда геотектонических режимов - металлогенических эпох.

1. Раннеархейская эпоха - эпоха становления первичной континентальной коры, фрагментарные выходы которой имеются в составе Буреинского и Ханкайского срединных массивов, в виде выступов фундамента в Амуро-Охотской складчатой системе. В последней основание первичной коры представляет Баладекский выступ, габбро-анортозитовые залежи которого вмещают сингенетичные месторождения и рудопроявления апатит-ильменит-титаномагнетитовой рудной формации; фрагменты габброидных тел в Буреинском массиве вмещают скарноид-

ные железорудные месторождения и рудопроявления; в Ханкайском массиве известны незначительные проявления железистых кварцитов, а также графита и силлиманита, в связи с залежами гранитов - проявления редкоземельной минерализации.

2. Позднеархейская эпоха - эпоха накопления первично карбонатно-терригенных отложений (условно - комплекс пассивной континентальной окраины), метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации и инъецированных телами гранитов. С пегматитовой фацией последних связаны проявления редкометалльной минерализации (Чегдомынский, Гуджальский блоки Буреинского массива).

3. Раннепротерозойская эпоха - эпоха геосинклинали развития территории современного Буреинского массива, эвгеосинклинали в северной его части и миогеосинклинали - в южной. В связи с эвгеосинклинали метаморфизованным карбонатно-сланцево-вулканогенным комплексом, прорванными габбро-диоритовыми интрузиями (орогенная стадия), находятся месторождения железа, в меньшей мере - серного колчедана; малораспространенные тела дунит-гарцбургитовой формации (офиолитовое основание) специализированы на хризотил-асбестовое, тальковое сырье и бедное хромитовое оруденение. Миогеосинклинали карбонатисто-графит-биотит-кристаллосланцевый комплекс вмещает месторождения и проявления графита.

4. Позднепротерозойско-раннепалеозойская эпоха - эпоха синхронного развития рифтогенно-геосинклинали режима (XI - Амуро-Охотская РС) и режима пери- и внутрикратонных прогибов в пределах Буреинского (XIII) и Ханкайского (XV) массивов. В западной части Амуро-Охотской РС терригенно-вулканогенный эвгеосинклинали комплекс специализирован на серноколчеданное, в меньшей мере медноколчеданное (то и другое с золотом) оруденение, в восточной - в связи с яшмово-вулканогенным комплексом находятся месторождения железа, марганца и фосфоритов. Развитие пери- и внутрикратонных прогибов сопровождалось накоплением терригенно-карбонатных толщ и формированием железо-марганцевых и полиметаллических месторождений, в последующую орогенную стадию - внедрением интрузий гранитоидов, в связи с которыми находятся скарноидные месторождения брусита и талька, месторождения и проявления скарново-полиметаллической, грейзенно-редкометалльной, флюоритовой, касситерит-сульфидной, молибденит-кварцевой, бороносных и олово-редкометалльных пегматитов рудных формаций.

5. Средне-позднепалеозойская эпоха - эпоха унаследованного рифтогенно-геосинклинали режима в Амуро-Охотской системе, заложения и развития Сихотэ-Алинской геосинклинали, коллизион-

ного режима и последующей «разрядки» геодинамических напряжений с массовым проявлением гранитоидного плутонизма, завершившего оформление в качестве срединных Буреинского и Ханкайского массивов. В числе связанных с данной эпохой наиболее значимы месторождения и рудопроявления редкометалльно-редкоземельной, грейзеновой молибденит-кварцевой, в меньшей мере золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций.

6. Мезозойско-раннепалеогеновая эпоха - эпоха развития относительно разнообразных геотектонических режимов, а именно:

- в триасе - коллизионного в Туранском блоке Буреинского массива с проявлением гранит-лейкогранитового плутонизма, в связи с которым находятся месторождения и рудопроявления грейзеновой молибденит-кварцевой формации;

- в триасе-юре - рифтогенно-геосинклинального в Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых системах; в первой - в условиях коллизии на границе Сибирского и Амурского континентов развитие складчатых, динамометаморфических и гидротермально-метасоматических процессов, сопровождавшихся формированием месторождений золота и ртути, во второй - в связи с кремнисто-вулканогенно-терригенной формацией ограниченное развитие кремнисто-марганцевого и колчеданного оруденения;

- в раннем мелу - синхронных орогенного и режима тектоно-магматической активизации; первый из режимов характеризует развитие Сихотэ-Алинской складчатой системы, базит-гипербазитовые интрузии которой специализированы на титаномагнетит-ильменитовое оруденение, гранитоидные - на вольфрамовое; режим тектоно-магматической активизации выражен формированием региональной Северо-Буреинской РМС, специализированной на золотое оруденение, а также заложением Хингано-Охотской РМС;

- в позднем мелу-раннем палеогене - дальнейшее развитие режима тектоно-магматической активизации, охватившей большую восточную часть рассматриваемой провинции; в генетической, чаще парагенетической связи с магматическими комплексами режима активизации находится формирование профилирующих в Амурской провинции месторождений Sn, Au, Pb-Zn, а также ряда других полезных ископаемых (W, Mo, Cu, Sb, Hg, алуниты);

- в кайнозое (эоцен-антропоген) - режима континентального тафро- и рифтогенеза (деструкции и базификации ранее созданной континентальной коры) с формированием системы тафrogenных угленосных впадин и рифтогенных базальтоидных поясов; лишь спорадически в составе последних развиты высокодифференцированные (базальт-трахит-трахириолитовые) вулканоструктуры, в связи с которыми

находятся месторождения и рудопроявления золото-адуляр-кварцевой и золото-серебряной формаций.

Размещение обязанных названным выше эпохам металлогенических зон и рудных районов отражено на рис.1, а общую эволюцию процессов эндогенного оруденения и рудноформационную принадлежность оруденения иллюстрирует рис. 3.

Верхояно-Чукотская провинция (1266.6 тыс. км²) отвечает одноименной складчатой системе, включая ее срединные массивы - Охотский, Камчатский, Омолонский, Восточно-Чукотский. Северная граница провинции скрыта под водами арктических морей; на западе - юго-западе она граничит с Сибирской платформой и выражена здесь линейной зоной сокращенной мощности земной коры (36-38 км); юго-восточная граница провинции фиксируется гравитационной ступенью и линейными зонами сокращенной мощности коры. Значительная по площади юго-восточная часть провинции, включая Охотский, Омолонский и Восточно-Чукотский срединные массивы, перекрыта вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, выделяющегося в качестве самостоятельной провинции.

В металлогенической структуре Верхояно-Чукотской провинции выделены региональные рудносные системы - Сетте-Дабанская (I), Яно-Колымская (II), Чукотская (III), Колымо-Омолонская (IV), Пенжино-Тайгоноская (V), включающие, в свою очередь, то или иное число металлогенических зон и рудных районов (см. рис.1). В провинции учтено более 3100 рудных объектов, в том числе около 300 месторождений эндогенных полезных ископаемых. Согласно статистическим данным [7], металлогеническую специализацию провинции определяют Au, Sn, W, Sb и Pb-Zn при существенном значении также Cu, Hg, Mo и некоторых других рудных элементов.

Развитие рудообразующих процессов в провинции связано с проявлением ряда различных геотектонических режимов и соответствующих им металлогенических эпох.

1. Раннеархейская эпоха - эпоха становления первичной континентальной коры срединных массивов; в некоторых из них в составе кварцито-глиноземисто-гнейсового комплекса находятся значительные по масштабам залежи железистых кварцитов (Омолонский массив).

2. Позднеархейская эпоха - эпоха рифтогенно-геосинклинального режима - проявлена в Охотском массиве, где представлена метакремнисто-коматиит-базальтовым комплексом (нельбачанская серия); металлогеническая специфика комплекса здесь не прослеживается.

3. Раннепротерозойская эпоха - эпоха тектоно-магматической активизации, выраженная формированием грабенов с молассоидным выполнением и

Амурская провинция													
Ведущие рудные формации	Металлогенические эпохи и стадии											Металлогенические зоны, рудные районы и их номера на рис. 1	
	AR ₁	PR ₁	PR ₂	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃	T	J	K ₁	K ₂	K _{2-P}		
Северо-Бурейская, Хингано-Охотская, Сихотэ-Алинская, Нижне-Амурская РМС													
Золото-серебряная												157. 194. 199.203. 207. 208.	157-Талданский. 194-Дурминская. 199-Светло-Самаргинская. 203-Мугтынский. 207-Николаевская. 208-Нижнеульбанский.
Золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая												156. 159. 160. 161. 203. 205. 206. 209. 213.	156-Соловьевский. 159-Покровский. 160-Зейско-Депская. 161-Октябрьская. 188-Колумбе-Малиновская. 192-Бикино-Уссурийская. 196-Аной-Мухенская. 203-Верхне-Тумнинский. 206-Холанский. 205-Пильда-Лимурийская. 209-Джунский. 210-Многовершинный. 213-Сонелский.
Молибден-, медно-молибден-порфировая												158. 170/1. 174. 195.	158-Боргуликанский. 170/1-Селитканская. 174-Тырно-Ниманская. 195-Средне-Хорский. 201-Хуту-Копинская. 204-Тумнинская. 211-Джапинский. 212-Ульбанская.
Оловорудные (без расчленения)												169. 170. 171. 175. 176. 177.	169-Эзопская. 170-Ям-Алинский. 171-Отунский. 175-Баджалская. 176-Комсомольская. 177-Хингано-Яуринская. 184-185.
Вольфрам-оловорудные (без расчленения)												186. 193. 197. 202.	172-Дуссе-Алинская. 186-Арму-Большеуссурская. 193-Бикинская. 197-Верхне-Бикинская. 200-Верхне-Хорский. 202-Хуту-Джаурская.
Молибденит-кварцевая													187-Малиновский.
Медно-полиметаллическая													183-Верхнеуссурийский. 189-Ольгинский. 191-Кемская. 198-Самаргинская.
Полиметаллическая, скарново-полиметаллическая													190-Дальнегорская.
Бурейская, Ханкайская РС													
Золото-кварцевая													182-Находкинская.
Золото-серебряная													166-Прутуранская.
Молибденит-кварцевая													167-Акшима-Ниманская. 168-Тырминская.
Касситерит-грейзеновая													179-Биджанский.
Редкометалльно-грейзеновая													180-Преображенковский..
Флюоритовая, полиметаллическая, оловорудные													181-Кордонинская. 183-Вознесенская. 184-Уссурийская.
Полиметаллическая													164-Чагоянский.
Марганец-железородная													178-Малохинганская. 184-Уссурийская.
Железородная скарновая													162-Шимановский. 163-Гаринский.
Хризотил-асбестовая													Усть-Депский.
Амуро-Охотская РС													
Ртутная аргиллизитовая													149-Джагдинская.
Золото-кварцевая													150-Унья-Бомская. 151-Верхне-Селемджинская. 173-Кербинский.
Титаномагнетитовая													155-Тайменьский.
Фосфорит-марганец-железородная													154-Удеко-Шантарская.
Медно-полиметаллическая													153-Аяно-Шевлинская.
Графитовая													178-Малохинганская.
Апатит-ильменит-титаномагнетитовая													152-Баладекский.

Рис. 3. Схема эволюции эндогенной рудоносности Амурской провинции.

Усл. обозначения см. на рис.1.

гранитоидными интрузиями в поднятиях. В Билякчанском грабене Охотского массива карбонатно-терригенные молассоиды несут признаки оруденения формации медистых песчаников и сланцев.

4. Позднепротерозойско-раннепалеозойская эпоха - эпоха режима перикратонных прогибов, карбонатно-терригенные комплексы которых специализированы на полихронное стратиформное медно-свинцово-цинковое оруденение (абс. возраст галени-тов 1780-1039, 570 млн лет); в связи с карбонатит-ультрамафитовыми интрузиями получило развитие редкометалльное оруденение.

5. Средне-позднепалеозойская эпоха - эпоха миогеосинклиналичного режима с проявлением в срединных массивах средне-позднедевонской тектономагматической активизации. Последняя выражена мощным дацит-трахириолитовым вулканизмом и гранитоидным плутолизмом, в связи с которыми получило развитие золото-кварцевое и золото-серебряное оруденение с абс. возрастом 335 ± 5 - 330 ± 9 млн лет (Степанов, Шергина, 1998 г.).

6. Мезозойская эпоха - эпоха геосинклиналичного, в основном миогеосинклиналичного, и орогенного режимов. Рудоносность эпохи связана с орогенным режимом и обязана проявлению ряда металлогенических стадий: позднеюрско-раннемеловой (абс. возраст 170-139 млн лет), специализированной на метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение, готерив-барремской с развитием грейзенового оловянного и вольфрамового оруденения, апт-альбской (абс. возраст 124-100 млн лет), продуктивной на гидротермальное золотое оруденение, и раннесенонской, специализированной на оруденение касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, вольфрам-скарновой и вольфрамит-кварцевой рудных формаций.

Пространственное размещение региональных рудоносных систем, металлогенических зон и рудных районов в рассматриваемой провинции показано на рис. 1, эволюцию процессов рудообразования и проявленность различных рудных формаций с конкретными металлогеническими эпохами и стадиями отражает рис. 4.

Охотско-Чукотская провинция (883.5 тыс. км²) простирается в северо-восточном направлении от верховьев р. Уды до побережья Берингова пролива (3600 км), имеет ширину от 150 до 540 км, в целом отвечает границам одноименного вулканического пояса, включая его внешнюю, в основном плутогенную, мегазону. Автономность провинции подчеркивается ее резко наложенным характером на структуры Верхояно-Чукотской складчатой системы, в том числе на срединные массивы последней, особенностями глубинного строения и металлогенической специализации.

Формирование провинции связано с мезозойско-раннепалеогеновой эпохой тектономагматической активизации. Ранняя стадия последней (J_3 - K_1) проявлена дифференцированными блоковыми подвижками с образованием континентальных грабенов и прогибов с молассовым вулканогенно-терригенным выполнением. Главная стадия (K_1 - K_2) выражена мощным базальт-андезит-риолитовым вулканизмом и гранитоидным плутолизмом, заключительная (K_2 - P_1) - процессами континентального рифтогенеза и базальт-андезитобазальтового вулканизма. Соответственно, рудоносность провинции обязана мезозойско-раннепалеогеновой металлогенической эпохе, в составе которой главное по продуктивности значение имеют раннемеловая медно-молибденоносная и золотоносная, раннесенонская оловоносная и позднесенонская золото-сереброносная стадии.

В глубинном строении индивидуальность провинции выражена практически непрерывной вдоль ее простирающей полосой повышенной мощности земной коры и совпадающей с ней цепью участков и зон разуплотнения коры [12], на поверхности проявленных очаговыми зонами гранитоидного плутолиза и риодацитового вулканизма. Наряду с продольными, важное значение имеют поперечные глубинные разломы, продолжения которых внутрь континента обусловили формирование соответствующих ответвлений вулканического пояса и связанного с ним оруденения.

В провинции известно порядка 3600 рудных объектов, в том числе 200 месторождений эндогенных полезных ископаемых. Статистические данные [7] определяют металлогеническую специализацию провинции как золото-серебро-олово-полиметалльную, в которой помимо господствующих проявлений и месторождений Au, Au-Ag и Sn существенное значение имеют W, Mo, Pb-Zn и Cu.

В составе провинции выделено 19 металлогенических зон и 6 рудных районов, размещение которых отражено на рис. 1. Выражено «стержневое» положение вдоль всей протяженности провинции цепочки-полосы металлогенических зон и рудных районов, специализированных на золото-серебряное оруденение, и фланговая позиция по отношению к осевой широко развитой медно-молибден-порфировой рудоносности. Наряду с этим отчетливо проявлено унаследованное от соседней Верхояно-Чукотской провинции оловянное оруденение, металлогенические зоны и рудные районы которого занимают пограничное с последней положение.

Наименование выделенных МЗ и РР, формационную принадлежность оруденения и его эволюцию во времени иллюстрирует рис. 5.

(Хоккайдо-)Сахалинская провинция (71.3 тыс. км²) отвечает одноименной складчатой системе, фор-

















Верхояно-Чукотская провинция										
Ведущие рудные формации	Металлогенические эпохи и стадии									Металлогенические зоны, рудные районы и их номера на рис. 1
	AR ₁	PR ₂	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃	T	J	K ₁	K ₂	
Яно-Колымская, Чукотская, Пенжино-Тайгоноская РС										
Медно-порфировая, молибден-порфировая										38-Тайгоноская. 40-Верхнеоканская.41-Мургальская. 42-Танюерский. 43-Кони-Пьягинская.
Оловорудные (без расчленения)										6-Томпонская. 7-Хунхадинский. 9-Тирехтяхская. 10-Барылазский. 18-Ольжо-Абырабытская. 19-Яно-Бакынская. 23-Чохчуро-Чокчурдахская. 27-Валькумейская.
Вольфрам-оловорудные (без расчленения)										8-Дербек-Нельгехинская. 10-Яно-Борулахская. 12-Тас-Кыстабытская. 13-Чибегагах-Дебинская. 22-Полоусненская.
Золото-сурьмяная										11-Адыча-Тарынская. 21-Селенях-Устькуйганская. 26-Кутеп-Капервеемская.
Золото-серебряная										16-Уяндино-Ясачнинская.
Золото-кварцевая										14-Иньяли-Дебинская. 15-Верхне-Бальгычанский. 20-Бакы-Куларская. 25-Улахан-Тасская. 28-Куветский, Рывеемский. 37-Кенгвеемский. 39-Авековская.
Медно-полиметаллическая				40.						17-Тас-Хаяхтахская. 24-Берелехский. 29-Беринговская.
Сетте-Дабанская, Колымо-Омолонская РС										
Золото-кварцевая										30-Седедемский.
Золото-сульфидно-кварцевая										34-Березовский-1
Золото-кварцевая										2-Аллах-Юньская. 22-Правокаменканский.
Свинцово-цинковая гидротермальная										5-Седян-Куельская.
Золото-серебряная										35-Рассошинский. 36-Кедоно-Омолонская.
Медно-полиметаллическая										1-Юдомо-Майская. 31-Таскано-Омулевская. 32-Приколымская.
Редкоземельно-редкометаллическая карбонатитовая										3-Горби-Хамнинский. 4-Горноозерский.
Железистых кварцитов										Омолонский.

Рис. 4. Схема эволюции эндогенной рудоносности Верхояно-Чукотской провинции.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

мировавшейся в продолжение эвгеосинклинального (PZ₃?- K₂) и островодужного (K₂ - N) режимов. В провинции известно более 90 слабо изученных рудных проявлений, из которых лишь 6 по прогнозным ре-

сурсам приравниваются к месторождениям (3 - ртути, 2 - золота и 1 - талька). Наиболее распространены проявления ртути, хрома, золота, меди, свинца и цинка, марганца.












Охотско-Чукотская провинция						
Ведущие рудные формации	Металлогенические стадии					Металлогенические зоны, рудные районы и их номера на рис.1
	J ₃	K ₁ ¹	K ₁ ²	K ₂ ¹	K ₂ ²	
Золото-серебряная						101-Преддугджурская. 105-Ульинская. 108-Куйдусунская. 113-Янский. 119-Прикарамкенская. 126-Эвенский. 127-Пенжино-Анадырская. 130-Березовская. 137-Верхнеанадырско-Верхнетанорерская. 138-Ингувеем-Паляваямская. 140-Верхнеамгуэмская. 143-Эргувеемский.
Оловорудные (без расчленения)	 104.107.112.116.117. 122.139.144.147.			 118.124. 134.		104-Юдома-Сунтарская. 106-Верхнебургалийский. 107-Делькю-Охотский. 112-Кулу-Янская. 116-Арманьский. 117-Мякитский. 118-Булюновский. 122-Верхнеярходонский. 124-Омсукчанский. 139-Телекайская. 144-Курима-Эргувеемский. 145-Улувеемский. 147-Курулкино-Чегитунская.
Вольфрам-оловорудные (без расчленения)		 103. 139.		 123.		103-Майско-Анчанский. 123-Сеймчанская. 139-Куэквуньская.
Золоторудные (без расчленения)	 132.133.136.		 109. 110. 142.			109-Усть-Охотский. 110-Кухтуйский. 132-Ильгувеемская. 133-Сухарнинский. 136-Тыгыльвеемская. 142-Милюткэйвеемская
Мо-, Cu-, Cu-Мо-порфировые	 99.100.102.111.114.115. 131.135.				 120. 121. 125. 128. 129.	99-Моксинский. 100-Чалбук-Джанинский. 102-Челасино-Малтанская. 111-Ульбе-Нютская. 114-Каванский. 115-Кавинская. 120-Примагаданская. 121-Токур-Юряхский. 125-Коркодон-Наяханская. 128-Намындыкан-Еропольская. 129-Березовский-2. 131-Тополево-Хетачинская. 135-Баимская.
Медно-полиметаллические (без расчленения)	 141. 146.		 102. 148.			102-Челасино-Малтанская. 141-Крестовая. 146-Чегутунская. 148-Чаплинская.

Рис. 5. Схема эволюции эндогенной рудоносности Охотско-Чукотской провинции.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

Выделенные в составе провинции рудные районы образуют цепочки меридионального простира- ния (рис.1), по состоянию своей изученности могут расцениваться лишь в качестве потенциальных.

По геологическим соотношениям в связи с эв- геосинклинальными комплексами находятся рудо- проявления кремнисто-марганцевой, хромитовой с платиноидами, золото-анальцимой, медно-колче- данной рудных формаций; островодужные комплек- сы специализированы на ртутно-лиственитовое, кол- чеданное медно-полиметаллическое, золото-сурья- ное оруденение.

Курило-Камчатско-Корякская провинция (578.3 тыс. км²) охватывает одноименную геосисте- му, образованную в процессе развития палеозойско- мезозойского рифтогенно-геосинклинального и кай-

нозойского островодужно-орогенного геотектони- ческих режимов.

В составе провинции выделены Корякская (XVIII), Западно-Камчатская (XIX) и Курило-Кам- чатская (XX) рудно-магматические системы, вклю- чающие, в свою очередь, металлогенические зоны и рудные районы (рис. 1).

В провинции известно около 700 проявлений различных эндогенных полезных ископаемых (в том числе 65 месторождений), статистика которых опре- деляет ее металлогеническую специализацию как серно-ртутно-золото-серебряную при существенном значении платиноидного и медно-никелевого оруде- нения. Подчиненное значение имеют рудопроявле- ния и месторождения олова, молибдена, хрома, меди, свинца и цинка.

Рудоносность рассматриваемой провинции определяют палеозойская, мезозойская и кайнозойская металлогенические эпохи. Первые две эпохи, выраженные геосинклинальными, в том числе офиолитовыми комплексами, специализированы на кремнисто-марганцевое, хромитовое и медно-никелевое с платиноидами оруденение. Кайнозойская эпоха, представленная орогенно-островодужными комплексами, характеризуется широким спектром рудоносности, включающим месторождения и рудопроявления касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной (P₃), ртутной (лиственитовой, кварц-диккитовой, опалито-алунитовой (N₁), медно-порфировой (N_{1,2}), золото-серебряной (N_{1,2}), колчеданно-полиметаллической (тип «Куроко») (N) и самородной серы (N₂ - Q) рудных формаций.

Размещение названных рудных формаций на площади провинции в виде соответствующих металлогенических зон рудных районов отражено на рис. 1, эволюцию рудообразования иллюстрирует рис. 6.

Приведенное выше металлогеническое районирование территории Дальнего Востока России позволяет заключить нижеследующее.

1. Выделенные металлогенические провинции - Алдано-Становая, Амурская, Верхояно-Чукотская, Охотско-Чукотская, (Хоккайдо-)Сахалинская и Курило-Камчатско-Корякская - отвечают наиболее крупным геотектоническим элементам рассматриваемой территории.

2. В пределах металлогенических провинций наиболее выражены границы региональных рудоносных и (или) рудно-магматических систем. Первые, как правило, отвечают границам складчатых систем или их ветвей, крупных структур платформ и срединных массивов. Границы рудно-магматических систем определяются границами ареалов распространения слагающих их вулканических, вулканоплутонических и плутонических комплексов.

3. Границы металлогенических зон и рудных районов намечены доменным способом (по В.И. Смирнову), т.е. путем оконтуривания ареалов известных проявлений эндогенной рудоносности, и носят, таким образом, условный характер.

4. Металлогеническая специализация каждой из провинций обусловлена мегациклично-циклическим формированием и развитием земной коры в

Курило-Камчатско-Корякская провинция								
Ведущие рудные формации	Металлогенические эпохи, стадии							Металлогенические зоны, рудные районы и их номера на рис. 1
	PZ	J	K ₁	K ₂	P	N	Q	
Самородной серы						★ ★		237-Апапка-Каванэйваямская. 239-Тигильская. 248-Кроноцкая. 254-Курильская.
Сурьмяно-ртутная, ртутно-аргиллизитовая						○ ○ ○ ○ ○		222-Чиринайская. 228-Найвал-Ванетатская. 229-Эньчайваямская. 243-Пахачинская.
Золото-серебряная					▨ ▨ ▨			232-Ичигин-Уннэйваямская. 238-Озерно-Карагинская. 240-Быстринская. 247-Адриановский. 250-Авача-Паратунская
Золото-кварцевая						▨ ▨		220-Майнский. 230-Талово-Майнская.
Касситерит-сульфидная					▨ ▨ ▨			221-Пархонайская. 233-Уннэйваямская.
Медно- и медно-молибден-порфировая, колчеданно-полиметаллическая					× × # ×			219-Афонькинский. 227-Майницкая. 236-Апука-Ильпиевская. 241-Срединная. 249-Козлово-Кроноцкий. 251-Шипутино-Примутновская. 253-Асача-Лопаткинская. 254-Курильская.
Хромитовая, медно-никелевая с платиноидами	◆ ◆		◆ ◆	◆ ◆				223-Тамватней-Красногорский. 224-Чиринайский. 225-Четкинваямский. 226-Верхнехатыркинский. 231-Куюльский. 234-Ватнейско-Вывенкайский. 235-Гальмозанский. 244-Карагинский. 245-Озерно-Уколкинская. 246-Мыскамчатский. 249-Козлово-Кроноцкий.
	225, 226		223, 224, 231	234, 235, 244, 245, 246, 249				

Рис. 6. Схема эволюции эндогенной рудоносности Курило-Камчатско-Корякской провинции.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

процессе проявления различных геотектонических режимов и связанных с ними металлогенических эпох и стадий.

5. Различия провинций обусловлены полнотой проявленности мегациклов - металлогенических эпох (рис. 2-6). При этом в разных провинциях геологические комплексы разновозрастных мегациклов характеризуются однотипной или близкой металлогенической спецификой, что обусловлено, вероятно, пространственно-временной сопряженностью проявления соответствующих импульсов эндогенной активности, в том числе рудообразующих процессов.

- Эталоном рудоносности раннедокембрийских мегациклов (AR_1 , AR_2 , PR_1) служит Алдано-Становая провинция с присущими ей месторождениями апатит-ильменит-титаномагнетитовой, железорудной (осадочно-вулканогенной и скарноидной), мусковитовых, редкоземельных и редкометалльных пегматитов, флогопитовой, графитовой, железистых кварцитов, горного хрусталя, медистых песчаников и сланцев и некоторых других рудных формаций. Подобные названным рудные формации проявлены также в Амурской и Верхояно-Чукотской провинциях, но носят здесь фрагментарный характер вследствие фрагментарного распространения соответствующих рудоносных геологических комплексов.

- Геологические комплексы позднепротерозойско-раннепалеозойского мегацикла, связанные с платформенным режимом и режимом перикратонных прогибов, характерны для Алдано-Становой, Амурской и Верхояно-Чукотской провинций, в которых главенствующее значение принадлежит стратиформному оруденению железорудной, марганцеворудной, полиметаллической, флюоритовой, магнетитовой рудных формаций.

- Средне-позднепалеозойский мегацикл характеризуется оформлением в процессе коллизионного режима Буреинского и Ханкайского срединных массивов в Амурской провинции и режимом тектономагматической активизации в Омолонском и Охотском срединных массивах Верхояно-Чукотской провинции. Первые из массивов специализированы на олово-вольфрам-редкоземельное, а вторые - на золото-серебряное оруденение.

- Мезозойский (включая ранний палеоген) мегацикл проявлен во всех провинциях. Профилирующая рудоносность мегацикла в Амурской, Алдано-Становой, Верхояно-Чукотской и Охотско-Чукотской провинциях обязана полистадийному орогенно-активизационному режиму, геологические комплексы которого специализированы, главным образом, на золотое, золото-серебряное и оловянное оруденение. В Сахалинской и Курило-Камчатско-Корякской провинциях геосинклинальные комплексы офиоли-

тового основания специализированы на металлы платиновой группы и медно-никелевое оруденение.

- Кайнозойский мегацикл наиболее полно проявлен в Курило-Камчатско-Корякской провинции, в которой орогенно-островодужные комплексы специализированы, главным образом, на ртутное, самородносеребряное, золото-серебряное, колчеданно-полиметаллическое и медно-порфировое оруденение.

В заключение отметим, что осуществленное металлогеническое районирование требует, несомненно, своего дальнейшего совершенствования путем углубленного анализа металлогенических факторов - рудогенерирующих, рудотранспортирующих, рудо локализирующих. Результаты такого анализа явятся основой для уточнения известных и вскрытия новых закономерностей размещения месторождений эндогенных полезных ископаемых в структурах земной коры, для разработки комплекса факторов прогнозирования и соответствующих построений.

Автор признателен Л.Н. Родионовой за компьютерное оформление текста статьи и иллюстраций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. М.: Недра, 1991. 192 с.
2. Гельман М.Л., Ичетовкин Н.В., Сосунов Г.М. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. 1:1 500 000. Объяснительная записка. Магадан, 1986.
3. Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. М.: Недра, 1974. 237 с.
4. Кузнецов А.А. Магматогенная природа Земли и геологические свидетельства (системный подход). СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
5. Лишневицкий Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21-32.
6. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья: Автореф. дис...д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 50 с.
7. Основные проблемы изучения и добычи минерального сырья Дальневосточного экономического района. Хабаровск: Изд-во ДВВИМСа, 1999. 214 с.
8. Рейнлиб Э.Л. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 23-30.
9. Ротман В.К. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов. 1:1 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
10. Смирнов В.И. Металлогения и источники рудообразующих веществ // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1976.
11. Смирнов В.И. Эндогенная металлогения // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 121-168.

12. Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. М.: Недра, 1995. 560 с.
13. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.
14. Шкодзинский В.С., Габышев В.Д. Происхождение и корреляция докембрийских комплексов - модель эволюции глобального магматического океана (На примере Алданского щита) // Отеч. геология. 1994. № 8. С. 28-34.

Поступила в редакцию 17 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

Metallogenic zoning of the territory of the Russian Far East

V. I. Sukhov

The following metallogenic provinces corresponding to the largest geotectonic elements of the studied territory have been recognized in the Russian Far East: Aldan-Stanovoi, East Transbaikal region (Upper Amur system), Amur, Verkhoyansk-Chukotka, Okhotsk-Chukotka, (Hokkaido) Sakhalin, and Kuril-Kamchatka-Koryak. The metallogenic structure of the provinces is determined by regional ore-bearing and ore-magmatic systems, metallogenic zones and ore districts.

The metallogenic specialties of the provinces are conditioned by megacyclic-cyclic formation and development of the earth's crust in various geotectonic regimes - a regime of formation of the primary continental crust (AR₁), riftogenic-geosynclinal (AR₂, PR₁, PR₂-PZ, MZ, KZ), platform and pericratonic depressions (PR₂-PZ₁), collision-related (PZ, MZ), island-arc (MZ, KZ), active continental margins (PR₁, MZ), and continental taphro- and riftogenesis (KZ). The distinctions between the provinces are determined by completeness of manifestation of megacycles – metallogenic zones. Incidentally, in different provinces geological complexes of geotectonic regimes of the same type are characterized by close metallogenic specifics.

О ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМАХ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ (РОССИЯ)

Л.В.Эйриш

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

На основе площадной геохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200000, выполненной на большей части Амурской области, выделены структуры переноса (просачивания) золотоносных флюидов и локализации рудного вещества, позволившие дополнить фактическими данными концепцию о золоторудных системах как ансамблях взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации рудного вещества.

Ключевые слова: золоторудные системы, геохимическая съемка, структуры переноса флюидов, Амурская область.

Золоторудные системы (ЗС) Дальнего Востока уже выделены, описаны и проанализированы [1,2] в качестве динамичных ретроспективных систем, позволяющих восстанавливать генетические аспекты золотого рудообразования и формировать принципы прогноза золоторудных районов и месторождений. ЗС - это ансамбль взаимодействия в геологическом пространстве и времени факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения, который функционирует в подвижных геотектонических структурах. ЗС зарождаются в прогибах в зонах глубинных разломов на коре фемического и переходного типа. В этих прогибах формируются рудогенерирующие, флюидопроводящие и экранирующие формации. ЗС достигают зрелости и максимальной продуктивности в раннеорогенные этапы своего развития, т.е. в период возникновения первичной складчатости, сводовых и куполовидных структур, зонального метаморфизма, внедрения доботолитовых даек и раннеорогенных гранитоидов повышенной основности, магнитной восприимчивости и натривости. Это период формирования структур локализации золотого оруденения. На стадии позднего орогенеза происходят деструктивные процессы: эндогенные - под воздействием постзолоторудных калиевых гранитов, и экзогенные - эродирование оруденения в результате интенсивных позднеорогенных поднятий.

Структуры генерации - это первый важнейший элемент золоторудных систем. Они включают: 1) субстраты, обогащенные полезными компонентами (в нашем случае золото и серебро). Это глубинные фемические массы, которые оконтуриваются на картах по региональным магнитным и, в меньшей степени, по гравитационным максимумам; 2) источник тепловой и кинетической энергии, необходимый для разогрева продуктивного субстрата, его расплавления, либо орошения горячими флюидами. Этот источник отождествляется с глубинными структурами

гранитизации, которые оконтуриваются по региональным (и локальным) минимумам силы тяжести. Наиболее эффективны структуры генерации, охватывающие зоны глубинного взаимодействия источника тепловой энергии с продуктивным субстратом. В геофизических полях - это зоны контактов региональных минимумов силы тяжести и магнитных линейных максимумов.

Эти представления были положены в основу принципов прогноза золотого оруденения [3] и схемы районирования золотоносных территорий Дальнего Востока [4]. Однако следует признать, что выделение золотоносных провинций и зон на этой схеме базировалось преимущественно на оконтуривании структур генерации и ареалов фактической рудной и россыпной золотоносности (без учета структур переноса). В этой статье используются новые данные, позволившие показать на карте вторую неотъемлемую часть ЗС - структуры переноса (СП). Потенциальные СП - это пористые слоистые толщи (осадочные и осадочно-вулканогенные), зоны разломов, брекчирования, трещиноватости, субвулканические и относительно глубинные гранитоидные интрузии (до начала их кристаллизации). В силу различных причин не все потенциальные СП реализуются в процессе развития геотектонических структур и золоторудных систем. Реализация таких структур должна проявляться на современном срезе земной поверхности геохимическими аномалиями, трассирующими пути проникновения рудоносных флюидов в зону рудообразования. Такие данные были получены геологической службой Амурской области, осуществляющей площадную геохимическую съемку по потокам рассеяния масштаба 1:200000 под руководством В.В. Домчака (1978-1998 гг.), а также А.Е. Пересторонина (1995 г.) и А.А. Васильева (1996 г.). Площади, покрытые этой съемкой, показаны на рис. 1, 2. Это уникальный геохимический материал, создавший широкий фронт поисковых и тематических ра-

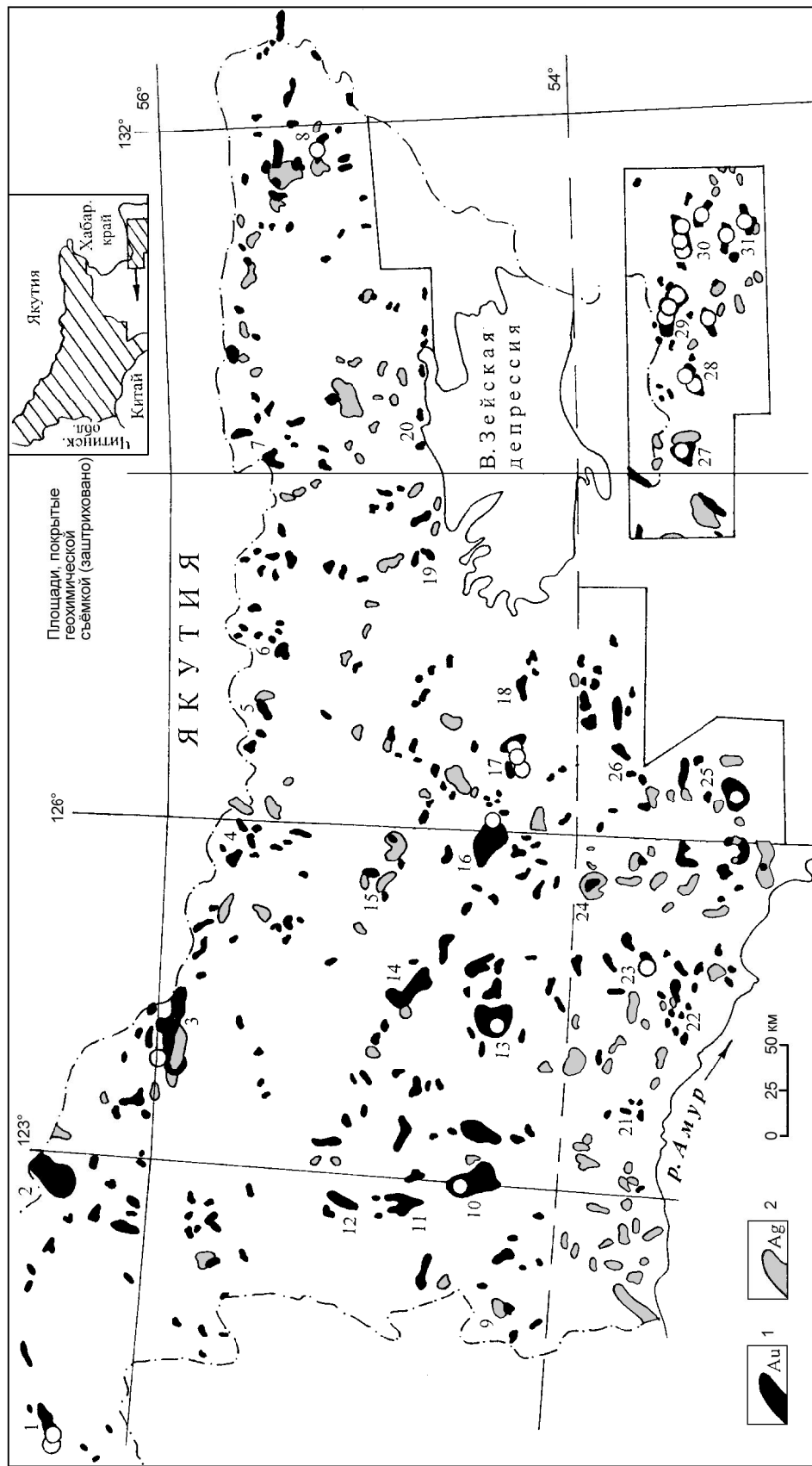


Рис. 1. Карта ареалов потоков рассеяния золота и серебра Амурской области (центральная и северная части). Составлена по результатам опробования донных осадков водотоков м-ба 1:200000 (В.В.Домчак, 1979-1998 гг.; А.Е.Пересторонин, 1995 г.; А.А.Васильев, 1996 г.)

Золотоносные районы с золотом (1), золото-серебряным и серебряным (2) оруденением: 1 - Тас-Юряхский, 2 - Чильчинский, 3 - Апсаканский, 4 - В.Гилойский, 5 - Дельбергинский, 6 - Брянтинский, 7 - В.Токский, 8 - Купуринский, 9 - Уркинский, 10 - Березитовый, 11 - В.Хайтинский, 12 - Уркиминский, 13 - Соловьевский, 14 - Желтулакский, 15 - Курбатовский, 16 - Успенский, 17 - Золотогорский, 18 - Коханыйский, 19 - Мульмугинский, 20 - Сугдjarский, 21 - Неверский, 22 - Осежинский, 23 - Буриндинский, 24 - Игакский, 25 - Тыгда-Улунгинский, 26 - Арбинский, 27 - Маломырский, 28 - В.Стойбинский, 29 - Токур-Сагурский, 30 - Харгинский, 31 - Афанасьевский.

Кружками показаны золоторудные месторождения.

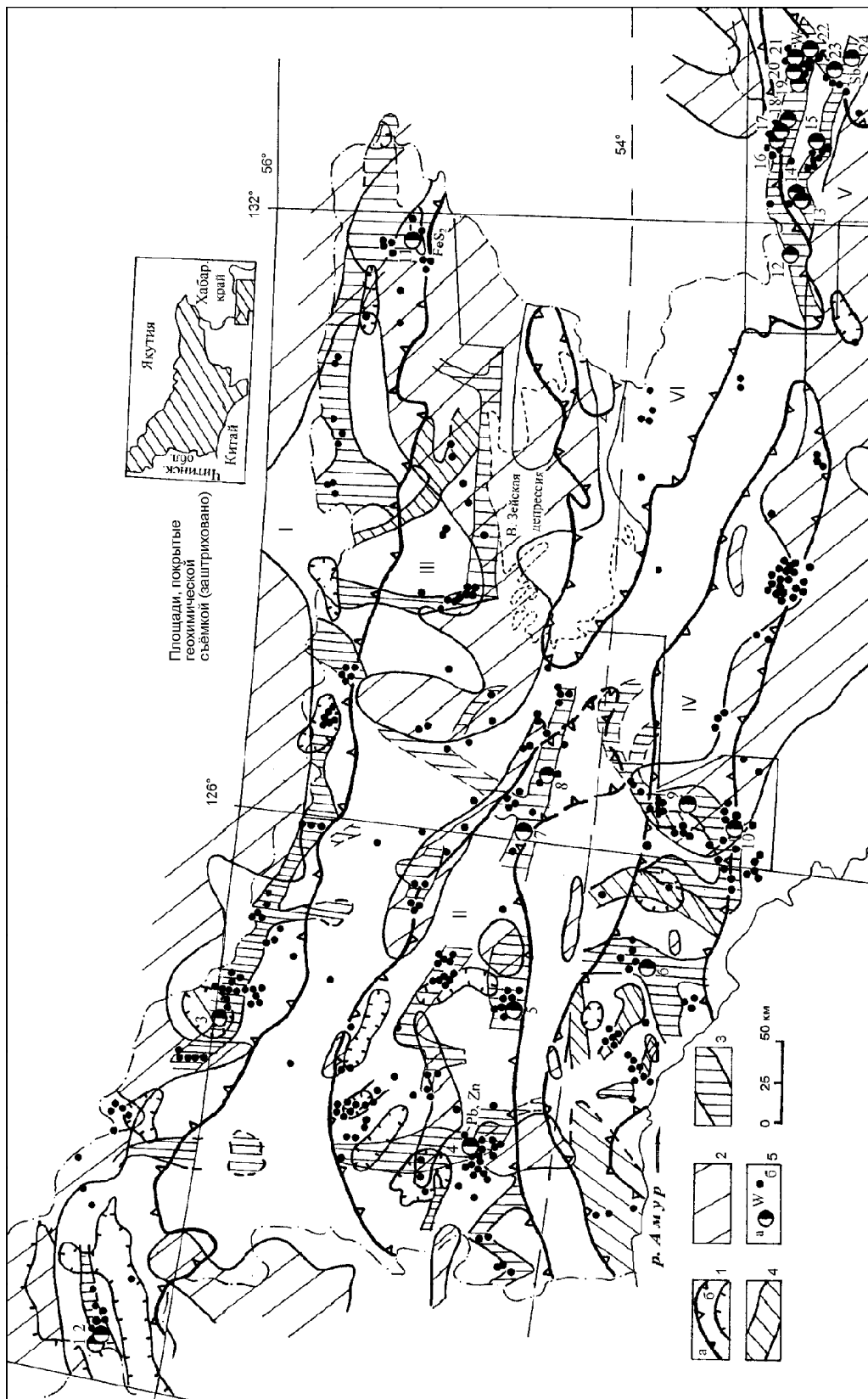


Рис. 2. Золоторудные системы Амурской области, выделенные по соотношению золотоносности, геофизических и геохимических аномалий.

1-2 - факторы генерации рудного вещества: 1 - энергетический фактор - структуры глубинного разуплотнения (гранитообразования), региональные (а) и локальные (б) по гравиметрическим данным); 2 - глубинные фемические субстраты - источники рудного вещества (по данным аэромагнитной съёмки); 3-4 - факторы переноса рудного вещества: линейные минерализованные трещинные зоны разломов и очаговые структуры, выделенные по материалам площадной геохимической съёмки по потокам рассеяния золота (3) и серебра (4) (см. рис. 1); 5 - золоторудные месторождения, в т.ч. с комплексными рудами (W, Sb и др.) (а), рудопроявления и точки минерализации с содержанием золота более 5 г/т (б).

Золоторудные системы: I - Северостановая, II - Тукурингская, III - Сугдjarская, IV - Северобуреинская, V - Джагдинская, VI - Унья-Бомская.

Золоторудные месторождения: 1 - Ледяное, 2 - Скалистое, 3 - Бамское, 4 - Березитовое, 5 - Кировское, 6 - Буриндинское, 7 - Успенское, 8 - Золотая Гора, 9 - Пионер, 10 - Покровское, 11 - Колчеданный Утес, 12 - Маломыр, 13 - В.Мынское, 14 - Ворошиловское, 15 - Сагурское, 16 - Иннокентьевское, 17 - Токурское, 18 - Тарнахское, 19 - Ингаглинское, 20 - Ясное, 21 - Унгличанское, 22 - Харгинское, 23 - Афанасьевское, 24 - Ленинское (сурьмяное).

бот на золото и другие полезные ископаемые на многие десятилетия. В статье использованы данные по золоту и серебру с целью выявления структур переноса и локализации рудного вещества, уточнения схемы районирования золотоносности Амурской области, а также использования этих материалов для развития концепции о золоторудных системах.

Выявленные потоки рассеяния золота и серебра оконтурены в виде ареалов потоков рассеяния (АПР). Эти АПР указывают (с некоторой погрешностью на перенос металлов в водоносных горизонтах) на положение структур локализации рудного вещества - важнейших элементов золоторудных систем. В силу мелкого масштаба карты (1:2500000) указанной погрешностью можно пренебречь. Более точное местоположение структур локализации может быть определено детальной геохимической съемкой делювия.

Ареалы геохимических потоков рассеяния золота и серебра (рис. 1) в большинстве случаев совпали с местоположением известных золотоносных районов, в особенности с наиболее продуктивными из них (Тас-Юрхский, Березитовый, Соловьевский, Тыгда-Улунгинский, Апсаканский, Токурский, Харгинский). В то же время, месторождения Колчеданский Утес, Золотая Гора, Буридинское располагаются в рядовых по размерам аномалиях, и наоборот, в некоторых крупных ареалах площадью до 250 км² еще не найдены промышленные золоторудные объекты (районы Чильчинский, В.Хайктинский, Желтулакский, Успенский, район Ленинского сурьмяного месторождения, Магдагачинский, северная часть Купуринского района и др.).

На рис. 1 можно видеть линейную, реже изометричную форму распределения АПР. Эти линейные и локальные изометричные геохимические аномалии, контролируемые положением рудоносных разломов и тектоно-магматических очагов (рис. 2), представляют собой искомые структуры переноса рудного вещества - второй важнейший элемент золоторудных систем.

Наиболее четко выражены линейные структуры просачивания флюидов широтного и ЗСЗ простирания, хуже проявлены близмеридиональные минерализованные линейные элементы, редко - северо-восточные. Преобладают собственно золоторудные флюидо-

проводящие системы, менее проявлены золото-серебряные и еще меньше - серебряные (Верхнее Приамурье). Самая крупная СП соответствует Северо-становой золотоносной зоне (рис. 2), протягивающейся вдоль всей северной границы Амурской области на 750 км. В геологическом отношении - это зона эндо- и экзоконтактов позднеюрских гранитоидных интрузий зоны Становика. В Тукурингурской золотоносной зоне выделяется СП ЗСЗ простирания длиной более 300 км, трассирующая одноименную тектоническую зону диафореза в раннекембрийском комплексе глубокометаморфизованных пород. Близмеридиональные СП, развитые в пределах Становой золоторудной провинции, локализованы в аналогичных геологических условиях - экзо- и эндоконтактах позднеюрских-раннемеловых гранитоидных массивов, на участках развития раннемеловых вулканических комплексов. Следует отметить и близширотные СП Джагдинской (В.Селемджинской) золотоносной зоны, контролируемые продуктивные золотоносные структуры с прогрессивным зональным метаморфизмом в палеозойских вулканогенно-осадочных толщах. К типу крупных очаговых СП, контрастно проявленных в геохимических и геофизических полях, можно отнести золоторудные узлы (районы): Соловьевский, Покровский, Апсаканский, Купуринский, Чильчинский.

Самая яркая особенность рассматриваемых СП - их тесная сопряженность с выделенными по геолого-геофизическим данным структурами генерации (рис. 2). В этой связи схема районирования золотоносности Амурской области, предложенная ранее [4], почти не изменилась.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
2. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С.67-80.
3. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Принципы регионального прогноза золотого оруденения (по материалам Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 98-105.
4. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Региональные закономерности и районирование золотоносности Амурской области // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 56-61.

Поступила в редакцию 4 мая 2000 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

Gold-bearing systems of Amur region (Russia)

L. V. Eirish

Areal geochemical survey of stray fluxes at a scale of 1: 200,000 carried out over a greater part of the Amur region was the basis for distinguishing structures of transport (percolation) of gold-bearing fluids and localization of ore matter, which made it possible to supplement with available data the concept of gold-bearing systems as ensembles of interaction of factors of generation, transport and localization of ore matter.

МАГМАТИЗМ

УДК 552.11 (571.61/62)

ГЕОЛОГИЯ ХАЙКТИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
(ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

В.Е. Стриха*, **Н.Н. Петрук****, **К.Д. Вахтомин****, **И.П. Вольская*****,
А.М. Коршунов***, **Ю.П. Шергина*****

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

**Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие "Амургеология" г. Благовещенск

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

Приведены результаты исследований Хайктинского плутона - петротипа хайктинского комплекса субщелочных гранитоидов Верхнего Приамурья. В строении плутона участвуют породы двух интрузивных фаз: 1 фаза - кварцевые монодиориты и граносиениты; 2 фаза - граносиениты, субщелочные граниты, в меньшей мере гранодиориты и граниты. На основании петрографических особенностей пород и состава породообразующих минералов установлено формирование комплекса в гипабиссальных условиях, из умеренно- и малоглиноземистых маловодных расплавов повышенной щелочности. Кристаллизация пород происходила при высоких температурах, высокой активности калия и кислорода. Петрохимические особенности составов пород и биотитов свидетельствуют о принадлежности хайктинских гранитоидов к позднеорогенным образованиям I-типа, сформированным на заключительных стадиях субдукции в условиях активной континентальной окраины со зрелой континентальной корой. Изучение Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в породообразующих минералах позволяет оценить абсолютный возраст комплекса в 132 ± 3 млн лет, что близко к возрасту золоторудного Березитового месторождения, определенному ранее (130 млн лет). Наряду с другими признаками, этот факт позволяет рассматривать хайктинский комплекс совместно с ассоциирующим золотым оруденением в качестве производных единой рудно-магматической системы. Первичные изотопные отношения стронция ($I_{Sr} = 0,7075-0,7083$) в породах свидетельствуют о значительном участии в их генезисе зрелого верхнекорового вещества. Становление хайктинского комплекса происходило, вероятно, в тылу Большехинганской активной окраины.

Ключевые слова: магматизм, интрузивные породы, гранитоиды, петрохимия, изотопия, абсолютный возраст, геодинамика, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Верхнего Приамурья, охватывающая Могочинский блок Алдано-Станового щита, (более 100 тыс. км²), характеризуется широкими масштабами развития (более 50% всей площади) и разнообразием гранитоидов, формирование которых происходило в широком возрастном диапазоне - от архея до раннего мела. С гранитоидами Верхнего Приамурья различного возраста многие исследователи связывают формирование рудных и россыпных месторождений золота [4-6, 10, 14, 20, 21, 26 и др.]. Однако, несмотря на изучение отдельных аспектов петрологии золотоносных гранитоидов, их изученность, в свете современных представлений, в целом, невысока. В частности, золотоносные гранитоиды Верхнего Приамурья слабо изучены геохронологи-

ческими методами, неясны также геодинамические условия их формирования. Актуальность детальных исследований пород золотоносных гранитоидных образований, с целью выяснения особенностей их состава и генезиса, обусловлена необходимостью решения прогнозно-металлогенических задач при проведении геологического доизучения площадей масштаба 1:200000, широко развернутого в последнее время на территории Востока России. Одним из примеров золотоносных гранитоидных комплексов и является хайктинский комплекс субщелочных гранитоидов Верхнего Приамурья, впервые выделенный [18]. Исследования Rb-Sr и K-Ar систем в минералах гранитоидов Хайктинского плутона - петротипа хайктинского комплекса - свидетельствуют о близкисинхронном их формировании с рудами Березитового золоторудного месторождения, для которого ранее

был установлен возраст в 130 млн лет [6]. Отчетлива приуроченность золотого оруденения и россыпной золотоносности к зоне экзоконтакта Хайктинского массива и к его надинтрузивной зоне. В южной и юго-восточной частях контакт массива полого погружается под вмещающие породы. При этом отмечается зональность в размещении золотого оруденения по отношению к массиву. В апикальных частях фиксируется редкометалльное оруденение (Mo, W, нередко с Au, Bi), в зоне экзоконтакта по мере удаления от массива золото-редкометалльное оруденение (Au, Mo, иногда также Bi, Cu), сменяется золото-сульфидным (Au, Pb, Zn, часто также Ag). На наибольшем удалении от контакта отмечается золото-ртутное оруденение. Эти данные позволяют рассматривать интрузивные породы Хайктинского плутона и ассоциирующее с ним золотое оруденение в качестве производных единой рудно-магматической системы.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Хайктинский плутон расположен в бассейне р. Хайкты, правого притока р. Б. Ольдой (рис. 1). В плане массив имеет неправильную форму и вытянут в северо-западном направлении (до 70×25 км), площадь его более 1 тыс. км². В строении массива участвуют породы двух фаз, между которыми установлены интрузивные соотношения: первая фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты, вторая фаза - гранодиориты, граносиениты, граниты и субщелочные граниты. Жильная фаза представлена мелкозернистыми лейкогранитами, пегматоидными гранитами, аплитами. Включение в состав комплекса даек гранит-порфиоров, граносиенит-порфиоров и спессартитов, слагающих протяженные разноориентированные пояса, выходящие за пределы плутона, дискусионно.

Породы комплекса прорывают вмещающие архейские метаморфические и разновозрастные интрузивные и вулканогенно-осадочные породы, с образованием в них многочисленных дайкообразных заливов (даек-апофиз), а также содержат их многочисленные ксенолиты и ксеноблоки различной формы и размеров, часть из которых, по геологическим и геофизическим данным, являются провесами кровли. Самые молодые вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными образованиями позднеюрского нюкжинского вулканического комплекса.

Хайктинский массив характеризуется неровной апикальной поверхностью с куполовидными выступами, чередующимися с провесами кровли. Для удобства изложения материала в составе Хайктинского

массива выделяются Центральный, Бугарихтинский, Салакитский, Лазаревский и Ольдойский выступы, ранее рассматривавшиеся в качестве самостоятельных интрузивов. Контакты массива преимущественно пологие, с падением контактовой поверхности под вмещающие породы. В частности, в южной части Салакитского выступа фиксируется субгоризонтальное залегание контактовой поверхности. Судя по конфигурации и поведению границ, а также учитывая развитие многочисленных даек-апофиз, массив представляет собой полого погружающуюся на юго-восток пластину. Неглубокое залегание кровли массива установлено на основании гравиметрических данных на Березитовом золоторудном месторождении, приуроченном к относительно маломощным гребневидным дайкообразным выступам Хайктинского массива. На гравиметрических картах массив фиксируется отрицательным аномальным полем силы тяжести интенсивностью до 10 мГл. Расчеты показывают наличие пластинообразного тела гранитоидов мощностью в первые километры для большей части Хайктинского массива, за исключением Ольдойского выступа, который в своей юго-восточной части интерпретируется как крутопадающее тело, резко расширяющееся на глубине к востоку (промежуточная магматическая камера-?). В целом это позволяет представить Хайктинский массив как гигантский многокупольный гарполит, с подводным каналом на юго-востоке (Ольдойский выступ).

Породы первой фазы развиты незначительно, слагают ряд мелких (не более 2 км²) выходов в краевых частях массива или мелкие ксеноблоки в породах второй фазы. Они представлены мелко-среднезернистыми порфиroidными биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритами и граносиенитами, между которыми установлены постепенные переходы. Ксеноблоки кварцевых диоритов и граносиенитов первой фазы установлены в южных частях Салакитского, Лазаревского и Ольдойского выступов.

Гранитоиды второй фазы резко преобладают в составе Хайктинского массива. Они представлены мелко-среднезернистыми крупнопорфиroidными и неравнозернистыми (размеры зерен основной массы различаются в 5-10 раз) мегапорфиroidными биотит-роговообманковыми разностями, среди которых преобладают граносиениты и субщелочные граниты, при подчиненной роли гранодиоритов и гранитов нормальной щелочности. Для пород комплекса характерно наличие крупных (от 0,5 до 3-4 см, иногда больше) порфиroidных таблитчатых выделений розового калиевого полевого шпата. Отмечается сложное фаціальное строение второй фазы, обусловленное вариациями как зернистости пород, количества порфиroidных выделений калиевого полевого

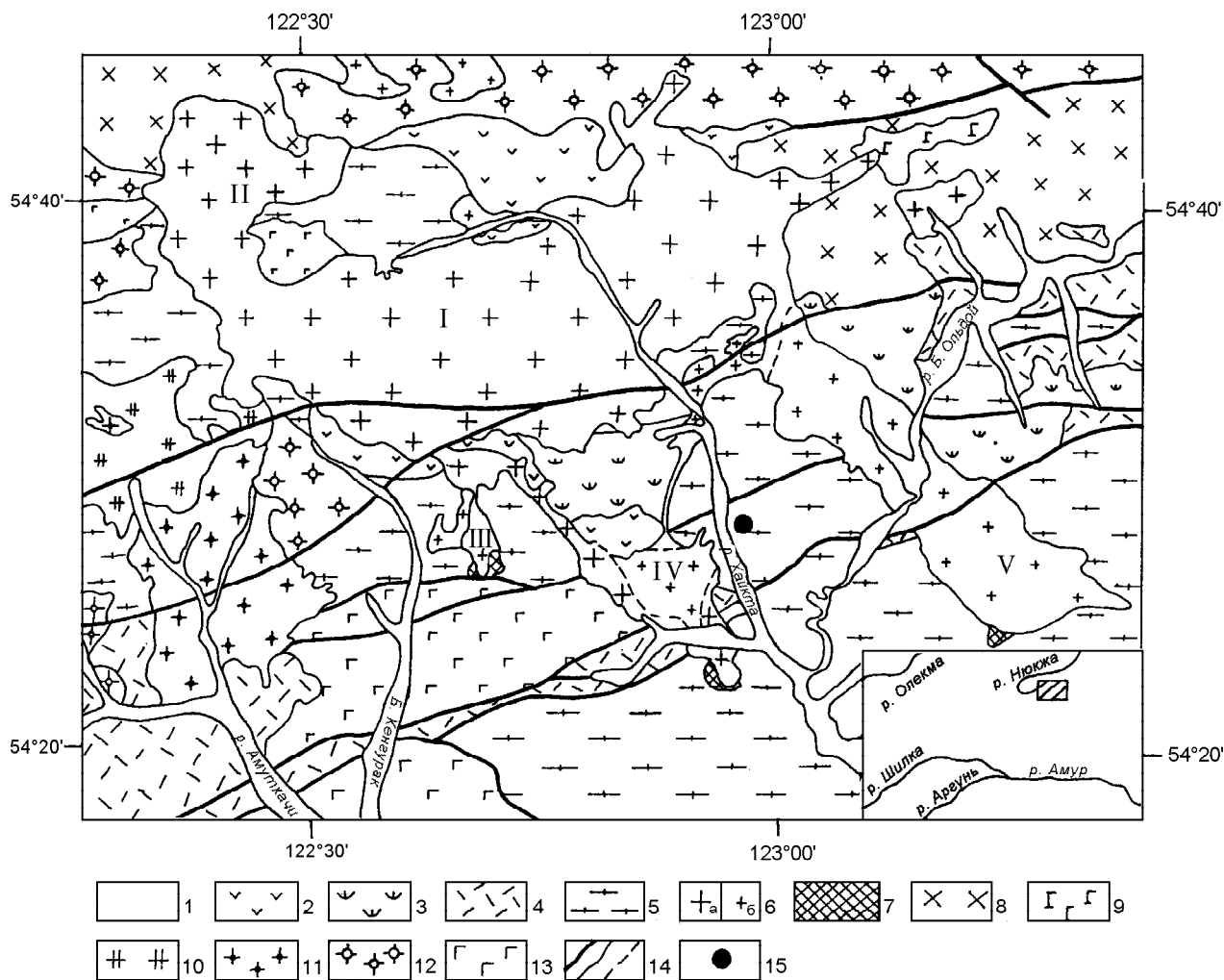


Рис. 1. Схема геологического строения Хайктинского плутона (Верхнее Приамурье). Составлена авторами с использованием материалов геолого-съёмочных работ ФГУП "Амургеология".

1 - четвертичные отложения; 2 - нюкжинская свита (J_3): преимущественно туфы трахидацитов, трахиандезитов, трахиандезиты, дациты, риолиты, туфогенно-осадочные породы; 3 - десовская свита (T_1): преимущественно туфы и игнимбриты риолитов, трахириолитов, риодацитов, туфы дацитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахиандезитов, трахиандезиты, редко-туфогенно-осадочные породы; 4 - чичаткинская свита (P_2): туфы и игнимбриты с прослоями лав трахириолитов, трахириодацитов, трахидацитов, трахиандезитов, редко туфы трахибазальтов, туфогенно-осадочные и осадочные породы; 5 - раннеархейские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 6-7 - раннемеловой хайктинский комплекс: вторая фаза - граносиениты и субщелочные граниты, реже гранодиориты и граниты мегапофировидные (6а) и крупнопорфировидные (6б), первая фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты (7). Цифрами обозначены выступы в составе Хайктинского плутона: I - Центральный, II - Бугорихтинский, III - Салакитский, IV - Лазаревский, V - Ольдойский; 8-9 - позднемеловые? гранитоиды (8), габброиды (9); 10 - позднетриасовый верхнеамуткачинский комплекс субщелочных гранитов; 11 - раннетриасовый амуткачинский комплекс субщелочных гранитоидов; 12 - позднеремский-раннетриасовый малонюкжинский комплекс щелочных гранитоидов; 13 - раннеархейский габбро-анортозитовый комплекс; 14 - главные разрывные нарушения (а), геологические границы (б), фациальные границы (в); 15 - местоположение Березитового золоторудного месторождения.

шпата, их размеров, так и соотношений темноцветных минералов - биотита и роговой обманки. Наиболее крупнопорфировидные разности гранитоидов, обладающие сериальной структурой, преобладают в составе массива и слагают его апикальные и краевые части, постепенно сменяясь к центральным частям Лазаревского и Ольдойского выступов крупнопорфировидными (вкрапленники калиевого полевого

шпата до 1 см), более хорошо раскристаллизованными мелко-среднезернистыми разностями, фиксирующими наиболее глубоко эродированные участки Хайктинского плутона. Такие участки сложены, в основном, субщелочными гранитами.

Кварцевые монцодиориты первой фазы внешне серые, темно-серые массивные мелко-среднезерни-

стые породы, иногда порфиридные за счет таблитчатых выделений калиевого полевого шпата размером до 10-15 мм. Породы состоят из зонального андезина № 30-35 - 45-60%, калиевого полевого шпата - 7-20%, кварца - 3-10%, зеленой роговой обманки, нередко с реликтами моноклинного пироксена - 6-20%, биотита - 3-10%. Суммарное количество темноцветных минералов составляет 25-35%. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, апатитом, сфеном, цирконом, ортитом. Вторичные минералы развиты незначительно и представлены хлоритом, эпидотом, серицитом. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Граносиениты первой фазы состоят из плагиоклаза - 40-45%, калиевого полевого шпата - 25-30%, кварца - 15-17%, роговой обманки - 5-7%, биотита - 3-5%, рудных минералов - 1-2%.

Гранитоиды второй фазы хайктинского комплекса внешне близки - это розово-серые мелко-среднезернистые или неравномернозернистые порфиридные породы с выделениями таблитчатых зерен розового полевого шпата, размер которых варьирует от 0,5 до 1,5-2 см, редко достигая 3-4 см и более, белого плагиоклаза размером до 6-8 мм, серого, нередко дипирамидального кварца - до 5-6 мм. Количество вкрапленников составляет до 25-40% объема пород. Граносиениты состоят из зонального олигоклаза № 20-28, нередко с каймой альбита - 45-55%, калиевого полевого шпата - 20-30%, кварца - 15-20%, коричневого биотита - 5-10%, роговой обманки - 1-13%. Гранодиориты отличаются от граносиенитов меньшими содержаниями калиевого полевого шпата. В субщелочных гранитах по сравнению с граносиенитами отмечается меньше плагиоклаза - 40-50%, больше калиевого полевого шпата - 25-40%, кварца - 20-25%, меньше темноцветных минералов - до 7-8%. Граниты отличаются от субщелочных разностей меньшими содержаниями калиевого полевого шпата - 20-25%. Акцессорные минералы представлены рудными минералами, сфеном, апатитом, цирконом, реже ортитом.

Структура пород порфиридная, гипидиоморфнозернистая для мелко-среднезернистых разностей и сериальная для неравномернозернистых, обусловленная присутствием в породах примерно в равных количествах тонко- (менее 0,3 мм), мелко- (0,3-1 мм) и среднезернистых (1-3 мм) серий зерен породообразующих минералов. Из-за наличия в породах тонкозернистой фракции эти породы ранее описывались как порфиридные. Иногда в породах отмечается микропегматитовая структура.

Гранитные пегматиты и аплиты обладают светло-серой, желтовато- или розовато-серой окраской. Для аплитов характерна мелкозернистая алло-

триоморфнозернистая, для пегматитов - блочная или пегматитовая структура. Породы состоят из кварца - 30-35%, олигоклаза № 15-20 - 20-25%, калиевого полевого шпата - 40-50%, биотита - до 3%.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Оптическими методами состав плагиоклазов в породах второй фазы определен как олигоклаз № 20-28. Часть зерен плагиоклаза имеет тонкую альбитовую кайму. Исследования же отдельных зерен плагиоклаза на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-35C (аналитик Т.Б. Макеева) и микрозонде JXA-5A (аналитик В.И. Сапин) показали более кислый состав минерала. В граносиенитах второй фазы (обр. 185-1) сканированием через 0,1 мм слабозонального таблитчатого зерна плагиоклаза установлено следующее чередование зон от периферии к центру (An %): 10,3 - 14,9 - 14,7 - 14,7 - 15,3 - 14,7 - 14,3 - 7,9 - 13,2 - 12,6 - 18,2 - 15,9. Микрозондовый анализ центральной части незонального зерна плагиоклаза показал принадлежность его к олигоклазу № 19. Химический состав плагиоклаза следующий (шл. 150, мас.%): SiO₂-65,02, Al₂O₃-22,71, FeO-0,15, MnO-0,09, CaO-3,86, Na₂O-9,36, K₂O-0,2, сумма-101,40. На контакте зерен плагиоклаза с калиевым полевым шпатом нередко отмечаются мирмекиты, возникающие, как известно, в близосолидусных условиях под воздействием водного флюида, находящегося в равновесии с остаточным котектическим расплавом [17]. Мирмекит появляется в породах, кристаллизовавшихся на глубине не менее 2,5-3 км [24], и рассматривается как маркер сохранения водного флюида на завершающей стадии кристаллизации [31].

Калиевый полевой шпат слагает как идиоморфные таблитчатые вкрапленники, так и зерна неправильной формы в основной массе пород. Зерна калишпата характеризуются криптопертитовым строением с содержанием тонких включений альбита до 10-15%, а также развитием прожилковых и пятнистых пертитов замещения, занимающих до 5-10% площади. Химический состав участка зерна калиевого полевого шпата без видимых вростков альбита, определенный на микрозонде JXA-5A (аналитик В.И. Сапин), следующий (шл. 150, мас.%): SiO₂-64,03, Al₂O₃-18,27, FeO-0,09, MnO-0,08, Na₂O-0,90, K₂O-15,87, сумма-99,25. Молекулярный состав калиевого полевого шпата без учета пертитов распада - Or₉₂Ab₈, с учетом пертитов распада - Or₇₇₋₈₂Ab₁₈₋₂₃. В крупных зернах калиевого полевого шпата нередко наблюдается зональное расположение включений темноцветных минералов и плагиоклаза, что свидетельствует о магматическом его происхождении [24].

Таблица 1. Химический состав (мас.%) и структурные формулы роговых обманок хайктинского комплекса.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Г-153	Г-154	Г-154	2023-е	150	185-1	180-2	147-5	147-5	148	173-8	180-4	180-4	1014-5
SiO ₂	49,34	48,56	47,43	47,5	48,14	45,4	47,45	46,13	47,73	47,23	47,41	48,31	44,85	49,02
TiO ₂	1,25	0,88	1,26	0,61	0,77	1,36	1,49	1,52	0,64	0,56	0,70	0,49	1,49	0,64
Al ₂ O ₃	5,86	5,36	6,06	6,66	6,32	6,7	6,14	6,24	6,63	6,73	6,72	6,52	6,97	6,27
FeO*	14,67	14,65	14,48	14,88	14,41	13,6	13,84	14,89	15,5	16,73	14,55	13,58	14,04	13,61
MnO	0,45	0,38	0,44	0,48	0,66	0,42	0,41	0,48	0,5	0,55	0,54	0,59	0,5	0,46
MgO	13,36	13,89	13,51	13,66	13,19	15,44	14,41	12,52	12,44	12,21	13,63	13,59	14,68	14,14
CaO	11,98	12,24	11,79	11,4	11,79	11,5	11,23	10,94	10,83	11,46	11,45	11,44	11,16	11,31
Na ₂ O	1,29	1,26	1,36	1,71	1,38	1,77	1,76	1,88	1,87	1,78	1,87	1,87	2,00	1,90
K ₂ O	0,71	0,62	0,62	0,97	0,79	0,79	0,83	0,92	0,91	0,89	0,82	0,81	0,87	0,81
Сумма	98,91	97,84	96,95	97,87	97,45	96,98	97,56	95,52	97,05	98,14	97,69	97,2	96,56	98,16
Si	7,15	7,11	7,00	6,93	7,08	6,70	6,92	6,96	7,05	6,95	6,93	7,10	6,63	7,10
Al ^{IV}	0,85	0,89	1,00	1,07	0,92	1,16	1,05	1,04	0,95	1,05	1,07	0,90	1,21	0,90
Ti ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
Сумма Т	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,15	0,03	0,05	0,08	0,17	0,00	0,00	0,07	0,20	0,12	0,09	0,23	0,00	0,17
Ti ^{VI}	0,13	0,09	0,13	0,06	0,08	0,00	0,12	0,16	0,07	0,06	0,07	0,05	0,00	0,06
Fe ³⁺	0,27	0,40	0,51	0,69	0,40	0,61	0,75	0,42	0,53	0,58	0,63	0,35	0,89	0,45
Mn	0,06	0,05	0,05	0,06	0,08	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Mg	2,88	3,03	2,97	2,97	2,89	3,39	3,12	2,81	2,74	2,68	2,97	2,97	3,23	3,05
Fe ²⁺	1,51	1,40	1,30	1,14	1,38	0,94	0,96	1,47	1,40	1,50	1,17	1,33	0,82	1,21
Сумма С	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Ca	1,86	1,92	1,86	1,78	1,86	1,82	1,75	1,77	1,71	1,81	1,79	1,80	1,77	1,75
Na	0,14	0,08	0,14	0,21	0,14	0,03	0,25	0,23	0,29	0,19	0,21	0,20	0,23	0,25
Сумма В	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,06	2,00
Na	0,22	0,28	0,25	0,27	0,25	0,48	0,25	0,22	0,29	0,32	0,22	0,23	0,24	0,28
K	0,12	0,11	0,11	0,17	0,14	0,14	0,14	0,17	0,16	0,16	0,14	0,14	0,15	0,14
Всего	15,34	15,39	15,36	15,44	15,39	15,62	15,39	15,39	15,45	15,48	15,36	15,37	15,39	15,42
f	38,23	37,36	37,78	38,27	38,18	33,34	35,35	40,21	41,41	43,75	37,76	36,08	35,33	35,27
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,66	0,68	0,70	0,72	0,68	0,76	0,76	0,66	0,66	0,64	0,72	0,69	0,79	0,72

Примечание. FeO* - суммарное железо в виде FeO. $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$ - общая железистость. 1-3 - первая фаза: граносиениты; 4-14 - вторая фаза: гранодиориты (4), граносиениты (5-6), граниты (7), субщелочные граниты (8-14). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5А в ДВГИ ДВО РАН, аналитик В.И.Сапин.

Микрозондовые анализы темно-зеленой роговой обманки приведены в табл. 1. Пересчет химических анализов амфиболов на стандартные кристаллохимические формулы и заполнение их по позициям произведены в соответствии с рекомендациями [11]. Формулы рассчитаны на 23 O, а оценка содержаний Fe³⁺ и Fe²⁺ произведена с учетом предложений [25]. Согласно [11], амфиболы гранитоидов хайктинского комплекса представлены преимущественно магниевыми роговыми обманками кальциевой группы, и лишь амфиболы обр. 185-1 отвечают по составу эденитам.

Оценка давления при кристаллизации гранитоидов по экспериментальному роговообманковому геобарометру [33] варьирует от 1 до 1,67±0,5 кбар, составляя в среднем 1,4±0,5 кбар, что соответствует гипабиссальной фации глубинности. Близкие к этим значения получены и по эмпирическому геобарометру [32].

По соотношению Al^{IV} и суммы щелочей в роговых обманках можно оценить температуры кристаллизации пород комплекса [8]. Температуры кристаллизации граносиенитов первой фазы составляют 715-730°C, гранитоидов второй фазы - 630-725°C, при среднем значении в 685°C.

Химические составы биотитов из пород хайктинского комплекса приведены в таблице 2. Биотиты в целом характеризуются низкой глиноземистостью, умеренной титанистостью и низкой железистостью. По соотношению Si/Al - (Mg+Fe)/Al (рис. 2) хайктинские гранитоиды попадают в поле IV и V, что свидетельствует о повышенной щелочности исходного для них расплава. Повышенная щелочность последнего способствовала снижению содержания алюминия в темноцветных минералах и связыванию его в плагиоклазах.

На диаграмме изменения железистости (100 Fe / Fe+Mg) и глиноземистости (100 Al / Si+Al+Fe+Mg) в зависимости от μ_{H_2O} - μ_{K_2O} (по [9]) биотиты хайк-

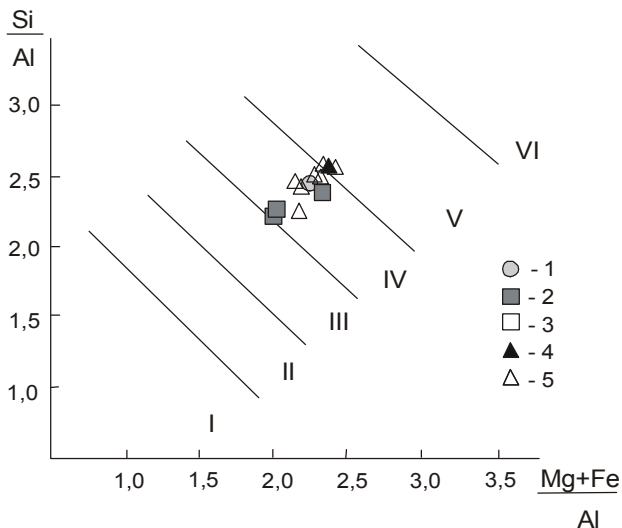


Рис. 2. Диаграмма Si/Al - (Mg+Fe)/Al для биотитов пород хайктинского комплекса.

I-VI - группы щелочности по [13]: низкой (I), пониженной (II), нормальной (III), повышенной (IV-VI). 1 - первая фаза: граносиениты; 2-5 - вторая фаза: граносиениты (2), гранодиориты (3), граниты (4), субщелочные граниты (5).

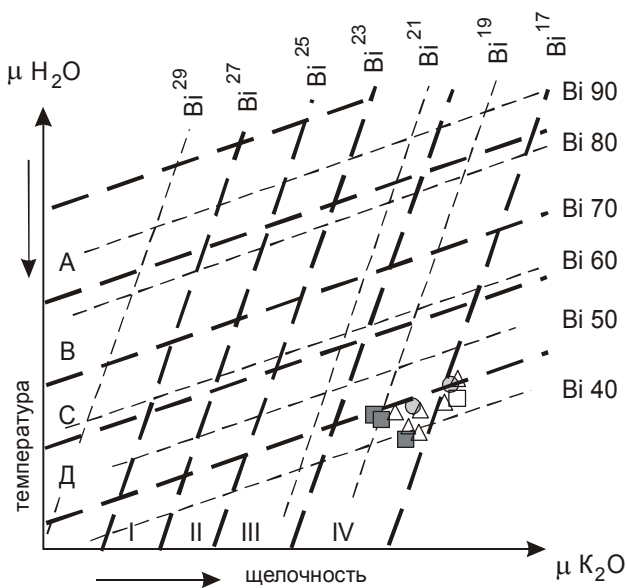


Рис. 3. Положение биотитов гранитоидов хайктинского комплекса на диаграмме изменения железистости и глиноземистости в зависимости от $\mu \text{H}_2\text{O}$ - $\mu \text{K}_2\text{O}$ по [9]. $\mu \text{H}_2\text{O}$ - потенциал воды, $\mu \text{K}_2\text{O}$ - потенциал калия. Тонким пунктиром показаны линии постоянной железистости (Bi^{40}) и глиноземистости (Bi^{17})/

Условные обозначения см. на рис. 2.

тинского комплекса попадают в поле IV группы, что указывает на высокую активность калия, а по температуре - в группу D, что свидетельствует о высоких (около 750°C по двуполевошпатовому геотермомет-

ру Т. Барта) температурах кристаллизации пород (рис. 3).

Температуры кристаллизации гранитоидов можно оценить также по геотермометру [15]. Равновесие между биотитом и роговой обманкой в породах комплекса, по соотношению $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$, соответствует $670-680^\circ$, что несколько ниже оценки температур по роговообманковому геотермометру.

Ассоциация низкожелезистого биотита с магнетитом свидетельствует о высокой фугитивности кислорода в исходном расплаве. Приближенная оценка фугитивности кислорода возможна по железистости биотита, при учете температуры и давления при его кристаллизации [37]. По диаграмме $\lg f\text{O}_2$ - T ($P_{\text{общ.}}=1035$), предложенной этими авторами, при железистости биотитов от 39 до 46% (табл. 2) и температурах кристаллизации в диапазоне $650-750^\circ\text{C}$, $\lg f\text{O}_2$ в породах хайктинского комплекса составляет -12-13,5. Такие значения фугитивности кислорода, по данным [23], характерны для золотоносных и молибденоносных гранитоидов.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД

Химический состав пород хайктинского комплекса приведен в таблице 3. На классификационной диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [12] точки составов пород хайктинского комплекса располагаются преимущественно в области умеренно-щелочных (субщелочных) образований и субпараллельно оси X (SiO_2), что отражает близкие содержания суммы щелочей в породах разной кремнекислотности. Составы гранодиоритов и гранитов лежат в области пород нормальной щелочности. По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породы комплекса принадлежат калиевому ряду ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,65-1,0$), и лишь в породах нормальной щелочности отмечается их натриевая специализация ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,05-1,16$). Это необычно для золотоносных гранитоидов, для которых характерно преобладание содержания Na_2O над K_2O [14, 26 и др.]. Породы второй фазы характеризуются значительными вариациями содержания CaO (1,85-3,56% - в граносиенитах, 1,07-2,45 - в субщелочных гранитах), что определяет также разброс точек составов на диаграмме Л.С. Бородина по оси $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ (рис. 4). Точки составов пород комплекса располагаются вдоль высококалиевого орогенного тренда [1].

Для пород комплекса в целом характерны высокие значения коэффициента агпаитности (K_a). Для граносиенитов первой фазы K_a составляет 0,68-0,73. Среди пород второй фазы наименьшими значениями K_a характеризуются гранодиориты - 0,67-0,68 и граниты - 0,68-0,74, а для граносиенитов и субщелочных гранитов установлены значительные вариации зна-

Таблица 2. Химический состав (мас%) и формульные коэффициенты биотитов из пород хайктинского комплекса.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Г-153	Г-154	2023-е	150	150	185-1	180-2	147	147-5	148	173-8	180-4	1014-5
SiO ₂	38,78	37,41	39,05	38,57	38,52	37,11	39,84	36,07	37,61	39,04	38,58	39,45	39,02
TiO ₂	4,40	4,57	4,44	2,34	2,17	3,88	4,63	4,48	3,41	4,11	4,28	4,44	4,29
Al ₂ O ₃	12,62	13,07	12,69	14,31	14,56	13,32	12,91	13,42	12,42	13,34	12,91	13,50	13,10
FeO	18,33	17,42	17,85	17,62	17,88	16,79	17,76	17,69	19,05	17,14	16,11	17,10	17,91
MnO	0,25	0,25	0,45	0,45	0,72	0,32	0,29	0,33	0,43	0,44	0,45	0,33	0,32
MgO	12,56	13,17	13,61	12,63	12,60	14,76	13,40	12,88	12,38	13,41	13,93	13,77	13,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,07	0,40	0,11	0,22	0,08	0,03	0,34	0,12	0,14	0,14	0,12	0,20	0,16
K ₂ O	10,25	9,87	10,50	9,73	10,13	10,57	9,58	10,05	10,59	10,52	10,03	9,81	10,52
Сумма	97,26	96,16	98,70	95,87	96,70	96,78	98,75	95,04	96,03	98,14	96,41	98,60	98,89
Si	2,91	2,84	2,87	2,91	2,90	2,89	2,79	2,78	2,90	2,88	2,88	2,88	2,88
Al ^{IV}	1,09	1,16	1,10	1,09	1,10	1,11	1,18	1,22	1,10	1,12	1,12	1,12	1,16
Al ^{VI}	0,02	0,01	0,00	0,16	0,07	0,17	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04
Ti	0,25	0,26	0,25	0,16	0,13	0,12	0,22	0,26	0,25	0,20	0,23	0,24	0,24
Fe ²⁺	1,10	1,04	1,10	1,04	1,11	1,12	1,05	1,10	1,08	1,22	1,05	1,00	1,04
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	1,40	1,49	1,49	1,43	1,41	1,41	1,65	1,48	1,45	1,41	1,47	1,55	1,49
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,06	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,98	0,95	0,98	0,95	0,93	0,97	1,01	0,99	0,89	1,03	0,99	0,95	0,91
Сумма	7,78	7,82	7,83	7,78	7,82	7,84	7,92	7,86	7,76	7,90	7,82	7,80	7,77
f	44,04	41,18	42,38	42,10	43,90	44,32	38,95	42,62	42,64	46,33	41,76	39,34	41,06
L	17,06	17,85	16,75	18,84	18,93	19,17	17,65	18,51	16,91	16,88	17,63	17,27	17,62

Примечание. 1-2 первая фаза: граносиениты; 3-14 - вторая фаза: гранодиориты (3), граносиениты (4-7), граниты (8), субщелочные граниты (9-13). $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$ - общая железистость. $L = Al / (Si + Al + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$ - глиноземистость минералов. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН, аналитик В.И. Сапин.

Таблица 3. Химический состав (мас%) и содержания редких элементов (г/т) пород хайктинского комплекса.

Компо- ненты	1	2	3		4		5	
	X	X	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	59,83	65,73	66,47	0,85	68,80	0,73	70,05	1,17
TiO ₂	0,84	0,57	0,54	0,12	0,56	0,18	0,35	0,14
Al ₂ O ₃	17,96	15,61	15,74	0,45	14,3	0,86	14,89	1,13
Fe ₂ O ₃	2,03	1,35	1,29	0,30	2,14	0,81	1,04	0,58
FeO	3,10	2,10	1,51	0,43	1,73	0,66	1,20	0,31
MnO	0,09	0,03	0,04	0,01	0,09	0,04	0,03	0,02
MgO	2,46	1,87	1,62	0,43	1,65	0,40	0,86	0,25
CaO	4,21	3,15	2,82	0,69	2,80	0,50	1,73	0,54
Na ₂ O	4,82	3,93	3,94	0,20	3,74	0,13	3,91	0,22
K ₂ O	3,27	4,20	4,37	0,59	3,82	0,33	4,90	0,64
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,21	0,07	0,22	0,05	0,13	0,04
n.n.n.	0,59	0,34	0,61	0,21	0,62	0,40	0,60	0,27
Сумма	99,47	99,07	99,16		100,47		99,74	
n	2	3	12		4		16	
Mo	-	2,5	1,3		2,6		1,2	
Sn	-	5	4		7,3		3,8	
Pb	-	45	34		41		17	
Zn	-	87	67		102		70	
Cu	-	29	17		25		25	
Co	-	9	6		7		4	
Ni	-	32	14		20		14	
Cr	-	150	44		77		52	
V	-	105	69		99		60	
n		3	6		3		13	

чений K_a , соответственно 0,67-0,76 и 0,69-0,87. По соотношению агапитности и удельной глиноземистости (рис. 5) породы комплекса располагаются преимущественно в поле гранитоидов I-типа, хотя значительная часть пород попадает также в поля S- и A-типов (в основном это субщелочные граниты).

Более однозначно хайктинские гранитоиды типизируются по составу биотитов, которые используются не только как показатели условий кристаллизации пород, но и как индикаторы геодинамических условий образования исходных для них расплавов. На соответствующих диаграммах (рис. 6) породы хайктинского комплекса располагаются исключительно в поле известково-щелочных гранитов I-типа. По железистости и глиноземистости биотитов они относятся к гранитоидам магнетитовых интрузив-

Примечание: 1-2 - первая фаза: кварцевые монцодиориты (1), граносиениты (2); 3-5 - вторая фаза: граносиениты (3); граниты (4), субщелочные граниты (5). 1 - данные А.В. Пипича с соавторами (1986), остальные анализы производились классическим химическим методом (петрогенные окислы) в АмурКНИИ ДВО РАН (аналитик С.М. Радомский) и количественным спектральным методом в ДВГИ ДВО РАН (аналитики Л.И. Азарова, Т.К. Бабова, В.И. Сеченская), прочерк-элемент не определялся. X - среднелинейное, S - среднее квадратичное отклонение.

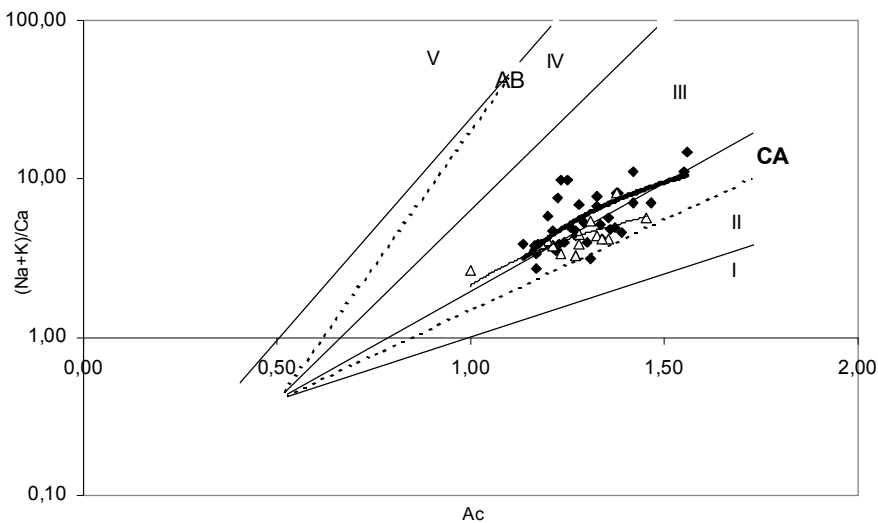


Рис. 4. Положение гранитоидов хайктинского и амуджиканского комплексов на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - \text{Ac}$.

$\text{Ac}=4\text{Si}/(\text{Me}\cdot\text{Bc})$ - показатель кислотности магматических пород, где Me - концентрация петрогенных катионов, Bc - их удельная основность. I-V - поля петрохимических серий [1]: I - известковой (толеитовой), II - известково-щелочной, III - суб-щелочной, IV - умеренно-щелочной (щелочно-базальтовой), V - щелочной.

Петрохимические тренды: CA - известково-щелочной, AB - щелочно-базальтовый, хайктинского (толстая линия) и амуджиканского (тонкая линия) комплексов.

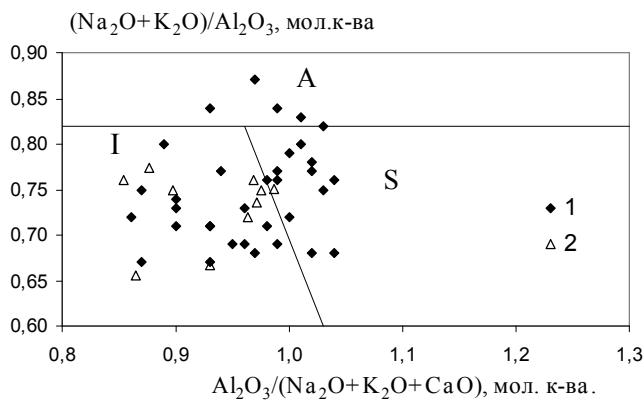


Рис. 5. Диаграмма Дж. Маеда [34] для разделения A, S и I типов гранитоидов хайктинского (1) и амуджиканского (2) комплексов.

ных серий (IO-тип, по [19]), кристаллизующихся преимущественно в окислительных условиях. Формирование таких магнетитовых серий происходит, как правило, в поздне- и посторогенной обстановке на фоне преобладающего тектонического растяжения, что способствует проникновению глубинных расплавов в верхние части коры и их дифференциации в условиях низких давлений. При этом снижение общего давления уменьшает фугитивность водорода и повышает активность Fe^{3+} в расплаве. Кроме того, резкое снижение давления способствует выделению воды в самостоятельную фазу, а при ее термическом разложении с удалением водорода в условиях открытой системы поддерживается высокая фугитивность кислорода [29].

Гранитоиды I-типа характерны для активных континентальных окраин, развивающихся в связи с зонами субдукции. Образование пород I-типа связывают с плавлением магматогенных метабазитов и

(или) высокометаморфизованных гранулитобазитовых субстратов с последующей кристаллизационной дифференциацией расплавов и их взаимодействием с веществом коры. По выводу [36], основанному на анализе экспериментальных данных, высококалиевые разности магм гранитоидов I-типа могут возникать только при частичном плавлении в коре известково-щелочных, обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного или среднего состава.

На диаграмме для определения геотектонической позиции гранитоидов (рис. 7) породы хайктинского комплекса располагаются преимущественно в поле континентально-дуговых гранитов, частью попадая также в область, общую с полем посторогенных гранитоидов. В связи с неоднозначностью геодинамической типизации по этим петрохимическим параметрам, для уточнения геодинамических условий формирования комплекса был произведен расчет дискриминационных уравнений по [28], согласно которым породы хайктинского комплекса относятся к позднеорогенным образованиям. Вариации петрохимических параметров хайктинских гранитоидов связаны, вероятнее всего, с их образованием на заключительных стадиях субдукции в условиях активной континентальной окраины со зрелой континентальной корой. Кроме того, сложная фациальная изменчивость состава пород второй фазы может быть обусловлена гибридным при становлении Хайктинского плутона, при ассимиляции гранитовым расплавом повышенной щелочности вмещающих пород более основного состава, широко развитых среди архейских образований.

По сравнению с составом верхней коры [22] средние составы гранитоидов хайктинского комплекса (табл. 3) характеризуются в целом близкими

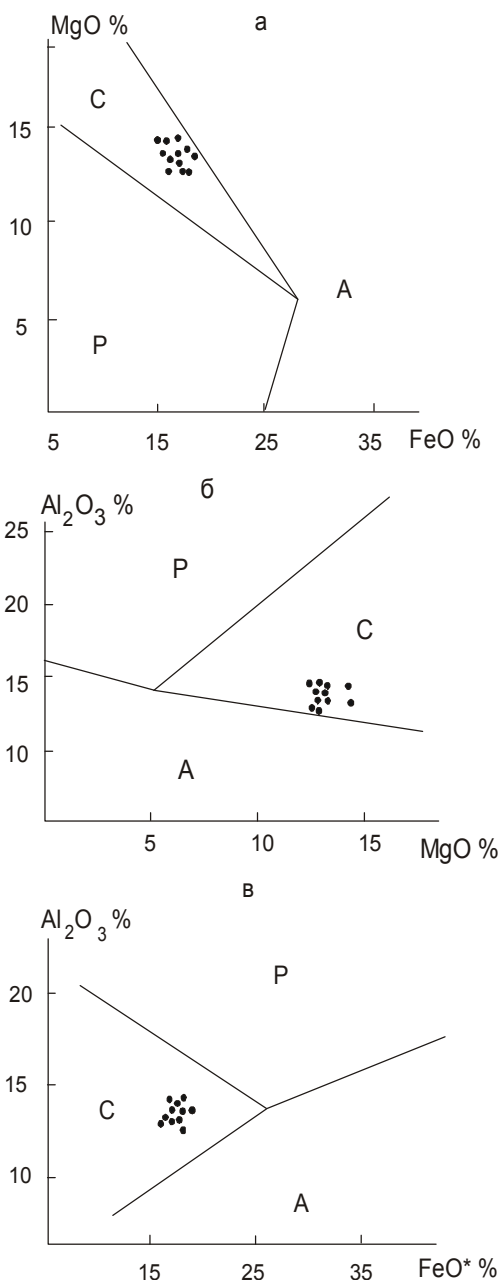


Рис. 6. Диаграммы для разделения А, S и I-типов гранитоидов по составам биотитов.

Поля гранитоидов [27]: А - анорогенных щелочных, Р - высокоглиноземистых S-типа, С - известково-щелочных I-типа. Точками обозначены биотиты пород хайктинского комплекса (табл. 2).

содержаниями Si, Al, Na, пониженными Mg, Ca, Co, повышенными K, Cr, V (рис. 8). Для граносиенитов первой фазы по сравнению с породами второй фазы установлены более высокие концентрации Mg, Ca, Pb, Cu, Co, Ni, Cr, V, что связано с их более меланократовым составом. Среди пород второй фазы субщелочные граниты отличаются относительно низкими содержаниями Ti, Mg, Ca, Pb, Co, V.

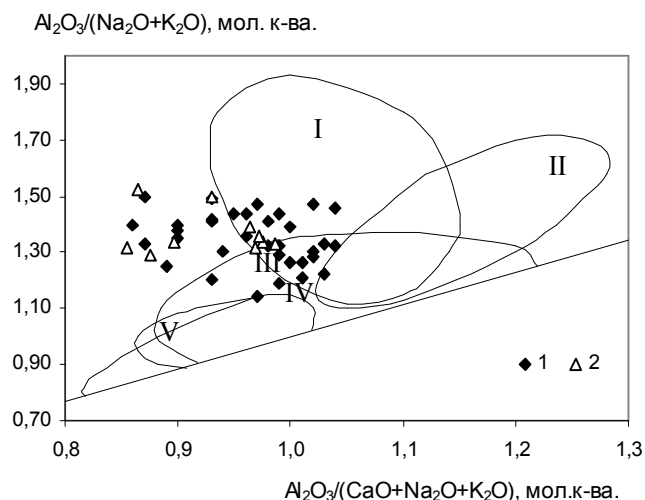


Рис. 7. Диаграмма геотектонической типизации гранитоидов хайктинского (1) и амуджиканского (2) комплексов.

Поля гранитоидов [35]: I - континентально-дуговых, II - континентально-коллизийных, III - посторогенных, IV - континентально-эпейрогенических поднятий, V - рифтовых обстановок.

ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА

Абсолютный возраст хайктинского комплекса определен в результате изотопно-геохронологических исследований пород Лазаревского и Ольдойского выступов Rb-Sr и K-Ar методами, произведенных в лабораториях Всероссийского геологического института (ВСЕГЕИ) и Института геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН.

Установлено, что породы обоих выступов имеют высокие содержания стронция и, как следствие, низкие Rb/Sr отношения, что при молодом возрасте пород приводит к очень малым приращениям радиогенного стронция и делает практически невозможным датирование Rb-Sr - методом по породе в целом с приемлемой точностью. Получить аналитически надежные Rb-Sr даты для пород хайктинского комплекса можно лишь при анализе биотитов. Для последних существует опасность, что их Rb-Sr и K-Ar изотопные системы окажутся при кристаллизации магматического расплава "закрытыми" значительно позже, чем порода в целом, что также может привести к заниженным против истинного значениям возраста. В данном случае, однако, можно рассчитывать, что их гипабиссальный уровень формирования обеспечил быструю кристаллизацию пород, т.е. к искажению возраста могут привести лишь более поздние наложенные процессы. Следует отметить, что применение K-Ar метода с анализом серии когенетических минералов, помимо информации о

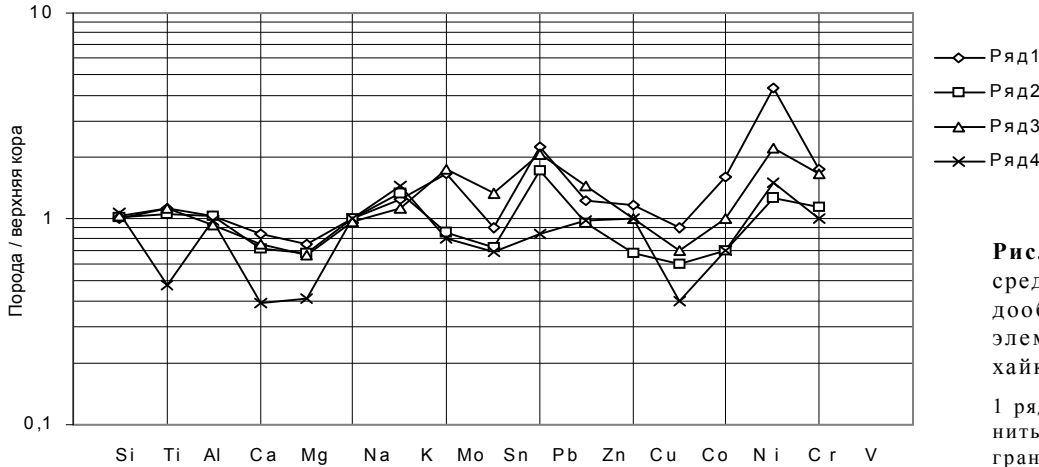


Рис. 8. Спайдер-диаграмма средних содержаний порообразующих и редких элементов в гранитоидах хайкинского комплекса.

1 ряд - первая фаза: граносиениты; 2-4 ряды - вторая фаза: граносиениты (2), субщелочные граниты (3), граниты (4).

Таблица 4. Рубидий-стронциевые данные для граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов.

Выступ	Номер Пробы	Минерал	Rb кг/г	Sr кг/г	$\frac{87}{86}\text{Rb}$	$\frac{87}{86}\text{Sr}$	Параметры изохроны
Лазаревский	K-158А	Калишпат	369,8	1430,4	0,75	0,70984	T=130±10 млн лет I _{Sr} =0,7075± 0,0068
		Биотит	553,4	20,0	81,25	0,86114	
	K-158В	Калишпат	227,5	832,7	0,79	0,70984	
		Биотит	541,4	33,7	46,91	0,79201	
	K-159	Биотит	475,9	25,7	54,08	0,80362	
Ольдойский	16В	Биотит	594,3	11,93	148,06	0,98540	T=132±2 млн лет I _{Sr} =0,7083± 0,0004
		Калишпат	221,6	946,0	0,678	0,70962	
	16Ж	Биотит	561,9	14,64	113,34	0,92070	

Примечание. Rb-Sr отношения определены методом двойного изотопного разбавления с погрешностью ± 1,0 - 1,5%. Изотопный состав стронция измерен на масс-спектрометре МИ 1201Т с погрешностью ± 0,05%. Все аналитические ошибки приведены с доверительной вероятностью P = 0,85 (2σ).

Таблица 5. Калий-аргоновые данные для граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов.

Выступ	Номер пробы	Минерал	Лаборатория	К %	^{40}Ar нг/г	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	T млн лет
Лазаревский	K158А	Амфибол	ВСЕГЕИ	0,60	5,74	0,008024	133±12
		Биотит	-/-	7,35	60,78	0,006932	116±3
		Калишпат	-/-	8,65	81,18	0,007866	130±5
		Плагиоклаз	-/-	0,45	3,94	0,007348	122±7
	K158Б	Амфибол	ИГГД	1,11	6,6		83±8
		Биотит	ВСЕГЕИ	7,25	66,58	0,007698	128±5
		Биотит	ИГГД	7,25	72,6		139±7
		Калишпат	ВСЕГЕИ	8,50	75,18	0,007414	123±4
		Калишпат	ИГГД	8,50	71,7		118±6
		Плагиоклаз	ВСЕГЕИ	0,36	3,21	0,007483	124±6
Ольдойский	16В	Амфибол	ИГГД	0,79	9,6		168±8
		Биотит	ВСЕГЕИ	6,60	61,71	0,007837	130±6
		Биотит	ИГГД	6,60	57,3		121±6
		Калишпат	ВСЕГЕИ	9,42	78,05	0,006945	116±9
		Плагиоклаз	ВСЕГЕИ	0,43	4,06	0,007925	132±25

Примечание. Возраст пород Лазаревского выступа - 132±7млн лет, Ольдойского выступа - 132±8 млн лет.

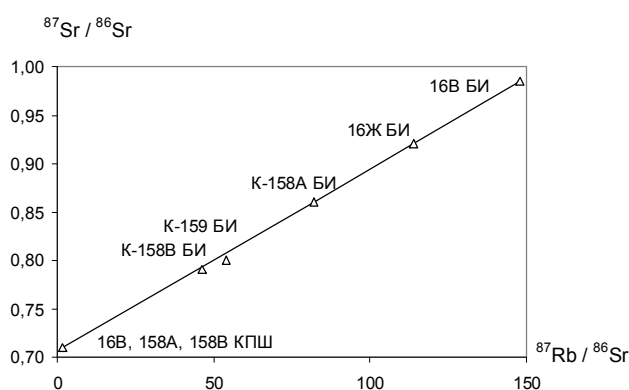


Рис. 9. Rb-Sr изохронный график для породообразующих минералов гранитоидов хайктинского комплекса.

Возраст - $131,6 \pm 3,4$ млн лет. $I_{\text{Sr}} = 0,7072 \pm 0,0033$.

БИ - биотит, КПШ - калиевый полевой шпат.

возрасте, дает также возможность судить о наличии или отсутствии наложенных процессов.

Рубидий-стронциевые данные для породообразующих минералов граносиенитов Лазаревского и Ольдойского выступов приведены в табл. 4 и на рис. 9. Полученные значения первичного отношения изотопов стронция (I_{Sr}) характеризуют породы как образования I-типа и позволяют предполагать участие в исходном расплаве значительной доли корового компонента.

К-Аг анализ породообразующих минералов был произведен для контроля параллельно в двух лабораториях: ВСЕГЕИ и ИГГД РАН (табл. 5). В целом получена неплохая сходимость определений. За исключением трудно интерпретируемых данных для амфиболов (возможно, это связано с резким возрастанием аналитических ошибок при измерении малых количеств ^{40}Ar), К-Аг датировки для минералов одной пробы близки между собой, что свидетельствует об отсутствии наложенных процессов и позволяет считать полученные даты достоверным возрастом пород. По этой же причине можно считать соответствующими истинному значению возраста и Rb-Sr даты, тем более что Rb-Sr метод дает абсолютно сходные с К-Аг методом результаты.

На основании приведенных данных расчет взвешенного среднего по результатам этих двух методов определяет возраст гранитоидов хайктинского комплекса в 132 ± 3 млн лет, который в соответствии с [16] принимается как достоверный. По шкале геологического времени [30] данный возраст отвечает границе готерива и баррема.

По мнению одного из авторов (К.Д.Вахтомин), разброс данных К-Аг возраста для роговых обманок свидетельствует о нарушении изотопной сис-

темы, возможно в результате более позднего термического воздействия, связанного с внедрением более молодых гранитоидов, поэтому возраст хайктинского комплекса, с учетом более ранних валовых К-Аг датировок (148-168 млн лет), должен быть более древним - позднеюрским, аналогичным возрасту амуджиканского комплекса Восточного Забайкалья. Однако следует учитывать, что амуджиканский комплекс, несмотря на близкую петрографию пород, отличается от хайктинского как особенностями геологии (наличием фазовых соотношений между гранодиоритами, гигантопорфировыми и порфировидными гранитами), так и петрохимическими характеристиками. На петрохимических диаграммах видно (рис. 4-8), что средние составы пород различных массивов амуджиканского комплекса [2, 3] отличаются от хайктинских по ряду параметров. Это, в целом, менее глиноземистые породы с меньшими содержаниями суммы щелочей.

Сопоставление времени становления хайктинского комплекса с результатами геотектонических построений позволяет предполагать его формирование, вероятнее всего, в тылу Большехинганской активной окраины [7].

ВЫВОДЫ

Петротипом хайктинского комплекса является Хайктинский массив, форма которого близка к гарполиту. В строении плутона участвуют породы двух фаз: 1 фаза - кварцевые монцодиориты и граносиениты, 2 фаза - граносиениты, субщелочные граниты, в меньшей мере гранодиориты и граниты. Жильная фаза представлена аплитами, пегматитами, мелкозернистыми лейкогранитами.

Породы хайктинского комплекса кристаллизовались в условиях гипабиссальной фации глубинности при высоких температурах из умеренно- и малоглиноземистых маловодных расплавов повышенной и высокой щелочности, при высокой активности калия и кислорода.

Гранитоиды хайктинского комплекса принадлежат к позднеорогенным образованиям I-типа, характерным для активных континентальных окраин и развивающимся в связи с зонами субдукции.

Абсолютный возраст пород хайктинского комплекса, основанный на данных Rb-Sr и К-Аг изотопных методов для породообразующих минералов, составляет 132 ± 3 млн лет, что соответствует раннему мелу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Амурского научного центра ДВО РАН и Федерального государственного унитарного геологического предприятия "Амургеология", г. Благовещенск.

Авторы статьи выражают благодарность академику В.Г.Моисеенко и В.И.Голику за поддержку и содействие в проведении исследований, В.В.Малахову, П.И.Сафронову за содействие в проведении аналитических работ, А.Е.Чугаеву за помощь в построении диаграмм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
2. Гаврикова С.Н. Петрология и геохимия амуджиканского комплекса гранитоидов (Восточное Забайкалье) // Зап. ВМО. 1983. Вып.6. С. 652-669.
3. Гаврикова С.Н., Николаев М.С., Соколов С.Ю., Смолляр М.И. Особенности мезозойского гранитоидного магматизма на юге Алданского щита (Могочинская провинция) // Зап. ВМО. 1992. № 1. С. 3-21.
4. Геология зоны БАМ. Т.1. Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.
5. Глуховский М.З. К вопросу о золотоносности Становой зоны // Материалы по региональной геологии. Сиб. платформа и её юго-восточное обрамление. М., 1962. (Тр. ВАГТ; Вып. 8).
6. Гуров Л.П. Связь золотого оруденения с магматизмом в Приамурье // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971. С. 23-25.
7. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.
8. Даутов А.И. Составы амфиболов и биотитов и фациальность гранитоидов на примере Кошрабатского и Яхтонского интрузивов, Западный Узбекистан // Зап. Узб.отд-ния ВМО. 1979. Вып. 30. С. 109-114.
9. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 20-30.
10. Коген В.С., Ухина И.Ф. Некоторые особенности мезозойского магматизма и локализации золотого оруденения в центральной части Станового хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 10. С. 48-56.
11. Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // Зап. ВМО. 1997. № 6. С. 82-102.
12. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Т.1. 336 с. Т. 2. 486 с.
13. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20-37.
14. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
15. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
16. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 130 с.
17. Попов В.С., Богатов В.И. Происхождение мирмекита в свете фазовых соотношений в кварц-полевошпатовой системе // Зап. ВМО. 1998. № 5. С. 1-13.
18. Путинцев В.К., Заблоцкий Е.М., Кабаков О.Н. и др. Орогенные мезозоиды Дальнего Востока и их структурно-формационные особенности // Сов. геология. 1983. № 1. С. 62-76.
19. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Зап. ВМО. 1993. № 4. С. 18-34.
20. Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 36-38.
21. Стриха В.Е., Данилов А.А. Золотоносность раннепротерозойского Чубачинского гранитоидного массива Станового хребта // Магматизм и геодинамика: Материалы I Всероссийского петрографического совещания (Уфа, 1995). Уфа, 1995. Кн. 4. С. 130-131.
22. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
23. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогенетическая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 73-83.
24. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
25. Шумахер Дж.К. Оценка соотношения двух- и трехвалентного железа в амфиболах по результатам микронзондовых анализов // Зап. ВМО. 1998. № 1. С. 101-109.
26. Эйриш Л.В. Региональные факторы локализации золотого оруденения на востоке СССР // Материалы Междунар. симпоз. "Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Благовещенск, авг. 1988 г. Ч. 1: Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления". Благовещенск, 1990. С. 41-51.
27. Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman. Nature of biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas // J.Petrology. 1994. V. 35, N 2. P. 525-541.
28. Agrawal S. Discrimination between Late-Orogenic, Post-Orogenic and Anorogenic granites by major element composition // J.Geol. 1995. V. 103, N 5. P.529-537.
29. Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway. Part 2. The mafic silicates // J. Petrol. 1973. V. 14, N 3. P. 349-380.
30. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A Geologic Time Scale // Cambridge University Press. 1989.
31. Hibbard M.J. Myrmekite as marker between preaqueous and postaqueous phase saturation // Geol. Soc. Amer.

- Bull. 1979. V. 90. P. 1047-1062.
32. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. // Amer. Miner. 1987. V. 72, N 3-4. P. 231-239.
33. Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17. N 9. P. 837-841.
34. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174, N 3/4. P. 235-255.
35. Maniar P., Piccoli Ph.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101, N 5. P. 635-643.
36. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 21, N 9. P. 825-828.
37. Wones D.R., Eugster H. Stability of biotite: experiment, theory, and application // Amer. Miner. 1965. V. 50, N 9. P. 1222-1227.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

Geology and genesis of the Khaikta intrusive complex of the Upper Priamurye

V.E. Strikha, N.N. Petruk, K.D. Vakhtomin, I.P. Volskaya, A.M. Korshunov, Yu.P. Shergina

The results of investigation of the Khaikta pluton – petrotype of the Khaikta complex of the Upper Priamurye subalkaline granitoids are given. Rocks of two intrusive phases participate in the structure of the pluton: 1st phase – quartz monzodiorites and granosyenites; the 2nd phase – composite-facies structure formed by granosyenites, subalkaline granites, and to a lesser extent, by granodiorites and granites. By study of petrographic peculiarities of rocks and composition of rock-forming minerals the formation of the complex in hypabyssal conditions from moderate and low-aluminiferous low-water melts of increased alkalinity is established. The crystallization of rocks took place at high temperatures, high activity of potassium and oxygen. Petrochemical peculiarities of composition of rocks and biotites confirm the belonging of the Khaikta granitoids to the late-orogen formations of I-type, formed at the final stages of subduction in the conditions of active continental margin with mature continental crust. The study of Rb-Sr and K-Ar isotope systems in rock-forming minerals allows us to determine the absolute age of the complex as 132 ± 3 Ma, which is close to the age of the Berezitovy gold deposit (130 Ma), determined earlier. Together with other features it allows us to consider the Khaikta complex and associated gold mineralization as derivatives of one single ore-magmatic system. The initial isotopic ratios ($I_{Sr} = 0,7075-0,7083$) in rocks give evidence of considerable participation of the mature upper-crust matter in their genesis. The formation of the Khaikta complex probably took place at the rear of the Greater Khingan active margin.

**СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЙКИ НА ГАЙОТЕ
ДАЛЬМОРГЕОЛОГИЯ (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)**

М.Е. Мельников*, В.Б. Подшувейт*, И.А. Пуляева*, Эр.Б. Невретдинов**

*НИПИОкеангеофизика ГНЦ НПО ГПП "Южморгеология", г. Геленджик

**АО "Дальморгеология", г. Петропавловск-Камчатский

На основе комплексных геолого-геофизических исследований (гидролокация дальнего действия, однолучевое эхолотирование, фотопрофилирование, пробоотбор скальными драгами) получены детальные данные о проявлении наложенного миоценового вулканизма на гайоте Дальморгео. Вулканические конусы с округлыми основаниями до 3 км в диаметре и высотой до 650 м образованы переслаивающимися потоками щелочных базальтоидов, туфов, ортотуффитов с тонкими прослоями кокколитофоринных известняков. Комплекс кокколитофорид, выявленный в цементе туффитов и в известняках, позволил датировать эти образования средним миоценом. Собственно эффузивные породы представлены пористыми шлаковидными базальтоидами, по петрографическим характеристикам и химическому составу относятся к базанитам. Абсолютный возраст одного из образцов этих пород составил 15 млн лет, что соответствует биостратиграфическим определениям возраста туффитов. Основная ценность полученных результатов заключается в том, что впервые в условиях океана получена целостная картина вулканической активности, наложенной на более раннюю вулканогенно-тектоническую структуру.

Ключевые слова: океанический вулканизм, гайоты, морфология, щелочные базальты, петрохимия, абсолютный возраст, фауна, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема вулканогенно-тектонических активизаций в северо-западной части Тихого океана уже более 30 лет привлекает внимание исследователей. Помимо их высокой значимости для понимания особенностей процесса формирования и развития океана, большой интерес представляют и вызываемые ими гидрологические, седиментационные, климатические изменения среды.

Многочисленные свидетельства вулканогенно-тектонической активности в течение кайнозоя в рассматриваемом регионе приводились неоднократно [3, 6, 11, 12, 14]. Однако наиболее целостные представления о последовательности этих активизаций и связанных с ними изменениях системы течений, климата и режима седиментогенеза можно получить из работы И.А. Басова [1]. Для кайнозоя им выделено 6 фаз вулканической активности, отражающихся в региональных стратиграфических несогласиях. Определенные сложности связаны с вещественными подтверждениями этих активизаций.

В.В. Матвиенков и Н.А. Марова, обсуждая возраст вулканических пород поднятия Маркус-Неккер, находящегося в непосредственной близости от

Магеллановых гор, сообщали, что возраст щелочных оливиновых базальтов с гайота Бэтти, определен К-Аг методом, составляет 42 млн лет (средний-поздний эоцен). В то же время, возраст основной части базальтоидов, слагающих структуры поднятия, оценивается в 100 - 150 млн лет, то есть поздней юрой - ранним мелом [6]. Б. Хизен с соавторами датирует оливиновый тералит с гайота Ламонт поздним палеоценом - ранним эоценом - 55 млн лет, а керсутитовый лимбургит с гайота Скриппс - нижним миоценом, 24.8 млн лет [12]. Построение изохрон по большому количеству образцов с поднятия Маркус-Уэйк позволяет заключить, что все основные группы пород - анкарамиты, океаниты, трахибазальты, фолониты - сформированы в поздней юре - раннем меле [4]. Из этого следует, что более молодые породы были сформированы в более поздние фазы вулканизма, вероятно связанные с тектоническими активизациями.

В то же время, ряд исследователей считают молодые датировки недостоверными, полагая, что в этом регионе не может быть вулканических пород моложе 50 млн лет [6, 14]. Но следует обратить внимание, что приведенные возрасты образцов хорошо

коррелируются со стратиграфическими перерывами, описанными И.А. Басовым [1], и, в частности, с отсутствием отложений палеоцена, позднего эоцена, олигоцена, перерывами в раннем и среднем миоцене. На гайотах поднятия Маркус-Уэйк исключительно редко встречаются отложения миоцена, в то же время, в межгорных впадинах поднятия, напротив, развиты миоценовые глины, насыщенные измененной вулканокластикой [2].

Однако все это - либо косвенные признаки, либо определения по отдельным образцам. Предлагаемая статья посвящена обнаружению весомых свидетельств проявлений миоценового вулканизма в центральной части цепи Магеллановых гор.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В 1991 году с борта НИС «Морской геолог» МИНГЕО СССР проводились работы на кобальтоносные марганцевые корки на гайоте Дальморгеология Магеллановых гор (рис. 1). На вершинном плато гайота были обнаружены и опробованы цилиндрическими драгами вулканические постройки [2]. Помимо опробования обнаруженные структуры были исследованы эхолотным промером, гидромагнитной съемкой и фотопрофилированием. Эти геологические образования сложены потоками щелочных базальтоидов, переслаивающихся с туфами и ортотуффитами, включающими тонкие прослои кокколитофораминиферовых известняков. Микропалеонтологические исследования биогенной составляющей этих пород позволили датировать их средним миоценом. В то же время, образование основного тела гайота, скорее всего, происходило на границе юрского и мелового периодов [4]. Это хорошо согласуется и со средне-позднеюрским возрастом древнейших осадков окружающих котловин [13, 15].

В 1992 году с борта НИС «Профессор Федынский» на этом же гайоте были проведены комплексные геофизические исследования, включавшие пло-

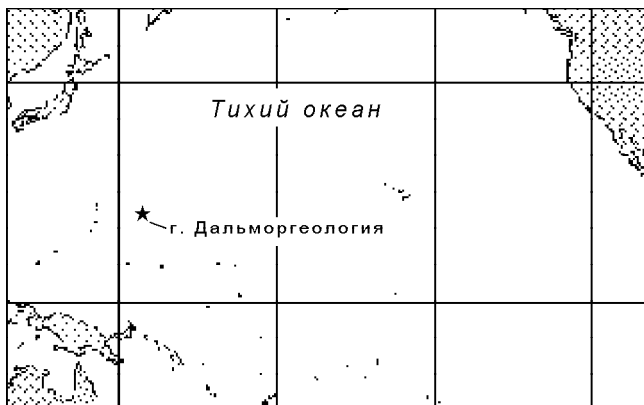


Рис. 1. Схема расположения гайота Дальморгеология.

щадную съемку гидролокатором (сонаром) дальнего действия (ГБО-ДД) «Океан» [9] и однолучевое эхолотирование. Съемка посредством ГБО-ДД «Океан» выполнялась с применением линейно-модулированных по частоте сигналов со средней частотой 12.4 кГц при девиации 256 Гц. Длительность сигнала составляла 2 с при скважности 15. Полоса съемки имела ширину 13.5 км на каждый борт, а минимальная боковая дальность, с которой принимались эхосигналы, составляла 1500 м. Разрешение сонограмм по минимуму достигало 10 м поперек и около 200 м вдоль траектории судна, что позволило уверенно выделять на акустических изображениях элементы размерами 100×100 м и определило возможность составления карт в масштабе 1 : 50 000.

Сеть профилирования ГБО-ДД «Океан» заложена по системе субширотных и субмеридиональных галсов с шагом 10 км для того, чтобы получить четыре полных независимых акустических изображения всей площади съемки, отличающихся направленностью максимума излучения антенны сонара. В результате построены четыре мозаики сонограмм, состоящих из сканов, зарегистрированных с одного борта при направлении обзора на одну из стран света: на север, юг, восток или запад. Такой подход позволил получить своего рода квазистереоскопический образ гайота. На рис. 2 и 3 представлена одна из «стереопар» мозаик с обзором на запад и восток. Более темные участки соответствуют большей интенсивности обратного рассеяния.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплекс проведенных работ позволил достаточно подробно охарактеризовать обсуждаемый объект. Вулканические постройки локализованы в северо-восточном секторе вершинного плато гайота Дальморгеология. Этот участок, выделенный на рис. 2 и 3 рамкой, в большем масштабе показан на рис. 4. Интерпретация сонарных изображений в комплексе с результатами эхолотного промера, фотопрофилирования и драгирования позволили оценить масштабы проявления миоценового вулканизма в этой части гайота, детально исследовать морфологию вулканических конусов, получить представления об особенностях строения поверхности вершинного плато в районе обнаруженных вулканических построек (рис. 5). Районирование эхосигналов сонара по амплитуде обратного рассеяния позволяет выделить несколько типов объектов. Изометричные участки, характеризующиеся максимальной интенсивностью обратного рассеяния, отождествлены с собственно вулканическими постройками. Участки с меньшей амплитудой эхосигнала, приуроченные к слабоволнистым субгоризонтальным поверхностям между вулканическими постройками, истолкованы как сло-

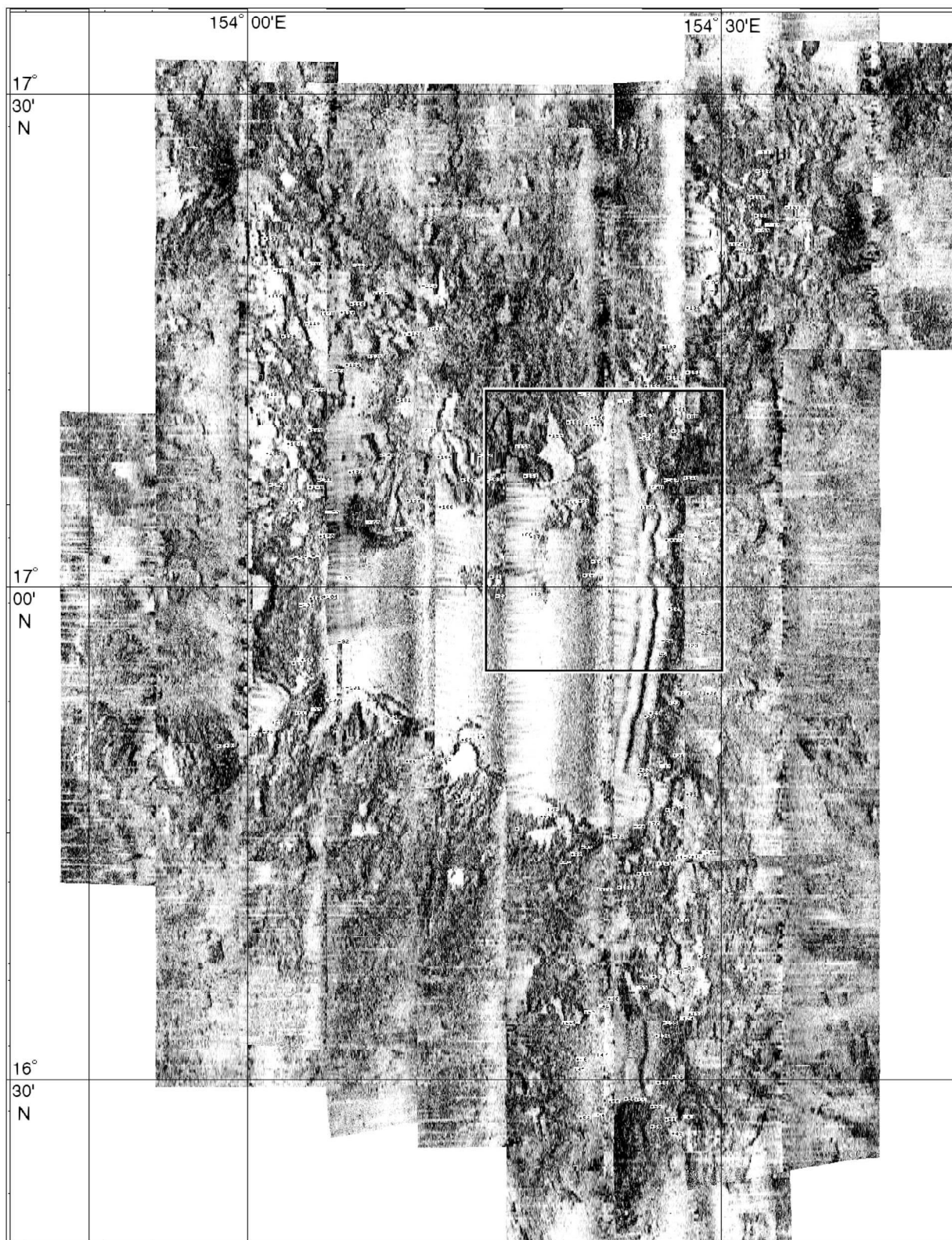


Рис. 2. Гайот Дальморгеология. Мозаика сонограмм ГБО-ДД “Океан”, зарегистрированных антенной с обзором на запад.

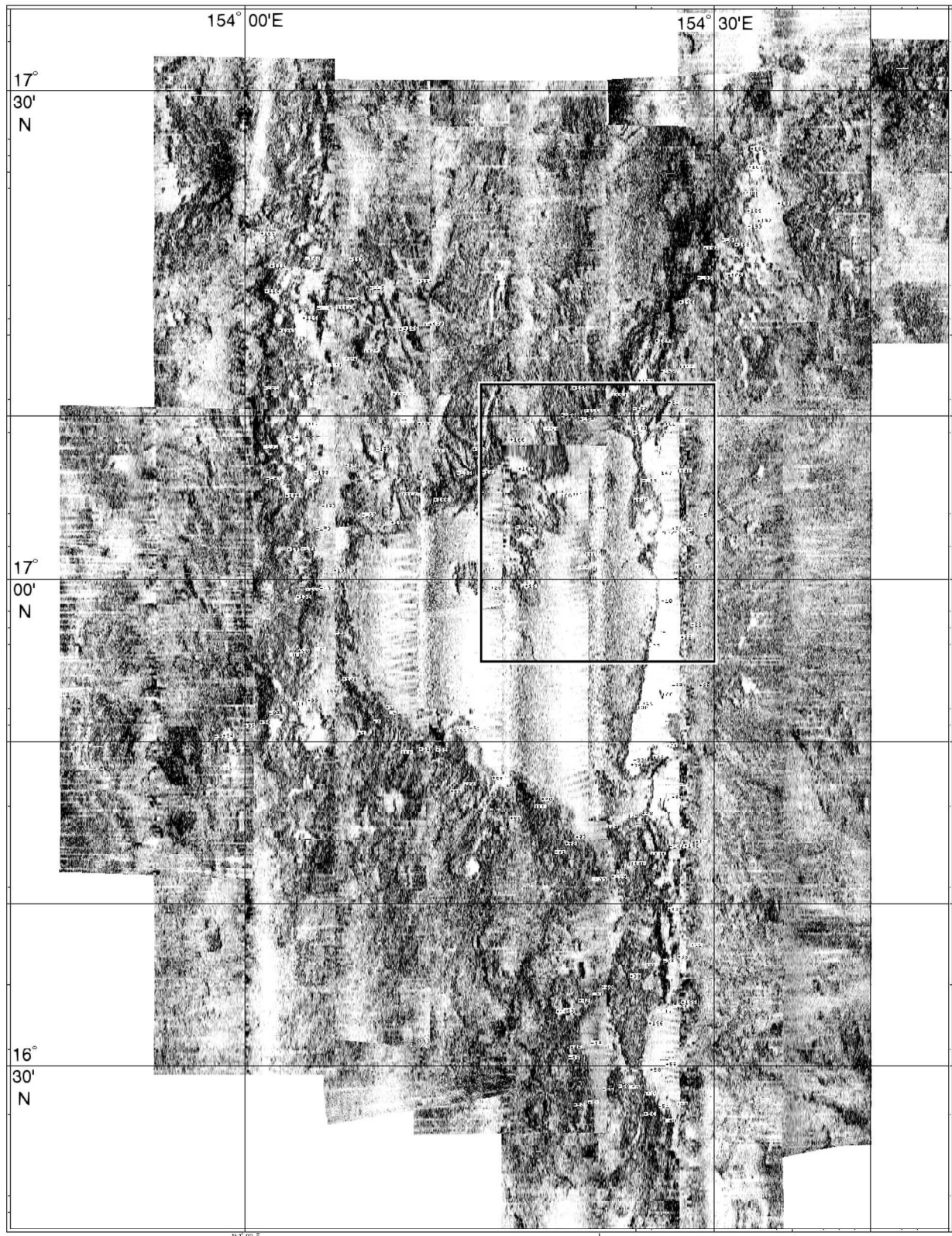


Рис. 3. Гайот Дальморгеология. Мозаика сонограмм ГБО-ДД "Океан", зарегистрированных антенной с обзором на восток.

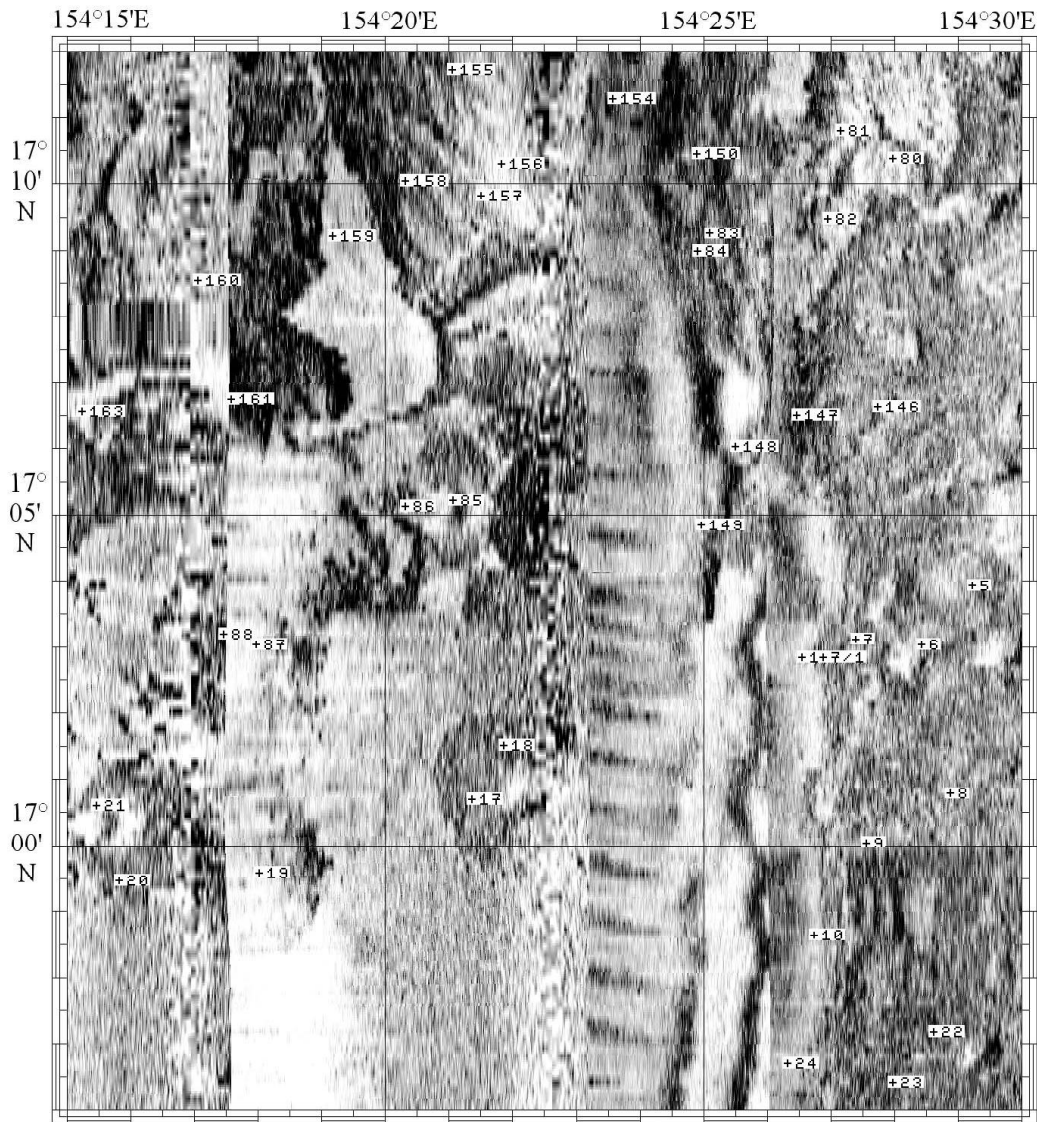


Рис. 4. Фрагмент мозаики сонограмм для участка вершинного плато гайота с развитыми вулканическими постройками (обзор на запад).

Знаком + обозначены места взятия дражных проб, цифры у знаков – номера драг.

женные коренными породами. Данные фотопрофиллирования и опробования свидетельствуют о том, что здесь развиты те же вулканические потоки, что слагают вулканические конуса. Результаты фотопрофиллирования помогли интерпретировать участки с еще меньшей интенсивностью обратного рассеяния как поля развития железомарганцевых конкреций вершинной фации на рыхлых карбонатных осадках между вулканическими постройками. Наиболее светлые участки мозаик (минимум обратного рассеяния) отождествлены с развитием в пределах вершинного плато плиоцен-четвертичных карбонатных осадков.

Основываясь на результатах сонарной съемки и однолучевого эхолотирования, можно охарактери-

зовать морфометрию исследуемых объектов. Вершинное плато расположено на глубинах около 1300 м. К бровке склона глубины постепенно увеличиваются до 1400-1500 м. В пределах северо-восточного отрога бровка склона погружается до глубин 1600-1800 м. Исследуемые объекты представляют собой конусообразные постройки и, по сути, являются вулканами центрального типа. В плане их основания округлые или овальные с соотношением осей от 3 : 4 до 2 : 3. Высота построек от 300 до 650 м. У некоторых просматриваются жерловые структуры, проявленные наиболее интенсивным отражением.

Наиболее крупный конус расположен ближе к центральной части плато (А на рис. 5), он имеет

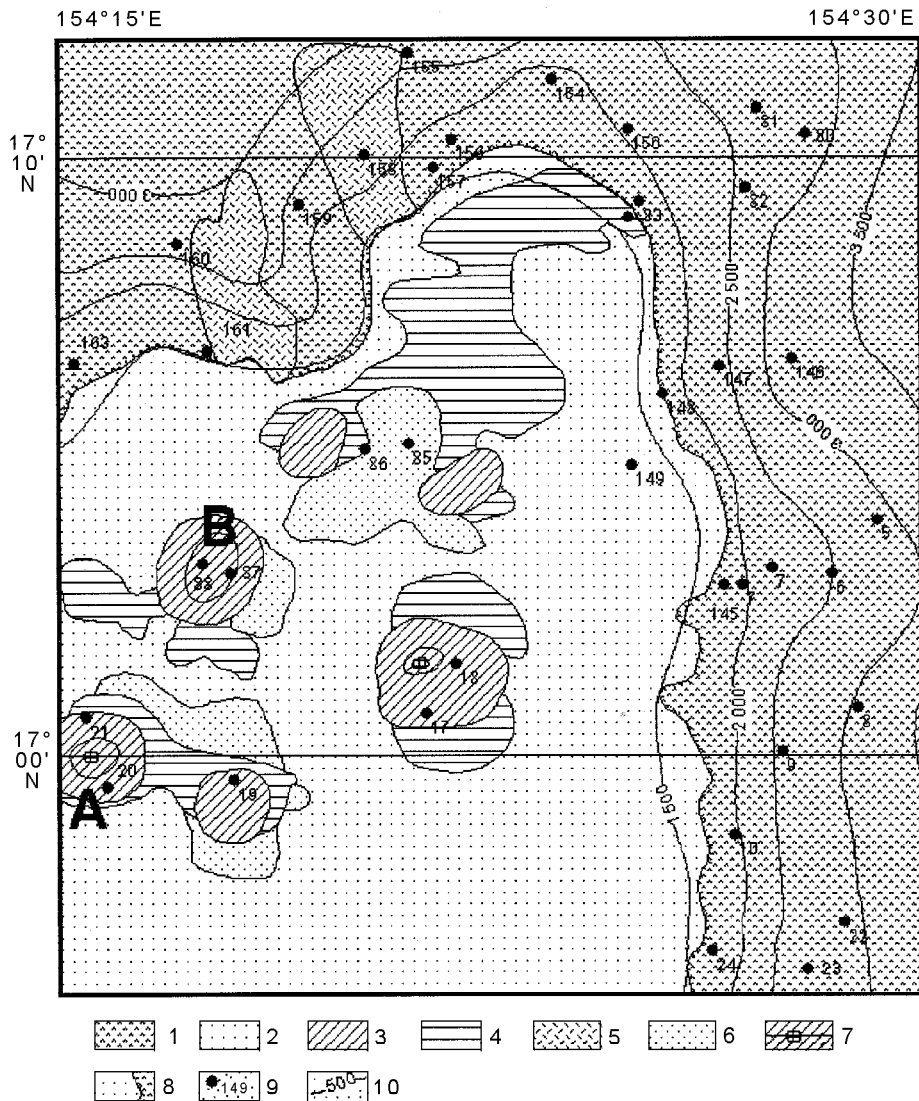


Рис. 5. Геологическая схема участка, показанного на рис. 4.

1 - Фациальная зона верхних крутых склонов, базальты поздней юры - раннего мела, 2 - фациальная зона вершинного плато, плиоцен-четвертичные карбонатные осадки, 3 - среднемиоценовые вулканические постройки (базаниты, вулканические брекчии, туфы, туффиты), 4-5 - зоны развития среднемиоценовых лавовых потоков: 4 - на субгоризонтальной поверхности плато, 5 - на участках верхних склонов, 6 - зоны развития конкреций на карбонатных осадках, 7 - развитие жерловых структур, 8 - бровка склона, 9 - места взятия дражных проб и их номера, 10 - изобаты сечением 500 м. А и В - вулканические конусы.

округлое основание диаметром 3 км по оконтуривающей изобате 1200 м. Вершина отмечена на глубине 540 м, то есть общая высота вулкана составляет 660 м. В вершинной части отмечены структуры кратера вулкана диаметром около 300 м. Кратер окружен кольцом с низким уровнем обратного рассеяния общим диаметром около 1500 м. Эта структура может быть интерпретирована как кальдера, частично заполненная плиоцен-четвертичными карбонатными осадками. Уклоны поверхностей вулкана изменяются от 15° до 30°.

Второй по крупности конус (В на рис. 5), расположенный севернее описанного, также округлый в плане и также по изобате 1200 м имеет диаметр 3 км. Однако с трех сторон постройка хорошо выражена и изобатой 1300, то есть ее основание несколько шире,

чем предыдущей. Вершина расположена на отметке около 750 м, а высота составляет 500 м. Склоны характеризуются крутизной от 12° до 25°. Другие постройки обладают высотой 250-350 м и менее. Для всех конусов отношение их высоты к диаметру основания и крутизна склонов соответствует характеристикам субаральных вулканов, сформированных основными магмами [10].

Фотопрофилированием в верхних частях вулканических конусов установлена подушечная отдельность. На нижних, более пологих участках склонов отмечается незначительная присыпанность кокколито-фораминиферовыми осадками. На них также видны остроугольные обломки железомарганцевых корок и конкреции различных фракций - от 2-6 до 20-30 см. Поля конкреций, лежащих непосредственно

на карбонатных осадках, соответствующие зонам слабого обратного рассеяния, сложены преимущественно конкрециями сферического морфотипа, фракций от 2-4 до 6-8 см. Повсеместно плотность их залегания не превышает 10 кг/м².

Пробоотбор скальными драгами показал, что поверхности вулканических конусов и потоков на субгоризонтальных поверхностях покрыты железомарганцевыми корками мощностью от первых миллиметров до 1 см, в среднем 0.6-0.7 см, в отличие от корок, развитых на склонах гайота, мощность которых в среднем составляет 4.5 см, а на многих участках достигает 9-11 см. Сами конусы сложены лавовыми потоками щелочных базальтоидов, шлаковыми лавобрекчиями, туфами и туффитами. Опробованы преимущественно вулканокластические породы - литокластические туфы, от псаммитовых до агломератовых, кристаллокластические туфы с включениями эффузивных обломков, туффиты, брекчированные базальты. Среди обломков резко преобладают шлаковые базальтоиды. Отмечаются микролиты кайнотипного оливина и светло-зеленого диопсида, окаймленного буроватыми цеолитами. Цемент туфов преимущественно цеолитовый, цеолитово-глинистый. Поры и трещины иногда заполнены карбонатно-фосфатным материалом. Этот же материал цементирует брекчии и туффиты. В последних встречены тонкие (2-3 см) прослои кокколит-фораминиферовых известняков (станции драгирования 18, 19 и др.). В этих известняках, в самом материале туффитов и карбонатах, заполнявших полости в туфах, удалось выделить комплекс фораминифер, содержащих виды *Globigerinella insueta* Cushman, *Pracorbulina glomerata* Blow., *Sphaeroidinella seminulina* Shwager (определения В.Е. Кунгуровой), и комплекс кокколитофорид, содержащий виды *Discoaster exilis* Martini, *D. variabilis* Martini et Braml., *D. kugleri* Martini et Braml. (определения И.А. Пуляевой). Такой видовой состав свидетельствует о среднемиоценовом (N_1^2) возрасте вмещающих образований.

Собственно эффузивные породы опробованы на станциях 17, 18, 21, 86 и других. Они представлены зеленовато-серыми породами, пористыми, участками миндалекаменными, мелкозернистыми, шлаковидными. Основная масса афанитовая с единичными порфиристыми выделениями плагиоклаза и оливина. На станции 17 в одном из образцов отмечен ксенолит пироксенита с полнокристаллической структурой.

Петрографические описания и химический состав позволили отнести эти породы к щелочным базальтоидам - базанитам. На участках драгирования жерловой фации конуса установлены раскристаллизованные щелочные базальтоиды (станция 86). Базаниты характеризуются олигофиристой структурой и

миндалекаменной текстурой. Вкрапленники представлены кайнотипными зернами оливина неправильной угловатой формы с наибольшими размерами 0.8-1.5 мм и удлиненными столбчатыми зернами светло-зеленого диопсида размерами 0.6-2 мм, часто в гломеропорфировых сростках. Структура основной массы микролитовая, гиалиновая, на отдельных участках спенифесковая. В составе микролитов наблюдаются лучистые агрегаты титансодержащего салита, скелетные выделения ильменита, мелкие псевдокубические кристаллы нефелина и буровато-коричневое вулканическое стекло.

Средний состав базанитов (по трем образцам) характеризуется следующими содержаниями компонентов: SiO₂ - 45.76, TiO₂ - 3.45, Al₂O₃ - 13.23, Fe₂O₃ - 5.91, FeO - 6.24, MnO - 0.19, MgO - 7.73, CaO - 11.68, Na₂O - 3.29, K₂O - 2.53 %, Li - 9, Sc - 10, Ga - 18, Y - 17, Nb - 30, Sn - 1.5, P - 1380, V - 270, Cr - 83, Co - 125, Ni - 166, Cu - 119, Zn - 355, Rb - 44, Sr - 820, Zr - 310, Mo - 5, Ba - 700, Pb - 24 г/т.

В лаборатории магматической геологии СВКНИИ ДВО РАН К-Аг методом (аналитик А. Люськин) абсолютный возраст образца базанита со станции 21 был определен в 15±2 млн лет, что соответствует границе нижнего и среднего миоцена. Чтобы картина имеющихся фактов была полной, добавим, что в магнитном поле описываемые вулканические сооружения выражены достаточно отчетливо. На фоне обширной линейной широтной отрицательной аномалии, которая фиксируется в северной части вершинного плато и верхних частях склонов, над вулканическими конусами отмечены изометричные локальные аномалии, характеризующиеся повышением или понижением значений поля ΔТ. В пределах основной аномалии значения поля изменяются от -400 до -1000 нТл, в локальных аномалиях, диаметр которых составляет 2-3 км, значения падают от -600 до -800 нТл и возрастают от - 600 до - 200 нТл.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, у нас имеется два прямых определения возраста независимыми методами, которые к тому же соответствуют друг другу, что позволяет доверять этим результатам. Есть и еще одно косвенное подтверждение миоценового возраста вулканических построек. Ранее нами было показано, что полный разрез железомарганцевых корок слагают слои палеоценового, эоценового, миоценового и плиоцен-четвертичного возрастов [7]. На обсуждаемых вулканических конусах развиты корки, построенные только верхним, плиоцен-четвертичным слоем, и никаких признаков более ранних слоев не обнаружено. В то же время, в близком батиметрическом интервале в краевых частях вершинного плато неоднократно встречены корки с полным разрезом.

Интерпретация сонарных данных позволяет предполагать проявления среднемиоценового вулканизма и на склонах гайота. Тот факт, что лавовые покровы на отдельных участках ограничены бровкой северного склона, позволяет истолковывать ряды узких линейных структур, ориентированных в крест склона, непосредственно ниже этих участков, как лавовые языки, созданные сериями потоков (рис. 5). Такие структуры хорошо видны на монтажах сонограмм с обзором на запад и восток. Драгами на этих участках отобраны многочисленные вулканические обломки, покрытые железомарганцевыми корками мощностью менее 1 см. Вероятно, стекание лав здесь сопровождалось акваколлювиальными обвалами.

Миоценовая вулканическая активность, по видимому, не ограничивается только проявлениями на северо-востоке гайота. Похожие структуры обнаружены и на южном склоне (рис. 6). Вулканическая постройка здесь находится практически на самой бровке вершинной поверхности. От нее вниз по склону прослеживается линейная структура, ориентированная субмеридионально, которую можно интерпретировать как лавовый поток. Эта структура, впрочем, нуждается в дальнейшем изучении. Не исключено, что это наложенные проявления вулканизма другого возраста, например раннеолигоценного,

исходя из абсолютного возраста некоторых образцов с южной части гайота.

Основную ценность полученных результатов мы видим в том, что впервые в условиях океана получена целостная картина вулканической активности, наложенной на более раннюю структуру. Образование основного тела гайота, произошло ли оно путем последовательного наращивания породами вулканических излияний, согласно традиционным представлениям [8], или в основном за счет тектонической активности, сопровождаемой вулканическими излияниями [5], - в любом случае происходило на границе юрского и мелового периодов [4]. В конце раннего - начале среднего миоцена имела место вулканическая активизация, в течение которой по достаточно узким ослабленным зонам из магматического очага на поверхность плато произошли серии излияний магм щелочного состава. Непосредственно вокруг выходов на поверхность подводящих каналов образовались относительно небольшие конические вулканические постройки, сложенные шлаковыми базальтоидами, туфами и туффитами. Продолжавшие изливаться жидкие магмы покрывали участки плато между конусами и, миновав бровку плато, образовывали потоки на склонах. Узкая локализация вулканических излияний подтверждается не

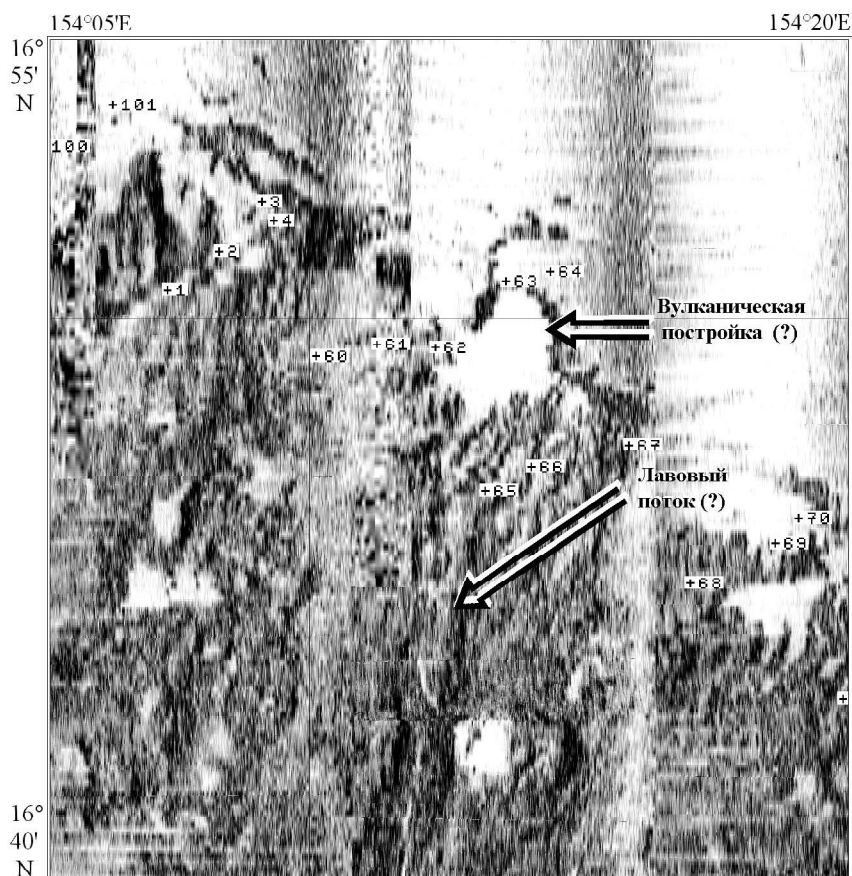


Рис. 6. Южный склон гайота Дальморгеология на мозаике сонограмм с обзором на запад. Пояснения в тексте.

только данными геоакустики, но и структурой аномального магнитного поля. Преобладание пористых разновидностей эффузивов и, в ряде случаев, красноцветные изменения вулканогенных пород свидетельствуют об излияниях в непосредственной близости от поверхности вода - воздух, частично выше нее. Но и развитие кокколлит-фораминиферовых известняков и заполнение сходным материалом пор и трещин показывают, что частично процесс происходил ниже этой поверхности.

По подобным вулканическим и вулкано-тектоническим активизациям, происходившим в палеоцене, эоцене и олигоцене [1], могут быть получены более детальные представления путем изучения на сонарных изображениях наложенных форм с привлечением всех имеющихся о них геологических данных. Так, как это было сделано в предложенной статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И.А. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле северо-западной Пацифики и их связь с геологическими событиями // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 91-100.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е. и др. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 17-38.
4. Говоров И.Н., Герасимов Н.С., Симаненко В.П. Рубидий-стронциевая изохрона анкармит-трахибазальтовой ассоциации поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. АН. 1996. Т. 347, № 6. С.780-783.
5. Кругляков В.В., Мельников М.Е. Гайоты - вулканы или экструзии? // Геология морей и океанов: Тез. докл. 13 Междунар. шк. морской геологии. М.: Ин-т океанологии РАН, 1999. Т. 2. С. 342-343.
6. Матвиенков В.В. и Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 126-129.
7. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 13-27.
8. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 280 с.
9. Подшувейт В.Б., Таки Д.Ф. Методические рекомендации по применению гидролокатора бокового обзора дальнего действия "Океан" при геологических исследованиях в Мировом океане // Технология и технические средства для изучения железомарганцевых конкреций Мирового океана. М.: Океангеоресурсы, 1999. Кн 2. С. 73-100.
10. Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
11. Туезов И.К., Ильев А.И., Остапенко В.Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк // Сов. геология. 1979. № 4. С. 85-93.
12. Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R. et al. Western Pacific guyots // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. W, 1973. V. 20. P. 653-723.
13. Lancelot Y., Larson R.L. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 1990. TX, V. 129, 488 p.
14. Ozima M., Kaneoka L., Aramaki S. K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the western Pacific area and some discussion of the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. V. 8, N 3. P. 237-249
15. Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1993. TX. V. 144. 470 p.

Поступила в редакцию 24 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Middle Miocene volcanic structures on the Dalmorgeologiya Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

M.Ye. Melnikov, V.B. Podschuveit, I.A. Pulyaeva, Er.B. Nevretdinov

Complex geological and geophysical studies on the Dalmorgeologiya guyot conducted in 1991-1992 allowed us to get a detailed understanding of manifestation of the superimposed Miocene volcanism. The use of a long-range side-scan sonar "OKEAN" together with a single-beam echosounder made it possible to describe in detail the morphological features of volcanic structures and surrounding areas. Superposition of photoprofiling helped in interpreting the acoustic images and has shown additional details in the construction of different surfaces. Sampling with rock dredges allowed us to describe the composition and age of rocks making up volcanic structures. The volcanic cones with rounded basements up to 3 km in diameter and height up to 650 m are formed by interbedded alkaline basaltoid flows, tuffs, orthotuffites with fine layers of coccolith-foraminiferal limestones. A complex of the coccolithophores revealed in the cement of tuffites and in limestones has allowed to date these formations as Middle Miocene. Effusive rocks themselves presented by porous slag-like basaltoid, by their petrographic descriptions and chemical composition were referred to basanite. The absolute age of one of the samples of these rocks is 15 Ma, which corresponds to biostratigraphical determination of the tuffites age. The main value of the received results is that for the first time in ocean conditions a complete picture of volcanic activity, superimposed on earlier volcano-tectonic structure has been obtained.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК [550.42:546.71] (265.53)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ МАРГАНЦА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОХОТСКОГО МОРЯ

*А.С. Астахов**, *С.А. Горбаренко**, *Н.Г. Ващенко**, *Ю.Г. Волохин***

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

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

Изучалось содержание и скорости накопления марганца в восстановленных донных осадках Охотского моря. В большинстве изученных колонок отмечены фоновые содержания (0,03-0,07 %). Аномальные концентрации (до 2,5 %) и скорости накопления (до 60 мг/см² тыс. лет) выявлены в котловине Дерюгина вблизи района с известной гидротермальной баритовой минерализацией. На юго-восток от нее на батиметрической ступени погруженного шельфа с глубинами 1000-1600 м прослеживается зона интенсивного накопления марганца (более 10 мг/см² тыс. лет). Предполагается, что это связано с осаждением из обогащенных марганцем придонных вод в шлейфе разноса от котловины Дерюгина. Еще одна зона с высокими темпами накопления марганца в голоцене находится в Южно-Охотской котловине и примыкает к проливу Буссоль. В осадках второй изотопно-кислородной стадии скорости накопления марганца меньше, что объясняется особенностями палеоокеанологической ситуации.

Ключевые слова: марганец, геохимия, распределение, накопление, донные осадки, эндогенные флюиды, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Распределение марганца в поверхностном слое донных осадков Охотского моря ранее изучалось в пробах, отобранных на НИС "Витязь" в 1949-1953 гг. [8, 29, 34]. Выявлено несколько участков с очень высокими содержаниями: котловина Дерюгина (2-3 %), Южно-Охотская котловина (1-2 %), возвышенность Академии Наук (0,1-0,5 %). Особо выделяется котловина Дерюгина, где содержания марганца даже выше, чем в океанических осадках. В то же время, никаких специфических особенностей отложений, известных в районах современного экзогенного рудного марганценонакопления, таких как аномальные содержания органического вещества, повышенная карбонатность и содержание реакционноспособных форм железа [19], здесь не выявлено.

Особенности распределения марганца в тонкозернистых осадках котловин Охотского моря были объяснены концентрацией его в окисленном слое и различиями в темпах осадконакопления [8, 34]. На участках с большими содержаниями марганца в котловине Дерюгина мощность окисленного слоя превышает 5 см, достигая 10-18 см [8]. Обычно же она составляет 2-5 см, а на шельфе и материковом склоне

еще меньше или окисленные осадки отсутствуют вообще. При этом было отмечено очень низкое содержание кислорода в придонных водах котловины Дерюгина [8, 45], что не вполне согласуется с данными о мощности окисленного слоя. Магматизм и гидротермальная деятельность были определены как локальный второстепенный фактор обогащения осадков марганцем, железом и некоторыми микроэлементами в районе Курильских островов [34].

В последующие годы были установлены факты, позволяющие предположить, что эндогенные процессы играют значительно большую роль в формировании аномальных концентраций марганца в осадках Охотского моря. Установлена блоковая рифтогенная структура фундамента котловин Охотского моря, являющихся зонами современной деформации [14, 36]. В котловине Дерюгина выявлена гидротермальная баритовая минерализация [6, 42]. В северной части Южно-Охотской котловины выявлена четвертичная вулканическая деятельность и связанная с ней гидротермальная минерализация [44, 48]. Установлено обогащение марганцем осадков в некоторых горизонтах ниже окисленного слоя [5, 22] и достаточно интенсивное проявление железомар-

ганцевой минерализации в виде конкреций, корок на поверхности скальных пород и обломков, пропитки поверхности слабоконсолидированных пород и кремнистых губок [12, 23, 28, 39]. Основные находки приурочены к охотоморскому склону Курильской островной дуги, где они отнесены к гидротермальным образованиям [39]. В районе Курильских островов выявлены металлоносные осадки и предполагаются гидротермальные выходы [25, 38].

В данной работе выполнен анализ распределения марганца в восстановленных осадках Охотского моря для выявления источников и причин аномальных концентраций в отдельных районах. Для этого изучены латеральная и вертикальная изменчивость содержаний и скоростей накопления марганца в осадках голоценового и позднеплейстоценового возраста в сопоставлении с палеоокеанологическими условиями формирования этих отложений и нахождением известных и предполагаемых эндогенных источников. Теоретической основой для этого явились существующие представления о геохимии океани-

ческого и морского седиментогенеза и современного марганцевородного процесса [10, 13, 19, 24, 25, 33, 43].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены данные по распределению марганца в колонках осадков, отобранных гидростатическими и гравитационными трубками в экспедициях на научно-исследовательских судах Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН в период с 1980 по 1996 г. (рис. 1, табл. 1). Использовались также опубликованные данные Института морской геологии и геофизики ДВО РАН [20-22].

Большая часть используемых анализов осадков и гранулометрических фракций выполнена колориметрическим методом в Центральной лаборатории ПГО «Приморгеология» (аналитик В.Д.Цопова), лаборатории физико-химических методов исследований ТОИ ДВО РАН (аналитик И.Н. Якушева), лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВО РАН (аналитики Л.А. Авдеевина, С.П. Славки-

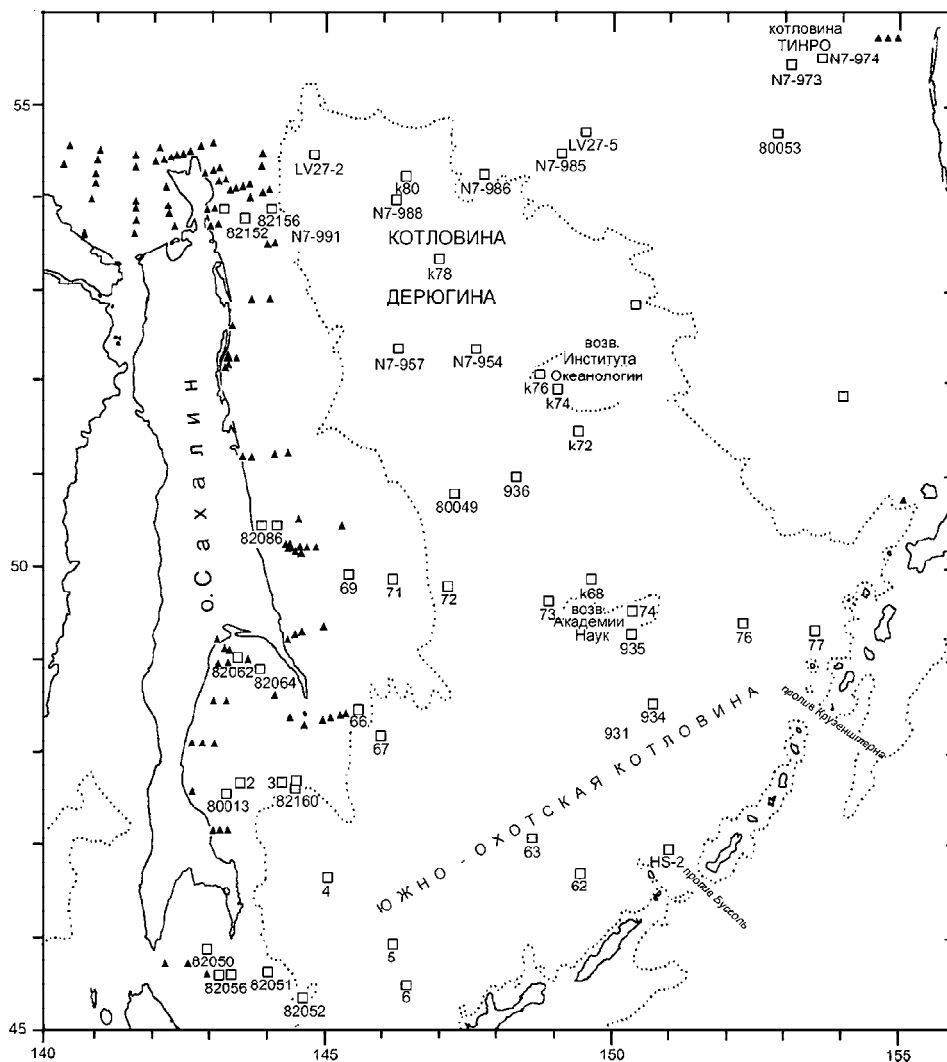


Рис. 1. Станции отбора донных осадков.

Точечная линия здесь и на рис. 3, 6-8 - изобата 1000 м. Прямоугольник - датированные колонки осадков с определением содержания марганца, треугольник - станции с определением содержания марганца в поверхностных осадках.

Таблица 1. Данные о колонках, использованных для расчета темпов накопления марганца.

Номера станций	Глубина моря, м	Координаты				Содержание Mn, %	
		Широта, сев.		Долгота, вост.		в верхнем слое восстановленных осадков	среднее по колонке
		Градусы	Минуты	Градусы	Минуты		
89211	140	58	35.00	145	28.20	0.05	0.041
89224	235	57	10.00	144	43.90	0.05	
LV27-2	1305	54	30.15	144	45.14	0.05	0.050
LV27-5	482	54	44.09	149	29.91	0.02	
HS-2	3300	46	58.40	150	58.20	0.07	0.128
931	3255	48	15.10	150	25.20	0.08	0.081
934	2190	48	32.50	150	40.90	0.08	0.068
935	1110	49	17.80	150	19.30	0.05	0.046
936	1310	51	0.90	148	18.80	0.31	0.312
k68	960	49	54.50	149	36.80	0.06	0.045
k72	1200	51	29.70	149	22.70	0.12	0.118
k74	1040	51	57.20	148	59.40	0.08	0.042
k76	1000	52	6.20	148	44.50	0.05	0.056
k78	1560	53	22.00	146	56.90	0.14	0.269
k80	1600	54	15.10	146	21.70	0.19	0.479
k105	1130	52	52.90	150	24.30	0.08	0.203
k106	560	51	54.00	154	0.00	0.05	0.071
N7-954	1300	52	23.00	147	35.50	0.40	0.310
N7-957	1467	52	23.00	146	14.00	0.08	0.060
N7-974	710	55	34.00	153	37.40	0.03	0.031
N7-985	870	54	30.00	149	05.00	0.05	0.043
N7-986	950	54	16.30	147	42.10	0.05	0.048
N7-988	1620	54	0.00	146	11.00	1.68	0.470
N7-991	1450	53	44.90	144	43.30	0.06	0.043
80013	98	47	33.80	143	15.20	0.02	
80049	1240	50	50.00	147	12.00	0.06	0.101
80053	425	54	44.00	152	52.30	0.05	0.038
82050	110	45	53.50	142	56.20	0.03	
82051	550	45	37.90	143	58.00	0.03	
82052	1050	45	21.40	144	34.80	0.03	
82055	125	45	37.00	143	20.30	0.03	
82056	112	45	37.20	143	7.70	0.03	
82062	26	49	2.50	143	29.20	0.02	0.024
82064	50	48	51.80	143	49.60	0.05	
82084	160	50	29.00	144	8.20	0.04	
82086	40	50	28.20	143	51.30	0.02	0.037
82098	50	53	53.40	143	8.70	0.07	0.031
82152	100	53	48.00	143	33.00	0.05	
82156	290	53	54.30	144	0.40	0.05	
82159	580	47	41.20	144	28.40	0.05	
82160	1070	47	37.50	144	27.00	0.04	
2*	85	47	41.00	143	30.50	0.04	0.040
3*	1940	47	41.50	144	13.00	0.05	0.046
4*	3250	46	39.50	145	2.00	0.01	0.056
5*	3280	45	56.00	146	10.00	0.01	0.070
6*	3340	45	29.00	146	26.00	0.07	0.067
62*	3600	46	42.00	149	26.00	0.07	0.093
63*	3470	47	6.00	148	35.00	0.06	0.077
66*	630	48	28.30	145	35.00	0.04	0.033
67*	1550	48	11.00	145	57.00	0.06	0.047
69*	320	49	57.20	145	22.00	0.04	0.037
70*	116	70	50.10	144	13.20	0.04	0.039
71*	675	49	53.00	146	10.00	0.04	0.033
72*	1340	49	48.70	147	7.30	0.04	0.051
73*	1020	49	40.00	148	52.00	0.04	0.047
74*	990	49	33.00	150	20.00	0.05	0.048
76*	1420	49	25.00	152	15.00	0.04	0.050
77*	1840	49	19.60	153	31.00	0.03	0.043

Примечание. * данные по станциям взяты из [22].

на) и в лаборатории физико-химического анализа Института геохимии и физики минералов АН Украины (аналитики Л.В. Годунова, А.В. Ренкас). Часть проб анализировалась рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории спектрохимических методов ДВГИ ДВО РАН (аналитики А.Г. Пятков и Н.С. Чумак) и в Центральной лаборатории ПГО «Приморгеология» (аналитики Е.В. Чулков и Л.Д. Смирнова). Часть определений выполнена атомно-абсорбционным методом в лаборатории токсикологии ТОИ ДВО РАН (аналитик Е.Н. Слинко).

Возраст осадков в колонках был определен изотопно-кислородным, радиоуглеродным или микропалеонтологическим методами [2, 15, 16]. Для некоторых колонок было применено расчленение методами тефростратиграфии и литостратиграфии на основе орбитальной теории [47] по магнитным свойствам, содержанию биогенных элементов, гранулометрическому составу и другим параметрам [2, 15, 16]. Для хроностратиграфии колонок использовались границы изотопно-кислородных стадий I, II, III, IV с возрастом нижней границы соответственно 12,5, 24, 59, 74 тыс. лет согласно стандартной изотопно-кислородной шкалы [47]. Эти же границы приняты для выделения литостратиграфических горизонтов [15]. Наиболее детально изучались осадки первого и второго литостратиграфических горизонтов. Осадки первого горизонта (0-12,5 тыс. лет), сформировавшиеся в относительно теплых климатических условиях при высоком положении уровня моря, в глубоководных районах, отличаются повышенным содержанием биогенных элементов и более тонким гранулометрическим составом по сравнению с осадками второго горизонта (12,5-24 тыс. лет) [15].

Физико-механические свойства осадков определялись по стандартной методике [1]. Фракции для пофракционного геохимического анализа выделялись в соответствии с ранее разработанной методикой [41]. Определение компонентного состава проб производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонент (обломочная, глинистая, биогенные карбонатная и кремнистая, вулканогенная, аутигенная и др.).

Статистическая и графическая обработка результатов исследований проводилась в пакетах стандартных программ STATGRAPH, EXCEL, SURFER.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для оценки характера *распределения марганца в восстановленных осадках* выполнен анализ частоты встречаемости содержаний по всей анализировавшейся выборке (рис. 2). Она включает все типы осад-

ков Охотского моря за исключением песчаных отложений шельфа Камчатки и Курильских островов. На верхнем графике отчетливо выделяется основная группа проб, включающая около 80 % анализов из выборки 650 проб, с содержаниями марганца от 0,008 до 0,075 %. Они приняты в качестве фоновых. Пробы с повышенным содержанием (от 0,075 до 0,45%) составляют около 16 % всех анализов, и пробы с принятым аномальным содержанием (>0,45 %) - около 4 % от всей выборки. Эти три граничных значения хорошо фиксируются по характерным перегибам частотной кривой (рис. 2).

На карте содержаний марганца в восстановленных осадках (рис. 3) достаточно хорошо выделяются участки с повышенными и аномальными содержаниями. Последние характерны только для центральной части котловины Дерюгина в районе «Баритовых гор» с известной гидротермальной баритовой минерализацией [6, 42]. В то же время, они значительно ниже, чем выявленные для окисленных осадков (2-3 %) в этом районе [29]. Повышенные содержания марганца в осадках характерны для всей котловины Дерюгина, обширной зоны к югу и юго-востоку от нее и отдельных районов Южно-Охотской котловины.

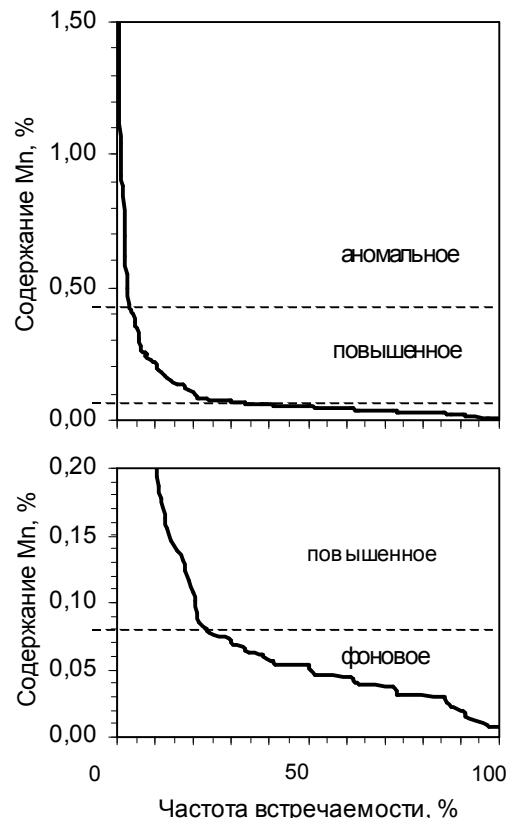


Рис. 2. Частота встречаемости содержаний марганца в восстановленных осадках Охотского моря.

Внизу - увеличенная нижняя часть верхнего графика.

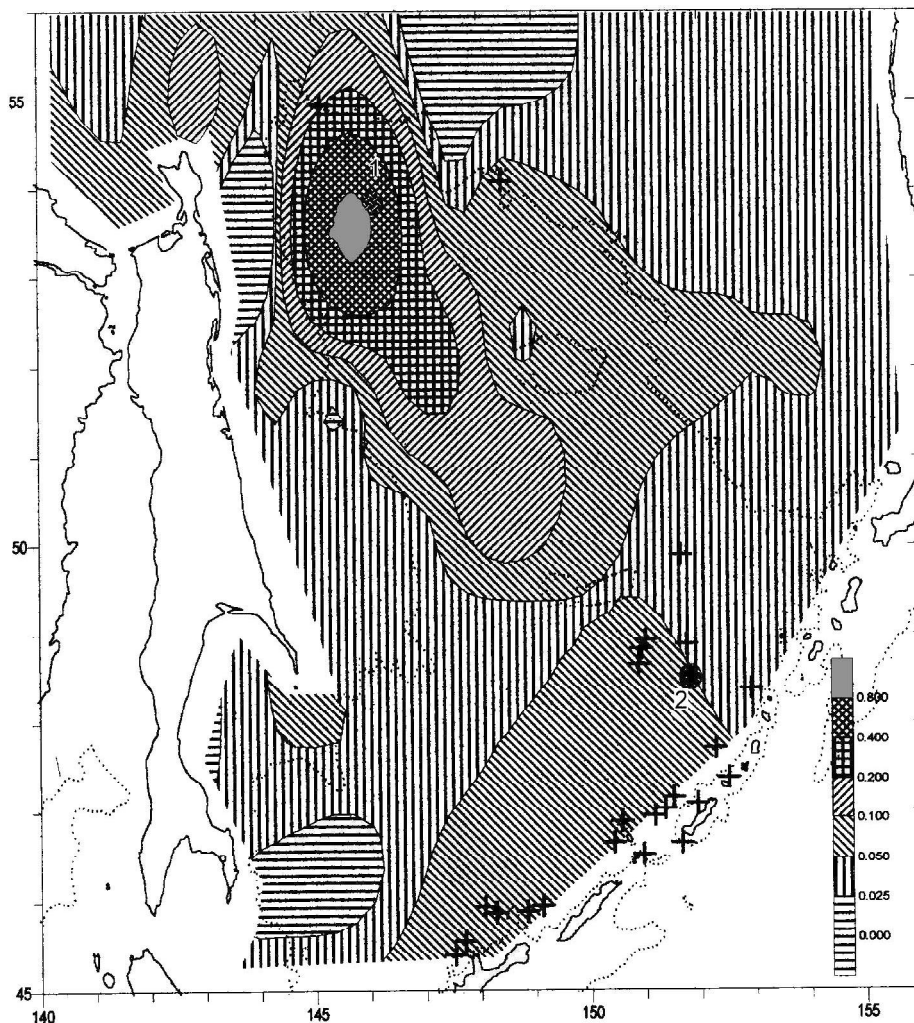


Рис. 3. Содержание марганца (%) в восстановленных осадках первого литостратиграфического горизонта (0-12,5 тыс. лет).

Крестик - места находок железомарганцевых конкреций и корок (по [11, 12, 23, 28, 39], в районе Курильских островов - обобщены); заштрихованный круг - районы предполагаемой гидротермальной деятельности (вне Курильской островной дуги): 1 - "Баритовые горы" [6, 42], 2 - четвертичный вулкан с гидротермально измененными базальтами [44, 48].

При более детальном анализе распределения содержаний среди проб с фоновыми концентрациями можно выделить несколько групп. Каждой из них отвечают пологие отрезки кривой (рис. 2), соответствующие различным районам и типам отложений. Так, например, минимальное содержание 0,008% определяется группой проб среднезернистых песков шельфа северо-восточного Сахалина. Пробы с содержанием 0,03 % составляют около 14 % выборки. Это самое распространенное среди анализировавшихся проб значение характерно для мелкозернистых песков шельфа Сахалина и терригенных алеврито-пелитовых осадков северного и сахалинского шельфов и центральной части моря. Содержание 0,039-0,040 % характерно для песков и миктитов северного шельфа, а также тонкозернистых слабоскремнистых осадков материкового склона Сахалина. Содержания 0,046 и 0,054 % типичны для большой группы проб, включающей терригенные тонкозернистые осадки центральной части моря и материкового склона Сахалина. Содержание 0,077 характерно для

тонкозернистых осадков восточной части моря и отдельных прослоев пирокластики.

Можно предполагать, что основная часть марганца в пробах с фоновым содержанием находится в терригенных компонентах осадков - обломочных и глинистых. Особенности распределения его в этих осадках достаточно хорошо были проанализированы ранее [8]. В пробах с повышенным и аномальным содержанием преобладающая часть марганца находится в составе аутигенных раннедиагенетических новообразований. Если в окисленных осадках это тонкодисперсные гидроксиды железа и марганца и железомарганцевые микроконкреции, то в восстановленных предполагаются иные компоненты-концентраторы. О характере их можно судить по данным пофракционного распределения марганца в трех пробах из северной части Охотского моря (рис. 4).

Пофракционное распределение марганца имеет два вида: с максимумом в алевритовых и крупнопелитовой фракциях и с близким к равномерному распределению. Пофракционное распределение марганца

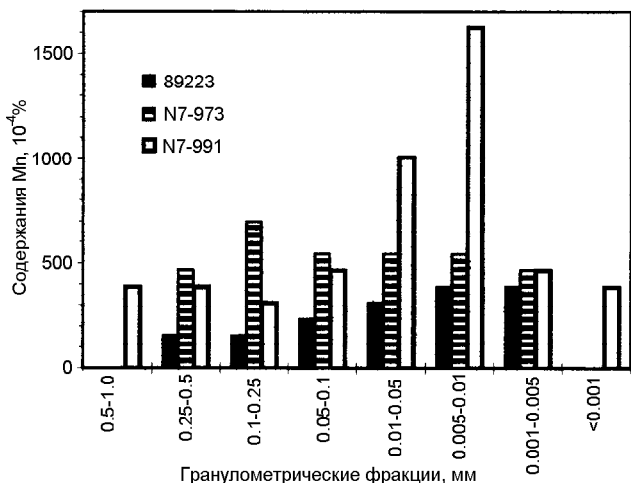


Рис. 4. Содержание марганца в гранулометрических фракциях осадков котловины Дерюгина (N7-991), северного шельфа (89223) и котловины Тинро (N7-973).

ца в пробах 89223 и N7-973 демонстрирует различное соотношение обломочной и глинистой составляющих осадков. Обычно в глинистых (пелитовых) фракциях содержание марганца больше, чем в обломочных (песчано-алевритовых), из-за концентрации в них компонент, способных осаждать марганец из морских или иловых вод: глинистые минералы, гидроксиды железа, органическое вещество. Такое распределение характерно для пробы 89223. В пробе N7-973 песчано-алевритовые фракции сложены материалом ледового разноса, поступающим с Курильских островов и Камчатки. Он обогащен обломками средних и основных магматических пород и мономинеральными зернами, образующимися при их разрушении [30]. Обычно они отличаются значительно большим содержанием марганца, чем аркозовый терригенный материал, поступающий из континентальных районов. Так, например, в обломках средних и основных магматических пород Курильской дуги среднее содержание марганца составляет 0,14-0,18 % [35]. Еще больше оно в минералах этих пород: пироксенах (0,21-0,22% [46]) и магнетитах (0,17-0,46 % [40]). Поэтому песчано-алевритовые фракции пробы N7-973 более обогащены марганцем, чем пелитовые, а также песчано-алевритовые фракции пробы 89223.

Повышенные содержания марганца характерны для мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракций голоценовых осадков колонки N7-991 (рис.4). Она отобрана в западной части котловины Дерюгина, где общее содержание в осадках (0,06 %) может быть отнесено к фоновому для Охотского моря. В данном же районе песчано-алевритовый материал отличается очень низким содержанием марганца и фоновые содержания будут значительно ниже. В ка-

честве таковых могут быть приняты содержания во фракциях пробы 89223 (рис. 4). В этом случае повышенные содержания характерны не только для отмеченных фракций, но и для всех более крупных. В крупноалевритовой и песчаных фракциях “избыточный” (превышающий фоновое содержание) марганец составляет около 50 % общего содержания. Во фракции же 0,005-0,01 мм он составляет почти 80 %. Для дальнейших построений, исходя из среднего содержания марганца в изучавшейся выборке (рис. 2, 3) и фракциях (рис. 4), в качестве фонового было принято содержание 0,04 %. Несомненно, что для осадков западной части моря оно будет несколько завышено, а восточной - занижено. Для центральной же части моря, наиболее интересной для нас, можно предполагать, что оно близко истинному фоновому значению.

Распределение марганца в колонках донных осадков представлено в таблицах 1, 2 и на рисунке 5. Почти все эти данные касаются восстановленных осадков, так как окисленный слой, из-за малой мощности, почти нигде не изучался. Только в колонке 936, где было произведено более детальное опробование, фиксируется увеличение содержаний марганца в окисленном слое (рис. 5).

В зависимости от содержаний и характера распределения марганца выделяются три типа колонок: с фоновым, повышенным равномерным и с аномальным неравномерным содержанием. Большинство колонок, в том числе почти во всей южной части моря [22], имеет фоновое распределение. Они отличаются очень малой изменчивостью содержаний по вертикали, в пределах 0,03-0,07 % (рис. 5). Видимые вариации в каждом конкретном случае могут быть обоснованы изменением вещественного состава осадков. В основании колонки k68 повышенные содержания в двух пробах обусловлены прослоями вулканического пепла [4]. В колонке 89211 вариации связаны с различным содержанием песчано-алевритового материала. Обогащенные им интервалы имеют меньшее содержание марганца. Эта же причина определяет и уменьшение содержаний в нижней половине колонки LV27-2.

В колонках с аномальным содержанием марганца, отобранных вблизи известных флюидных источников “Баритовых гор” (N7-988, k80), содержания марганца в отдельных интервалах превышают один-два процента. При этом они резко варьируют до почти фоновых. В колонке N7-988, самой близкой к известным проявлениям баритовой минерализации в котловине Дерюгина [6, 42], марганец обогащает верхние горизонты осадков, относящиеся к первой и второй изотопно-кислородным стадиям. Этот же интервал обогащен и тонкозернистым обломочным баритом, предположительно переотложенным из гид-

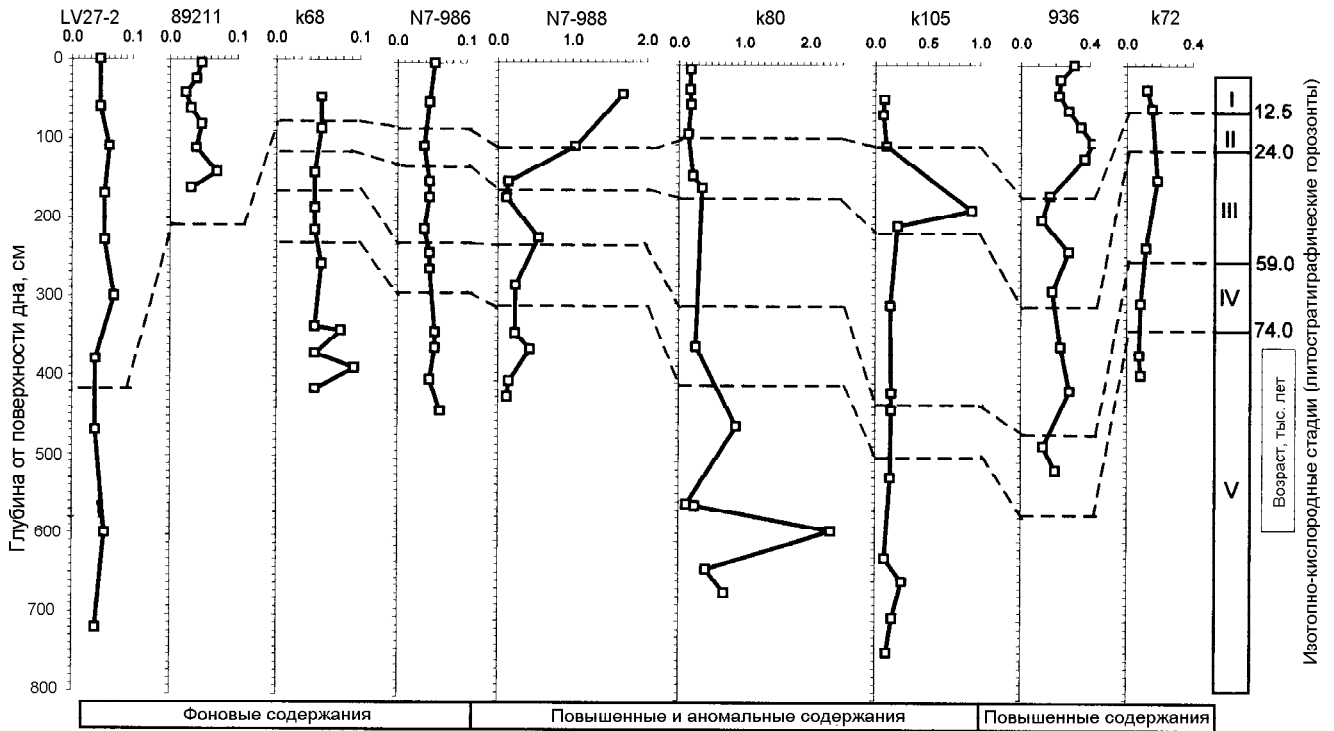


Рис. 5. Содержание марганца (%) и стратиграфическое расчленение колонок донных осадков (границы изотопных стадий соответствуют границам литостратиграфических горизонтов).

ротермальных построек [11]. Ниже по разрезу встречены еще два прослоя, обогащенных марганцем. В колонке k80, расположенной несколько севернее, осадки этого возраста имеют равномерное, хотя и повышенное относительно фонового содержание марганца. Очень высокое содержание его отмечено в осадках, соответствующих пятой изотопно-кислородной стадии. Этот же максимум характерен и для колонки k78. В колонке N7-988 осадки этого возраста не вскрыты. В колонке k105 (рис. 5) при повышенных в несколько раз относительно фоновых содержаниях также имеются аномальные концентрации.

В колонках с повышенным содержанием отмечается превышение концентраций в несколько раз относительно фоновых, хотя распределение марганца характеризуется относительно малой изменчивостью по разрезу. Наблюдается некоторая синхронность изменения содержаний в наиболее типичной для этой группы колонке k72 (рис. 5) и в колонке N7-988. В других колонках содержания могут значительно варьировать, но так же хорошо прослеживается увеличение содержаний в осадках первого или второго литостратиграфических горизонтов.

Скорости накопления марганца были рассчитаны для осадков первого и второго литостратиграфических горизонтов по колонкам с имеющимся возрастным расчленением (табл. 2). При этом учитывался

только “избыточный” марганец, для чего вычиталось принятое фоновое содержание 0,04 %. На карте скоростей накопления “избыточного” марганца для первой стадии (рис. 6) более отчетливо, чем по содержаниям, прослеживается зона интенсивного накопления марганца в котловине Дерюгина и к юго-востоку от нее. Еще одна зона с высокими темпами накопления марганца в голоцене находится в Южно-Охотской котловине и примыкает к проливу Буссоль.

В осадках второй изотопно-кислородной стадии большие содержания (рис. 7) и скорости накопления (рис. 8) “избыточного” марганца узко локализованы. Помимо котловины Дерюгина они отмечены в отдельных точках к востоку и юго-востоку от нее.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные по распределению марганца в восстановленных осадках Охотского моря позволяют предполагать различные источники его поступления и способы накопления. По аналогии с океаническими районами можно предполагать, что повышенные и аномальные содержания и темпы накопления марганца в котловине Дерюгина и в некоторых районах к юго-востоку определяются эндогенной поставкой его, хотя преобладающей формой накопления является гидрогенная. Не исключено, что эндогенные флюиды вне зависимости от их проис-

Таблица 2. Расчет скоростей накопления марганца за периоды, соответствующие первой (I) и второй (II) изотопно-кислородным стадиям (возраст 0-12,5 и 12.5-24 тыс. лет).

Номера станций	Положение нижней границы горизонта (см)		Плотность минерального скелета, г/см ³		Скорость осадконакопления				Среднее содержание Mn, %		Скорость накопления "избыточного" Mn, мг/см ² тыс. лет		Примечания (способ определения возраста***, ссылка)
					см/тыс.лет		г/см ² тыс.лет				I	II	
	I	II	I	II	I	II	I	II					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
89211	185	>195	0.70	1.08	17.5		12.3		0.041		0.1		р, и, п, м, л
89224	40	>47	0.86		3.2		2.8		0.046		0.2		л, м
LV27-2	410	>738	0.38	0.65	32.8	>28.5	12.5	>18.5	0.053	0.044	1.6	>0.7	м, л [48]
LV27-5	55	180	0.48	1.02	4.4	10.9	2.1	11.1	0.023		-0.3		м, л [48]
HS-2	>60		0.43		>4.8		7.5**		0.128		6.6		м, л
931	530	>570	0.54	0.55	42.5		23.0		0.081		9.4		м, и, л, р [15]
934	400	>510	0.35	0.54	32.0		11.2		0.068		3.1		р, и, м, л [15]
935	30	290?	0.74	0.67	2.4	22.6	1.8	15.1	0.046		0.1		м, л [11]
936	160	300	0.33	0.38	12.8	12.2	4.2	4.6	0.312	0.190	11.5	6.9	р, и, м, л [15]
k68	60	118	0.42	0.88	4.8	5.0	2.0	4.4	0.045	0.037	0.1	-0.1	р, и, м, л, п [16]
k72	45	97	0.32	0.72	3.6	4.5	1.2	3.3	0.124	0.155	1.0	3.7	р, и, м, л, п [16]
k74	40	140	0.40	0.79	3.2	8.7	1.3	6.9	0.046	0.034	0.1	-0.4	р, и, м, л, п [16]
k76	21	77	0.98	1.16	1.7	4.9	1.6	5.6	0.054	0.077	0.2	2.1	м, л
k78	2	30	0.53*	0.64	0.2	2.4	0.1	1.6		0.139		1.5	м, л
k80	80	160	0.53*	0.71*	6.4	7.0	3.4	5.0	0.186	0.240	4.9	9.9	р, и, м, л, п [16]
k105	90	205	0.34	0.61	7.2	10.0	2.4	6.1	0.081	0.416	1.0	22.9	р, и, м, л, п [16]
k106	90	180	0.63*	0.71*	7.2	7.8	4.5	5.5	0.054	0.077	0.6	2.1	р, и, м, л, п [16]
N7-954	90	220	0.53*	0.63*	7.2	11.3	3.8	7.1	0.400	0.200	13.7	11.4	м, л, п [2]
N7-957	100	320	0.53	0.71	8.0	19.1	4.2	13.6	0.063	0.058	1.0	2.4	м, л, п [2]
N7-974	>300		0.63*		>24		>15.1		0.031		<-1.4		м, л, п [2]
N7-985	60	160	0.53*	0.71*	4.8	8.7	2.5	6.2	0.040	0.043	0	0.2	м, л, п [2]
N7-986	70	120	0.53*	0.56*	5.6	4.3	3.0	2.4	0.050	0.039	0.3	-0.0	м, л, п [2]
N7-988	90	140	0.53*	0.71*	7.2	4.4	3.8	3.1	1.681	1.038	62.6	53.5	м, л, п [2]
N7-991	250	>350	0.53*	0.56*	20.0	>8.7	10.6	>4.9	0.053	0.035	1.4	<-0.2	м, л, п [2]
80013	>290		0.89*		89.3		79.4		0.015		-19.9		р [2]
80049	140	290	0.53*	0.56*	11.2	13.0	5.9	7.3	0.045	0.041	0.1	0.1	м, л [2]
80053	150	240	0.63*	0.71*	13.0	7.8	8.2	5.5	0.062	0.128	0.2	0.5	м, л, п [2, 9]
82050	>95		0.82		33.3		27.3		0.031		-2.5		п, м [37]
82051	>320		0.56		36.2		20.3		0.031		-1.8		п, м [37]
82052	>227		0.56		52.0		29.1		0.031		-2.6		п, м [37]
82055	>250		0.77		36.0		27.7		0.031		-2.5		п, м [37]
82056	>210		0.87		58.0		50.4		0.031		-4.5		п, м [37]
82062	>140		0.75*		28.6		16.5		0.024		2.6		р [2]
82064	>280		0.89*		14.6		13.0		0.046		0.8		п, м [37]
82084	>264		0.89*		>21.1		>18.8		0.039		<-0.2		п, м [37]
82086	>140		0.63*		>11.2		20**		0.037		-0.2		м, л
82098	39		1.25*		70.1		87.6		0.031		-7.9		р [2]
82152	47	>75	1.16*	1.25	6.3		7.3		0.050		0.7		п, м [37]
82156	20		1.27		1.6		2.0		0.046		0.1		м, л
82159	140	>340	0.66	0.67	11.2		7.4		0.054		1.0		п, м [37]
82160	250	>337	0.53	0.57	20.0		10.6		0.039		-0.1		п, м [37]
3	90		0.53*		7.2		3.8		0.046		0.2		м, л [22, 32]
4	195		0.53*		15.6		8.3		0.056		1.3		м, л [22, 32]
5	80		0.53*		6.4		3.4		0.070		1.0		м, л [22, 32]
62	30		0.53*		2.4		1.3		0.093		0.7		м, л [22, 32]
63	20		0.53*		1.6		0.8		0.077		0.3		м, л [22, 32]
66	2		0.63*		0.2		0.1		0.033		-0.0		м, л [22, 32]
67	36		0.63*		2.9		1.8		0.047		0.1		м, л [22, 32]
69	85		0.63*		6.8		4.3		0.037		-0.1		м, м [22, 32]
70	>197		0.71*		>15.8		>11.2		0.039		<-0.1		м, л [22, 32]
71	40		0.53*		3.2		1.7		0.033		-0.1		м, л [22, 32]
72	45		0.53*		3.6		1.9		0.051		0.2		м, л [22, 32]
73	55		0.53*		4.4		2.3		0.047		0.2		м, л [22, 32]
77	>175		0.53*		>14.0		7.5**		0.043		0.2		м, л [22, 32]

хождения только создают специфические гидрохимические условия, в которых марганец морских вод переходит в осадок.

Содержания и скорости накопления марганца в котловине Дерюгина и к юго-востоку от нее сопоставимы со скоростями накопления валового марганца на Восточно-Тихоокеанском поднятии [43], типичном районе гидротермальной активности. Кроме того, так же как на Восточно-Тихоокеанском поднятии, осадки котловины Дерюгина обогащены железом [31], медью и никелем [34]. Аргументами в пользу гидротермального привноса являются и особенности пофракционного распределения марганца, отмеченные выше для осадков котловины Дерюгина. Подобное распределение с максимумом содержания марганца в алевритовых фракциях характерно для многих районов с эндогенной активностью [3, 17, 18].

Так, в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи известных гидротермальных выходов марганец сконцентрирован в алевритовых фракциях, а при удалении от них - в пелитовых [18].

Повышенные содержания марганца в алевритовых фракциях обычно объясняются формированием в окислительных условиях железомарганцевых микроконкреций, имеющих подобные размеры. В восстановленных осадках Японского моря концентраторами марганца также предполагаются микроконкреции, сохранившиеся в условиях быстрого осадконакопления. Содержание марганца в них достигает 23 % [17]. Для восстановленных осадков котловины Дерюгина более вероятной причиной концентрации марганца в мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракциях, на взгляд авторов, является вхождение его в формирующиеся раннедиагенетичес-

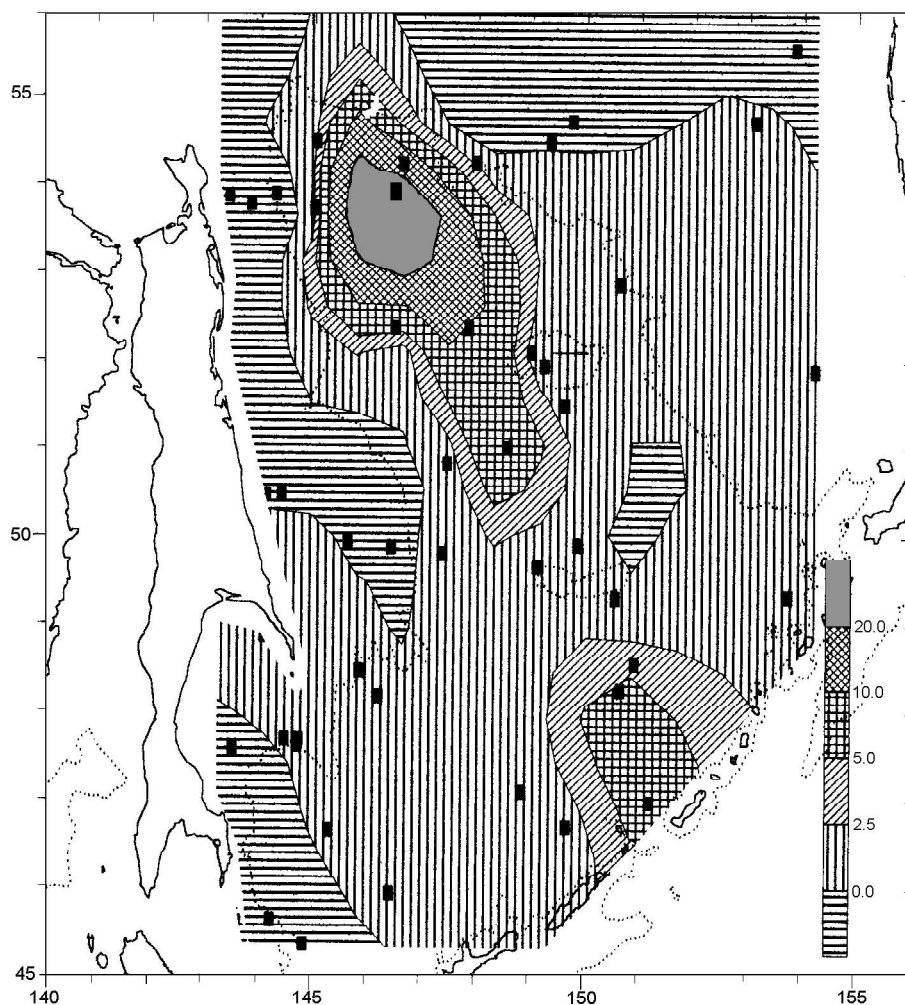


Рис. 6. Скорости накопления (мг/см²тыс. лет) “избыточного” марганца в осадках первого литостратиграфического горизонта (0-12,5 тыс. лет).

Примечание к табл. 2. *среднее значение для данного типа осадков [1], **средняя скорость осадконакопления для данного района [1], ***р - радиоуглеродный; и - изотопно-кислородный; м - палеомагнитный; п - микропалеонтологический; л - литостратиграфический.

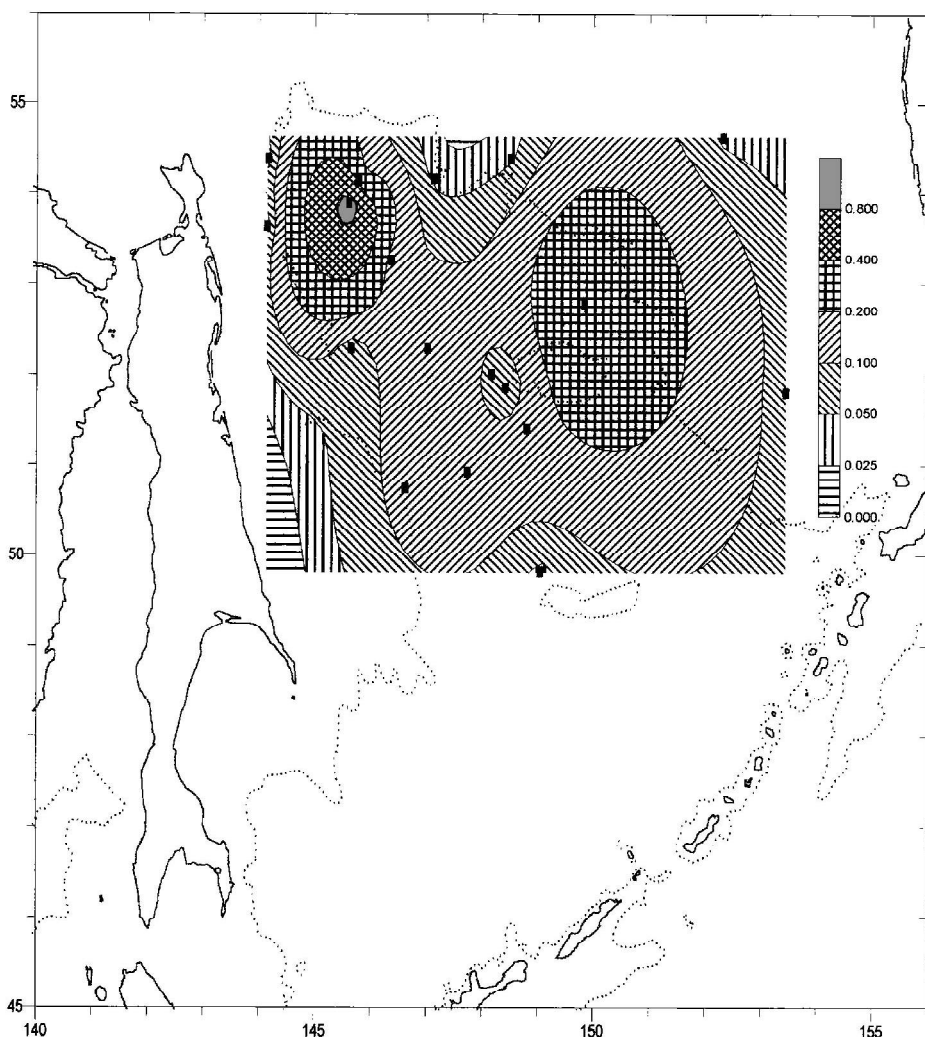


Рис. 7. Содержание марганца (%) в осадках второго литостратиграфического горизонта (12,5 - 24 тыс. лет).

кие микроконкреции сульфидов железа. При изучении микроскопических препаратов выявлено, что они образуются внутри раковин или скелетов фораминифер, диатомей, радиолярий за счет замещения органики или ранее образовавшихся в окислительных условиях гидроксидов железа и других раннедиагенетических новообразований. Если эти новообразования были существенно обогащены марганцем, как это имеет место вблизи эндогенных источников, формирующиеся сульфиды могут также содержать большое количество марганца.

Если допустить, что интенсивное накопление “избыточного” марганца в осадках центральной части Охотского моря связано с гидротермальной деятельностью, можно предполагать наличие активной неотектонической структуры, или нескольких структур, протягивающихся от проливов Буссоль-Крузенштерна к котловине Дерюгина. В этой зоне известны проявления гидротермальной деятельности: гидротермальные железомарганцевые корки и конкреции

на склоне Курильских островов [39], гидротермальное изменение четвертичных базальтов на вулканической горе в Южно-Охотской котловине [44], баритовая минерализация в центральной части котловины Дерюгина [6, 42]. В котловине Дерюгина Г.С. Гнибиденко [14] выделял современную рифтовую структуру с возможным позднекайнозойским вулканизмом в восточной части, а В.В. Харахинов [36] относит ее к областям наибольшего разуплотнения литосферы и рифтогенной деструкции с минимальной мощностью консолидированной земной коры.

Таким образом, по крайней мере на двух участках выявленной зоны с интенсивным накоплением марганца, геологические данные позволяют предполагать влияние магматизма или гидротермальной деятельности на формирование специфических геохимических условий, подобных существующим в океанических районах. Причины высоких концентраций и скоростей накопления марганца на погру-

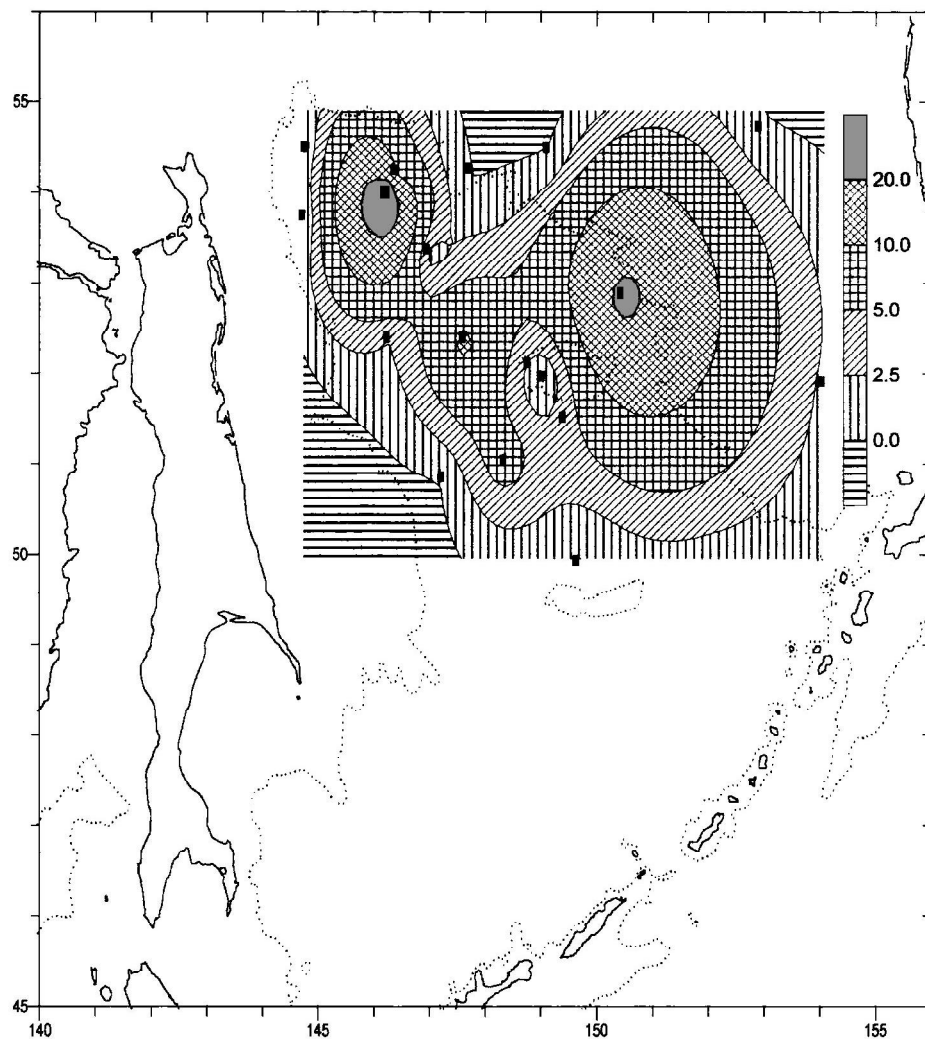


Рис. 8. Скорости накопления ($\text{мг}/\text{см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$) “избыточного” марганца в осадках второго литостратиграфического горизонта (12,5 - 24 тыс. лет).

женном шельфе между котловиной Дерюгина и возвышенностью Академии наук неясны, так как здесь отсутствуют геологические признаки эндогенной активности. Возможно это определяется малой изученностью, так как по степени диагенетических изменений [27] и скоростям накопления марганца в период 12,5-24 тыс. лет назад (рис. 8) можно предполагать наличие здесь каких-то флюидных выходов.

Возможной причиной высоких скоростей накопления марганца в зоне между котловиной Дерюгина и Возвышенностью Академии Наук представляется влияние эндогенных источников котловины Дерюгина. Они действуют внутри придонной водной массы, которая отделена от промежуточной охотоморской плотностным барьером на глубине 900-1100 м (рис. 9). Выше его происходит интенсивное вертикальное перемешивание в результате зимней плотностной конвекции [26, 45, 49]. Придонная же тихоокеанская водная масса достаточно устойчива, и внутри нее существует циклонический перенос [49].

Придонный водный шлейф со специфическими геохимическими характеристиками, таким образом, может распространяться от эндогенных источников в котловине Дерюгина в южном направлении и определять высокие темпы накопления марганца. Необходимо отметить, что область с повышенными содержаниями и скоростями накопления марганца, а также проявлениями железомарганцевой минерализации достаточно хорошо оконтуривается изобатой 1000 м (рис. 3).

При более низком положении уровня моря в период оледенения зимнее конвективное перемешивание охватывало всю водную толщу, по крайней мере до глубин 1400 м [7]. В результате большинство эндогенных источников в котловине Дерюгина были выше нижней границы промежуточной водной массы и не формировали устойчивых водных плюмов. Другие источники могли находиться и ниже данной плотностной границы, но разнос от них ограничивался локальными котловинами. В этом случае, судя

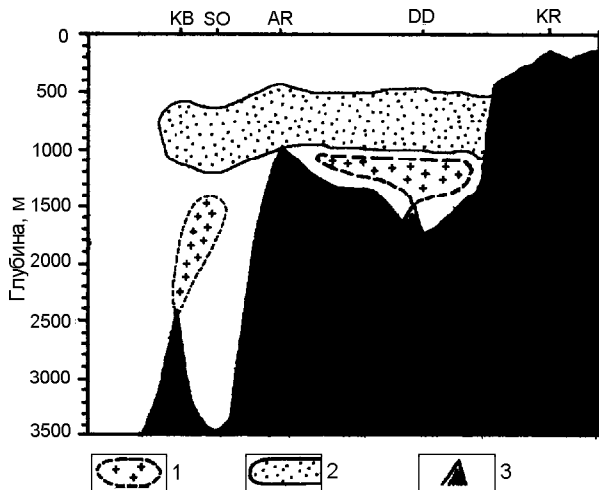


Рис. 9. Схема миграции вод, обогащенных марганцем от эндогенных источников, в Охотском море на примере профиля от пролива Буссоль до банки Кашеварова.

Основные формы рельефа: KB - Курильская дуга, пролив Буссоль; SO - Южно-Охотская котловина; AR - возвышенность Академии Наук; DD - котловина Дерюгина; KR - банка Кашеварова.

1 - водные плумы от эндогенных источников; 2 - промежуточная водная масса [45]; 3 - "Баритовые горы" в котловине Дерюгина.

по содержаниям и скоростям накопления марганца в осадках второго литостратиграфического горизонта (рис. 7, 8), следует предполагать несколько эндогенных источников в зоне к юго-востоку от котловины Дерюгина.

Наличие очень высоких содержаний в осадках, соответствующих пятой изотопно-кислородной стадии в ряде колонок, позволяет предположить, что в это время, с высоким положением уровня моря и теплым климатом, существовали более благоприятные условия для накопления марганца. Возможны две причины этого: более интенсивный эндогенный привнос или благоприятные гидрохимические условия и стратификация придонных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Повышенные содержания марганца в осадках Охотского моря характерны для всей котловины Дерюгина, обширной зоны к югу и юго-востоку от нее с глубинами моря более 1000 м и отдельных участков Южно-Охотской котловины. Аномальные же концентрации, хотя и намного меньшие, чем в окисленных осадках, выявлены только в котловине Дерюгина вблизи "Баритовых гор". Этот же район отличается и аномальными скоростями накопления марганца. Повышенные же скорости накопления марганца занимают более обширную зону субмеридиально-

го простирания от котловины Дерюгина к Центральным Курильским островам.

Результаты исследования позволяют предполагать, что основным фактором, определяющим распределение марганца в осадках глубоководной части Охотского моря, является гидрогенное осаждение в специфических гидрохимических условиях вблизи эндогенных флюидных источников. По аналогии с современным океаническим марганцевородным процессом можно предполагать, что это определяется большей концентрацией марганца в придонных или иловых водах, хотя не исключены и иные причины интенсивного осаждения. Геологическое строение региона и геохимические особенности донных осадков являются аргументами в пользу гидротермального (магматогенного) происхождения марганецсущих флюидов, хотя прямые доказательства этого имеются только для Южно-Охотской котловины. Полученные данные свидетельствуют, что помимо известных эндогенных источников существуют, или ранее могли существовать, и другие, активные в голоцене. Наиболее вероятно их нахождение в районах к востоку и юго-востоку от котловины Дерюгина.

Концентрации и интенсивность накопления марганца в осадках зависят от палеогеографических условий бассейна. В послеледниковое время стратификация водной массы определяет возможность более интенсивного накопления марганца в осадках из-за отсутствия вертикального перемешивания глубинной и промежуточной водных масс. В период последнего оледенения граница промежуточной водной массы находилась значительно ниже, чем в голоцене, и вся водная толща в пределах центральной части моря находилась под влиянием зимнего конвективного перемешивания, водные плумы вблизи эндогенных флюидных источников не формировались и темпы осаждения марганца были значительно ниже.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 99-05-64533) и ФЦП "Мировой океан" (Проект 4.3.4). Авторы признательны Л.М.Грамм-Осипову за критические замечания и рекомендации, высказанные в ходе подготовки статьи, а также Н.В. Астаховой, О.В. Дудареву за предоставленные дополнительные пробы и результаты анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А.С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 50-55.
2. Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко С.А. и др. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 3-14.
3. Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В. Литология и фациальная приуроченность железистых конкреций западной части Южно-Китайского моря //

- Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 52-60.
4. Астахов А.С., Горбаренко С.А. Позднечетвертичные климатические изменения и геохимия терригенного осадконакопления в Охотоморском регионе // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 73-82.
 5. Астахова Н.В. Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. В печати.
 6. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.В. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 212-215.
 7. Басов И.А., Горбаренко С.А., Хусид Т.А. Бентосные фораминиферы и гидродинамический режим Охотского моря: последние 17 тыс. лет // Докл. РАН. В печати.
 8. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15-97.
 9. Болиховская Н.С., Матуль А.Г. К вопросу о стратиграфии и палеогеографических условиях седиментации донных отложений Охотского моря // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм: (Тез. докл.). Владивосток, 1983. С. 30-32.
 10. Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука. 1969. 112 с.
 11. Вагина Н.К., Астахова Н.В. О возрасте гидротермальной минерализации во впадине Дерюгина Охотского моря // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона: Тез. докл. Междунар. симпоз. Находка, 1988. Т.1. С. 17-19.
 12. Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования склонов Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 97-100.
 13. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море / Ред.: Емельянов Е.М., Лукашин В.Н. М.: Наука, 1986. 229 с.
 14. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 1. С. 163-165.
 15. Горбаренко С. А., Деркачев А. Н., Астахов А. С., Саутон Дж.Р., Чупрынин-Шаповалов В. В. Литостратиграфия и тефрахронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря по изотопно-геохимическим данным, физико-механическим свойствам и минералогии // Тихоокеан. геология. 2000. № 2. С. 58-72.
 16. Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю., Рыбаков В.Ф., Токарчук Т.Н., Шаповалов В.В. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25-34.
 17. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А., Волкова Т.И., Плисс С.Г., Черныш В.Н. К геохимии осадков Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 91-114.
 18. Деков В.М., Гурвич Е.Г. О соотношении гранулометрического и химического состава металлоносных осадков приосевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (20-22°ю.ш.) // Океанология. 1991. Т. 31, № 5. С. 838-845.
 19. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.
 20. Захарова М.А., Воронова В.А. Глинистые минералы в донных осадках южной части Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток, 1977. С. 67-79.
 21. Захарова М.А., Воронова В.А. Литолого-геохимическая характеристика донных осадков профиля на широте пос. Пограничное (Охотское море) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток, 1982. С. 92-100.
 22. Ильев А.Я., Воронова В.А., Захарова М.А. и др. Донные осадки южной части Охотского моря. М.: Наука, 1979. 147 с.
 23. Каталог драгирований в Охотском море. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 101 с.
 24. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Воробьев П.В. и др. Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука. 1993. 256 с.
 25. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
 26. Морозкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
 27. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // Океанология. 2000. В печати.
 28. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение охотоморского региона. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 101-106.
 29. Остроумов З.А. Марганец в донных отложениях Охотского моря // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97, № 2. С. 285-288.
 30. Петелин В.П. Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 368-379.
 31. Петелин В.П., Остроумов Э.А. Геохимия донных осадков Охотского моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 380-403.
 32. Поспелова Г.А., Ильев А.Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля по палеомагнитным данным новейших отложений Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 105-121.
 33. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. Геол. Ин-та АН СССР; Вып. 292).
 34. Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 223-252.
 35. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
 36. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазональной провинции: Дис.... д-ра геол.-минер. наук в виде науч. докл. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
 37. Черепанова М.В., Гребенникова Т.А., Астахов А.С.,

- Шаповалов В.В. Стратиграфия и палеогеография шельфа и континентального склона Южного Сахалина // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1988. С. 93-108.
38. Черкашев Г.А., Краснов С.Г., Егиазаров Б.Х. и др. Гидротермально-осадочные и гидротермальные рудные образования в Мировом океане. М.:ВИЭМС. 1985. 66 с.
39. Штеренберг Л.Е., Антипов Н.П., Ильев А.Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 106-115.
40. Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А., Левашев Г.Б., Октябрьский Р.А. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1980. 146 с.
41. Astakhov A.S., Beloglazov A.I., Mozherovskiy A.V. Mineral-geochemical association in bottom sediments of the East China Sea // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. 1995. V. 6, N 1. P. 91-102.
42. Astakhova N.V. Hydrothermal Barite in the Okhotsk Sea // Resource Geology. 1993. N 17. P. 169-172.
43. Bostrom K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments // Chemical Geology. 1973. V. 11, N. 2. P. 123-148.
44. Derkachev A.N., Lelikov E.P., Tararin I.A., Mozherovskiy A.V. Indication of the hydrothermal activity in the back-arc basin of the Sea of Okhotsk (Kuril Basin) // 2th Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk - Kurile Island Arc System: Abstracts. Kiel, 1999. P. 32.
45. Freeland H.J., Bychkov A.S., Whitney F., Taylor C., Wong C.S., Yurasov G.I. WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk. 1. Oceanographic description // J. of Geoph. Res. 1998. 1993. V. 103, N C8. P. 15613-15623.
46. Leterrier J., Maury R.C., Thoton P., Girard D., Marchal M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth and Planet. Sci. Let. V. 59, N 1. 1982. P. 139-154.
47. Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., and Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V.27, N 1. P. 1-29.
48. Nurnberg D., Baranov B.V., Karp B.Ya. (edit.) RV Akademik M.A.Lavrentyev Cruise 27. Cruise Report. Gregory. German-Russian expedition for geological/geophysical Okhotsk Sea research. Kiel, 1997. GEOMAR Report 60. 150 p.
49. Wong C.S., Matear R.J., Freeland H.J., Whitney F.A., Bychkov A.S. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk. 2. CFCs and the formation rate of intermediate water // J. of Geophysical Research. 1998. V. 103, N C8. P. 15625-15642.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Manganese distribution and accumulation rates in bottom sediments of the Sea of Okhotsk

A.S. Astakhov, S.A.Gorbarenko, N.G.Vashchenkova, Yu.G.Volokhin

The Mn contents in redoxing sediments and accumulation rates were investigated. The Mn contents in sediment most of cores are background (0.03-0.07 %). The anomalous concentration (up to 2.5 %) and accumulation rates (up to 60 mg/cm² 1000 y.) are revealed near the known region of hydrothermal barite mineralization in Derugin Basin. The intensive accumulation rates of Mn (>10 mg/cm² 1000 y.) are revealed also in Holocene sediments to south-east from Derugin Basin. It can be assumed that the great Mn contents and accumulation rates occurred there due to transportation of Mn-rich water from Derugin Basin in the near-bottom layer under the lower border of the Sea of Okhotsk Intermediate Water. Intensive Mn accumulation is typical also of part of the South Okhotsk Basin near the Bussol Strait. The Mn accumulation rates of glacial sediments of the second isotopic-oxygen stage are less significant, which is presumed to be caused by paleoceanological reasons.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА БАСЕЙНА Р. КУРИЛКИ (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

**А.М. Короткий*, Н.Г. Разжигаева*, Т.А. Гребенникова*, Л.М. Мохова*,
В.Б. Базарова*, Л.Д. Сулержицкий**, К.А. Лутаенко*****

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

** Геологический институт РАН, г. Москва

*** Институт биологии моря ДВО РАН, г. Владивосток

Восстановлены этапы развития природной среды о. Итуруп в позднем плейстоцене и дана детальная летопись палеогеографических событий среднего-позднего голоцена. Во время потепления во второй половине позднего плейстоцена на острове были распространены березовые леса, резкое похолодание в конце позднего плейстоцена привело к развитию лесотундровых ландшафтов. В среднем голоцене центральную часть острова занимали неморальные дубово-широколиственные леса с участием таких термофильных элементов, как бархат, граб, орех, бук, ясень, сирень, что свидетельствует о существенном повышении летних и суммы активных температур. Исчезновение этих термофильных элементов из современных лесных группировок связывается с неоднократными похолоданиями климата в конце суббореала и субатлантике. Выделены три трансгрессивные фазы осадконакопления, сопоставимые с атлантическим, суббореальным и субатлантическим периодами с максимальным подъемом уровня моря до 3.5 м выше современного в атлантике.

Ключевые слова: палеогеография, палинология, плейстоцен, голоцен, Курильские о-ва.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение плейстоценовых отложений Курил как объекта палеоклиматических реконструкций имеет большое значение для понимания развития островных геосистем при активном влиянии на структуру ландшафтов океанического климата, контрастных морских течений и сильной изменчивости микроклимата. Стратиграфия, генезис и хронология голоценовых отложений о. Итуруп до настоящего времени весьма слабо изучены, особенно по сравнению с сопредельными островами [13, 14, 24-26]. Палинологические характеристики отдельных голоценовых разрезов центральной части о. Итуруп приведены А.Н. Александровой [1]. Кроме того для данного района была получена серия радиоуглеродных датировок [4, 21], но без биостратиграфического изучения разрезов. В настоящей статье представлены новые данные об условиях формирования голоценовых отложений, основанные на результатах полевых исследований в 1995, 1998-1999 годах. Цель работы - анализ условий формирования позднплейстоценовых-голоценовых отложений и реконструкция развития природной среды в зависимости от глобальных климатических изменений и колебаний уровня моря.

Голоценовые отложения на Курильских островах широко распространены с максимальными мощностями в вершинах заливов и бухт, приуроченных к устьям рек, и в пределах низменных перешейков [8, 13]. На о. Итуруп примером такого участка является прибрежная равнина в нижнем течении р. Курилки. Особый интерес к этому участку побережья связан и с возможностью определить эволюцию массива широколиственного леса в окрестностях пос. Курильск-Рейдово. В его состав входят *Quercus crispula*, *Kalopanax septemlobum*, *Acer pictum*, *Ulmus laciniata* с примесью *Betula ermanii*, в подлеске - *Taxus cuspidata*, *Ilex rugosa*, *I. crenata*, *Rhododendron tschonoskii*, *Sasa kurilensis*, в покрове много плаунов и папоротников [6, 15, 20]. Этот лесной массив на охотоморском побережье острова рассматривается как реликтовый, существование которого, по-видимому, связано со смягчающим действием теплого течения Соя и защитной ролью вулканических массивов и горных хребтов, ослабляющих влияние туманов с тихоокеанского побережья, омываемого холодным течением Оясио. Благодаря этому количество солнечных часов на охотоморском побережье острова гораздо больше, чем на тихоокеанском. В целом, климат на острове океанический, коэффициент континенталь-

ности - 0.7, гидротермический коэффициент - 7.7. Среднегодовая температура в районе Курильска составляет 4.3°C, средняя температура января -5.8°C, июля +13.6°C, сумма активных температур - 1350°C, среднее годовое количество осадков - 1040 мм, средняя годовая относительная влажность воздуха 80% [16, 17]. Продолжительность вегетации - 166 дней [19].

РЕЗУЛЬТАТЫ

В нижнем течении р. Курилки проведено комплексное изучение ряда опорных разрезов (рис. 1) с применением литолого-фациального, диатомового, спорово-пыльцевого анализов. Радиоуглеродное датирование выполнено по щелочным вытяжкам из торфа, почв и по древесине.

Разрез береговой равнины в нижнем течении р. Курилки представляет собой сложно устроенный осадочный чехол, в строении которого принимают участие позднеплейстоценовые-голоценовые отложения. Этот комплекс включает в себя прибрежно-морские, аллювиальные, озерно-болотные и эоловые фации. В рельефе прибрежной равнины хорошо выражено три высотных террасовых уровня: 5-6, 3-4 и 2-2.5 м. Ниже последовательно приводится описание разрезов и результаты комплексного изучения отложений этих уровней.

Разрез 6075 вскрывает отложения, слагающие 5-м террасу на правом берегу р. Курилки (рис. 2) в 1.5 км от берега моря (сверху-вниз):

Интервалы, м

1. Супесь, в кровле светло-серая, в подошве темно-коричневая (современная почва) с прослоем светло-серого вулканического пепла (мощностью 2 м)0-0.15
2. Супесь зеленовато-желтая, пористая, неслоистая с линзами слабо гумусированного материала0.15-0.40
3. Переслаивание серого среднезернистого и желтого мелкозернистого алевритистого песка с линзовидной и горизонтальной слоистостью0.40-0.85
4. Суглинок темно-серый гумусированный (первая погребенная почва)0.85-0.98
5. Песок желто-коричневый разнозернистый в кровле, переходящий в супесь со слабо гумусированными горизонтами и отдельными угольками0.98-1.30
6. Суглинок темно-коричневый в кровле, переходящий в черный, интенсивно гумусированный с листоватой структурой, пятнисто ожелезненный (вторая погребенная почва)1.30-1.85
7. Суглинок желто-бурый, пористый, в кровле - отдельные, хорошо окатанные валуны.1.85-2.30
8. Валуны средней и хорошей окатанности в желто-буром глинистом песке2.30-2.75
9. Суглинок желтый, пятнисто окрашенный, плотный, по всему слою черные включения с неясной горизонтально-волнистой слоистостью2.75-3.10
10. Мелкие валуны с галькой (окатанность 2, 3, редко 1 класса) в темно-буром плотном суглинке3.10-3.40
- 11 Суглинок желто-бурый с черными включениями3.40-3.65
12. Гальки и мелкие валуны, беспорядочно ориентированные, в плотном глинистом песке3.65-4.00

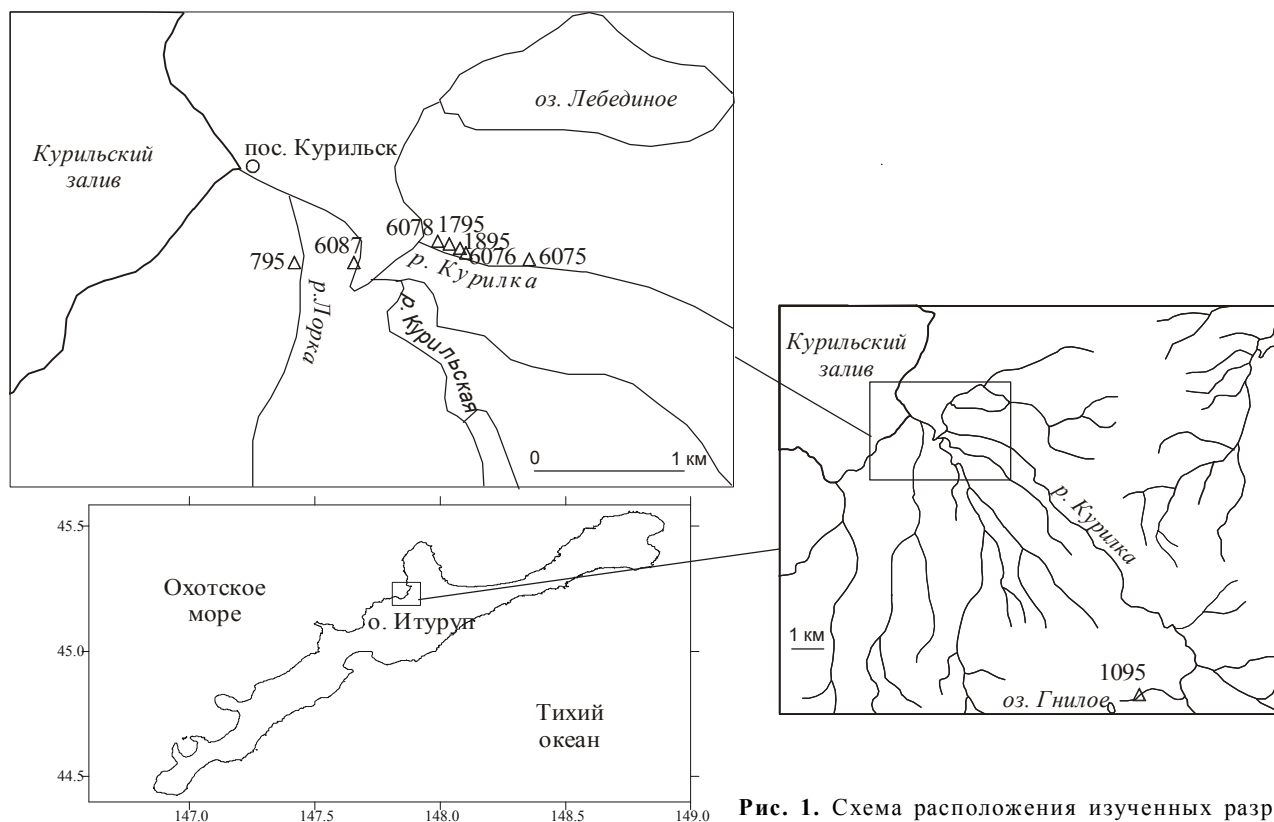


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

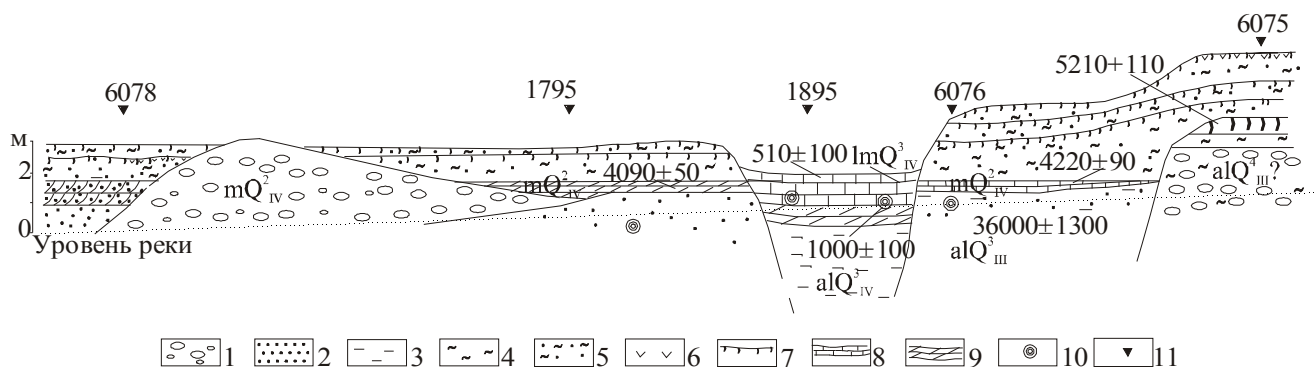


Рис. 2. Принципиальная схема строения четвертичных отложений в нижнем течении р. Курилки (правобережье).

1 - галька, валуны; 2 - песок; 3 - алеврит; 4 - суглинок; 5 - супесь; 6 - пепел; 7 - почва; 8 - торф; 9 - торфянистый алеврит; 10 - древесина; 11 - изученные разрезы. Фации: al - аллювиальные; m - морские; lm - озерные.

В основании разреза (1.4 - 4.0 м) встречен бедный комплекс диатомей, представленный единичными пресноводными формами и переотложенными морскими видами из плиоценовых отложений рыбаковской свиты [5]. Богатый комплекс диатомей обнаружен в супесях из верхней части разреза (0.15 - 1.4 м). Обилие представителей родов *Cymbella*, *Diatoma*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Didymosphenia geminata* свидетельствует о том, что эти осадки накапливались в пойменных условиях.

Соотношение пыльцы основных таксонов на диаграмме (рис. 3) позволяет выделить шесть палинозон, отвечающих палеоландшафтным сменам.

Палинозона 1 - *Betula sect. Nanae* - *Alnaster* выделена в интервале 1.85-3.5 м в основании разреза и отражает широкое распространение кустарниковых берез (*Betula middendorffii* - 68%, *Betula sect. Nanae* - 12%) и ольховника (11%) со злаково-разнотравным покровом (*Graminea* - 71%, *Compositae* - 14%, *Onograceae* - 7%, *Caryophyllaceae* - 3%). На увлажненных участках росли *Ericaceae* (2%), *Polygonum* (2%), в озерцах - *Potamogeton* (1%). В интервале 1.85-2.4 м преобладают споры (93%), среди которых ведущую роль играет *Botryhium* (70%) в сочетании с папоротниками и плаунами. Климатические условия были суровыми, накопление отложений предположительно происходило в позднем плейстоцене.

Палинозона 2 - *Alnaster* - *Betula sect. Nanae* (1.4-1.85 м) соответствует второй погребенной почве. В нижней части почвы преобладают споры (68%), среди которых доминирует *Sphagnum* (57%), в обилии встречен *Adiantum* (28%). В меньшем количестве присутствуют другие папоротники (*Polypodiaceae* - 6%, *Osmunda* - 3%) и лесные виды плаунов (*Lycopodium complanatum* - 5%, *L. clavatum* - 2%). В кровле почвы преобладает пыльца древесных пород и кустарников (до 73%), среди которых доминируют ольховник (до 60%) и кустарниковые березы (*Betula middendorffii* - до 57%, *B. sect. Nanae* - до 11%), указы-

вающие на холодные влажные условия. Встречена пыльца ольхи, древесных берез, ели. Пыльца трав немногочисленна (до 8%) и представлена *Graminea*, *Compositae*, *Artemisia*, *Thalictrum*, *Leguminosae*, *Saxifragaceae*, *Rosaceae*. Из нижней части почвы получена ¹⁴C-дата 5210±110 л.н., ГИН-9631, которая рассматривается как омоложенная.

Палинозона 3 - *Betula sect. Nanae* - *Alnaster* - *Betula sect. Albae* (1.08-1.4 м). На фоне преобладания кустарниковых берез (26%) и ольховника (18%) существенную роль играют древесные виды берез (*Betula sect. Albae* - 15%, *B. sect. Costatae* - 3%), в подлеске присутствует *Ilex* (2%), что вероятно соответствует существованию редкостойных березовых лесов. Состав пыльцы трав (16%) отражает развитие разнотравных луговых сообществ. В составе спор (44%) широко представлены плауны (*Lycopodium* - 20%, *L. clavatum* - 31%, *L. annotium* - 10%, *L. complanatum* - 1%, *L. selago* - 1%) и папоротники (*Polypodiaceae* - 35%, *P. vulgare*, *Osmunda*, *Adiantum*).

Палинозона 4 - *Alnaster* - *Betula sect. Nanae* - *Quercus* (0.95-1.08 м) выделена для первой погребенной почвы. Общее количество пыльцы и спор в этом слое невысокое, но характерным является появление в небольшом количестве термофильных таксонов (*Quercus*, *Fraxinus*, *Phellodendron*, *Vitaceae*, *Euonimus*), указывающих на их участие в лесных массивах. На низменных прибрежных участках были развиты группировки из ольховника и кустарниковых березок. Как и в палинозоне 2, в подошве почвы отмечено резкое увеличение содержания спор (49%), преобладают *Polypodiaceae* и *Sphagnum*.

Палинозона 5 - *Alnaster* - *Betula sect. Nanae* (0.03-0.95 м) выделена для пойменной супеси и нижней части верхней почвы. Преобладает пыльца *Alnaster* (до 47%) и кустарниковых березок (*Betula middendorffii* - 39%, *B. sect. Nanae* - до 10%) с небольшим количеством пыльцы древесных берез (*Betula sect. Albae* - до 3%, *B. sect. Costatae* - 1%), ольхи (4%),

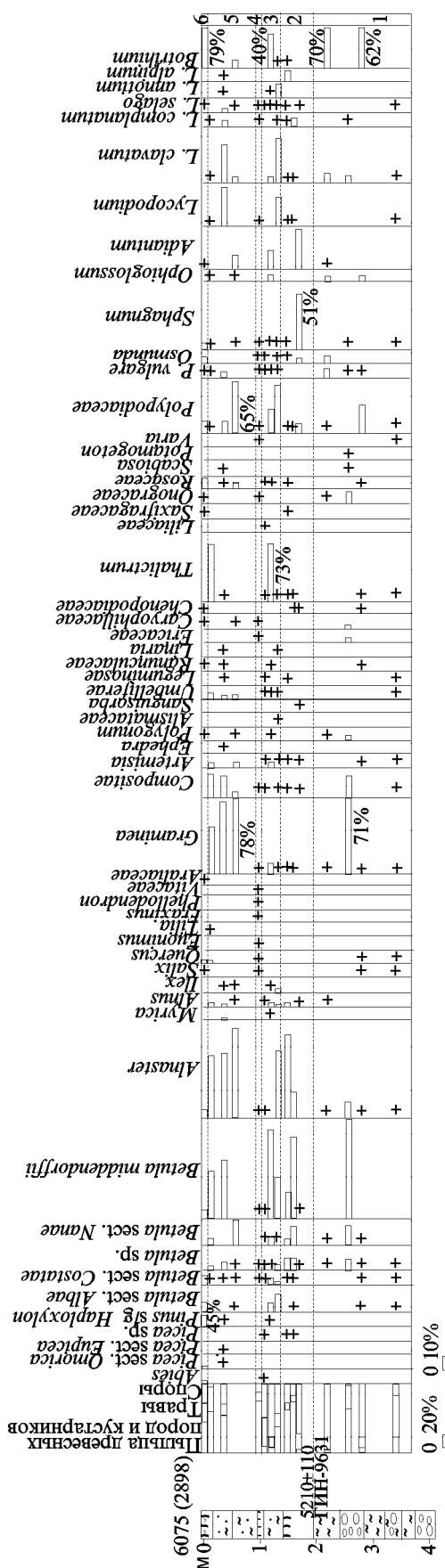


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза 6075 (палинолог Л.М. Мохова).

хвойных (*Picea* sect. *Omorica* - 2%, *P. sect. Eupicea* - 0.2%, *Pinus* s/g *Haploxyton* - 0.5%) и широколиственных пород (*Quercus* - 3%, *Tilia* - 0.3%). Состав трав соответствует злаково-разнотравным луговым сообществам. Обилие спор (до 33%) отмечено только в супесях - преобладают папоротники и разнообразные лесные виды плаунов.

Палинозона 6 - *Pinus* s/g *Haploxyton* - *Quercus* (0-0.03 м) соответствует поверхностной почве, лежащей выше пеплового прослоя, отражает современную растительность. Открытому пространству прибрежной равнины соответствует невысокое содержание пыльцы древесных пород и кустарников (41%) при обилии пыльцы трав (38%) и спор (22%). Преобладает пыльца кедрового стланика (45%) и берез. Широколиственные представлены *Quercus* (8%). Долинные и болотные группировки фиксируются присутствием пыльцы *Alnus*, *Alnaster* и *Salix*. Состав трав соответствует разнотравным лугам, очень велико содержание *Rosaceae* (24%), появляются представители осоковых сообществ. Среди спор доминирует *Botrihium*.

В кровле верхней почвы обнаружен вулканический пепел риолитового состава (%): SiO₂ 70.02; TiO₂ 0.49; Al₂O₃ 14.8; Fe₂O₃ 3.91; FeO 1.55; MnO 0.11; MgO 1.27; CaO 3.75; Na₂O 2.45; K₂O 1.38; P₂O₅ 0.24. Аналогичный по химическому составу пепловый прослой (%): SiO₂ 70.80; TiO₂ 0.38; Al₂O₃ 14.15; Fe₂O₃ 2.18; FeO 1.63; MnO 0.09; MgO 1.11; CaO 4.35; Na₂O 3.35; K₂O 1.85; P₂O₅ 0.11) выявлен в первой погребенной почве из разреза дюн в районе Курильска (¹⁴C-дата 880±40 л.н., ГИН-7344) [4].

Разрез 6076 вскрывает отложения 3-4 м поверхности, которые были изучены в 10 м выше моста через р. Курилку на рыбоперерабатывающий завод (сверху вниз):

Интервал, м

1. Супесь желто-бурая, пористая с прослоями гумусированной супеси0-0.40
2. Легкий суглинок темно-коричневый, гумусированный (первая погребенная почва)0.40-0.60
3. Песок коричневато-бурый, мелкозернистый, пористый, пятнистый0.60-0.90
4. Легкий суглинок черный, гумусированный (вторая погребенная почва)0.90-1.00
5. Легкий суглинок коричневато-серый, пятнистый1.10-1.15
6. Суглинок темно-коричневый, гумусированный (третья погребенная почва)1.15-1.20
7. Суглинок зеленовато-желтый, пятнистый, переходящий в супесь, с ожелезнением по вертикально расположенным растительным остаткам, в подошве - пластовые конкреции гидроокислов Fe1.20-2.15
8. Горизонтальное переслаивание алевролитов слабооторфованных, зеленовато- и темно-серых2.15-2.40

9. Торф темно-коричневый, минерализованный, с многочисленными растительными остатками красного цвета2.40-2.55

10. Алеврит черный, пятнистый, оторфованный2.55-2.70

11. Алеврит светло-серый, с неясной горизонтальной слоистостью, с остатками водных растений...2.70-2.80

12. Песок желтовато-серый, разноразмерный, заиленный, с мелким гравием, с остатками водных растений, в кровле - с древесиной2.80-3.10

В пачке песков из основания разреза (2.7-3.0 м) встречены единичные створки пресноводных диатомей *Melosira undulata*, *Diploneis elliptica*. Накопление отложений происходило во вторую половину позднего плейстоцена (¹⁴C-дата по древесине 36900±1300 л.н., ГИН-8636).

Изменения в составе диатомовой флоры по разрезу голоценовых отложений позволили выделить два комплекса (рис. 4).

Комплекс 1 (2.05-2.7 м) характеризуется значительным участием морских видов, характерных для прибрежной области моря [7]. Их пик отмечен в интервале (2.6-2.7 м) и составляет 76% от общего количества створок диатомей. Среди них встречены сублиторальные северобореальные *Diploneis smithii* (27%), *D. smithii* var. *pumila* (11%), *Thalassiosira bramaputrae* (17%), южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (7%), *Terpsinoe americana* (1%). Выше по разрезу (2.05-2.6 м) численность морских диатомей значительно снижается (0.4-6%) и преобладающее значение имеют пресноводные, в основном алкафильные (до 95%) виды. Главенствующее положение среди них занимают эпифиты космополиты *Fragilaria construens* var. *subsalina* (до 54%), *F. construens* var. *venter* (до 69%), *F. brevistriata* (до 14%) - виды, характерные для литорали стоячих или медленно текущих пресноводных водоемов [3]. Представители донной флоры достигают в отдельных образцах 39% и включают виды широкого географического распространения *Amphora ovalis* var. *lybica* (до 4%), а также *Anomooneis sphaerophora*, *Mastogloia smithii*, *Navicula peregrina*, обитающие как в пресных, так и в слабосоленых водах. Следует отметить, что на глубине (2.2-2.3 м) наблюдается резкое изменение в структуре комплекса диатомей. Полностью отсутствуют морские и солоноватоводные формы, среди пресноводных преобладают виды, характерные для заболоченных водоемов *Eunotia glacialis* (9%), *E. praeurpta* (21%), *E. implicata* (8%), *E. bilunaris* (3%), *E. crista-galli* (4%), *Pinnularia brevicostata* (3%), *P. appendiculata* (4%), *P. nobilis* (7%). Такие изменения в составе диатомовой флоры, возможно, связаны со значительным поступлением этих видов в прибрежный водоем во время наводнений. В целом, комплекс отражает условия осадконакопления в вершине по-

лузакрытого залива, находящегося под влиянием речного стока.

Комплекс 2 (1.15-2.05 м) включает типично пресноводные виды диатомей. В его составе заметную роль играют планктонные североальпийские *Aulacoseira valida* (до 16%), *A. crenulata* (до 3%) и виды широкого географического распространения *A. granulata* (до 16%), *A. ambigua* (до 2%). Довольно высокой численности достигают донные космополит *Epithemia adnata* (до 12%), бореальные *E. turgida* (до 10%), *E. sores* (до 3%), широко развивающиеся в чистых, обогащенных кислородом водах, и эпифиты бореальные *Cymbella cymbiformis* (до 9%), *C. cistula* (до 12%) и космополит *C. glacialis* (до 5%). Обилие представителей рода *Cymbella* и находки реофилов *Meridion circulare*, *Diatoma vulgaris* свидетельствуют о формировании отложений в пойме реки. Довольно высокое содержание планктонных видов связано, очевидно, с привнесением их из небольших озер или стариц.

На спорово-пыльцевой диаграмме для данного разреза (рис. 5) выделено три палинозоны.

Палинозона 1 - *Betula* sect. *Costatae* - *Betula* sect. *Albae* (2.7-3.0 м) характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород и кустарников (84%) и отражает развитие березовых лесов (*Betula* sect. *Costatae* - 41%, *Betula* sect. *Albae* - 9%) с незначительным участием широколиственных пород (*Quercus* - 1%, *Ulmus*, *Juglans*). В покрове преобладали злаки и папоротники. Встречались отдельные куртины кедрового стланика (5%). В состав долинных лесов и группировок на увлажненных участках входили *Alnaster* (16%), *Alnus* (4%), *Betula* sect. *Nanae* (5%). Климатические условия были немного холоднее современных.

Палинозона 2 - *Betula* sect. *Albae* - *Betula* sect. *Costatae* - *Quercus* (2.05-2.70 м) характеризуется высоким содержанием пыльцы трав (до 44%), пыльца древесных и кустарников составляет 42-62%. Количество спор увеличивается вверх по разрезу (до 24%). Палиноспектр свидетельствует о широком распространении березовых лесов (*B. sect. Albae* - до 48%, *Betula* sect. *Costatae* до 39%), с участием широколиственных (*Quercus* до 13%, *Ulmus* - 8%, *Juglans* - 1%). Присутствует пыльца темнохвойных (*Picea* sect. *Omorica* - 2%, *P. sect. Eupicea* - 0.7%, *Abies* - 0.6%) и кедрового стланика (до 6%), вероятнее всего привнесенная с других участков острова. В составе луговой растительности преобладали злаки (до 84%) с *Artemisia* (до 6%), *Umbelliferae* (до 5%), *Leguminosae* (до 5%). На болотистых участках низменной равнины были распространены осоковые сообщества (*Cyperaceae* - до 96%, *Ranunculaceae* - 1%). В составе спор преобладают *Bryales* (до 61%) и *Coniogramma* (до 80%). Климатические условия были теплее и суше

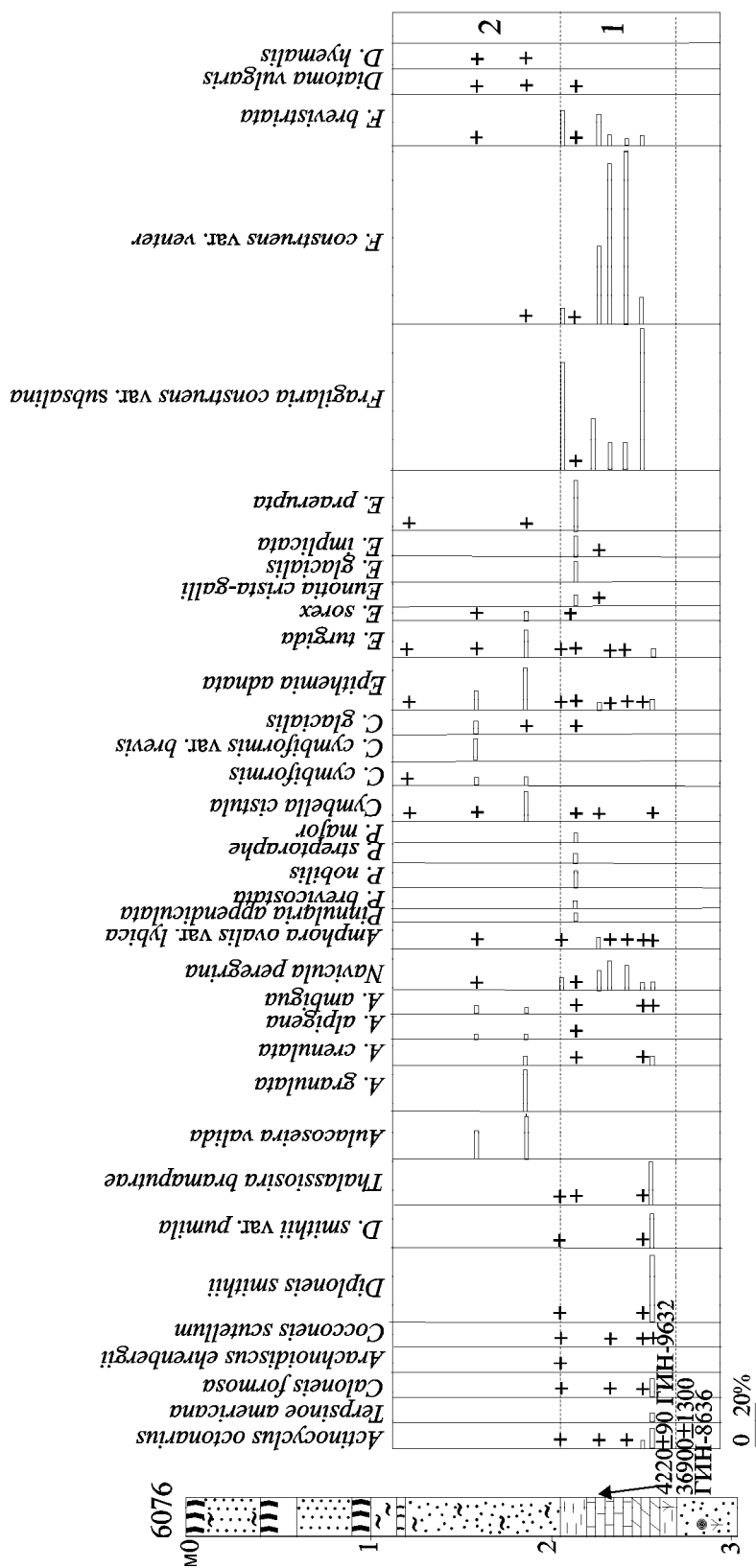


Рис. 4. Распределение диатомей по разрезу 6076.

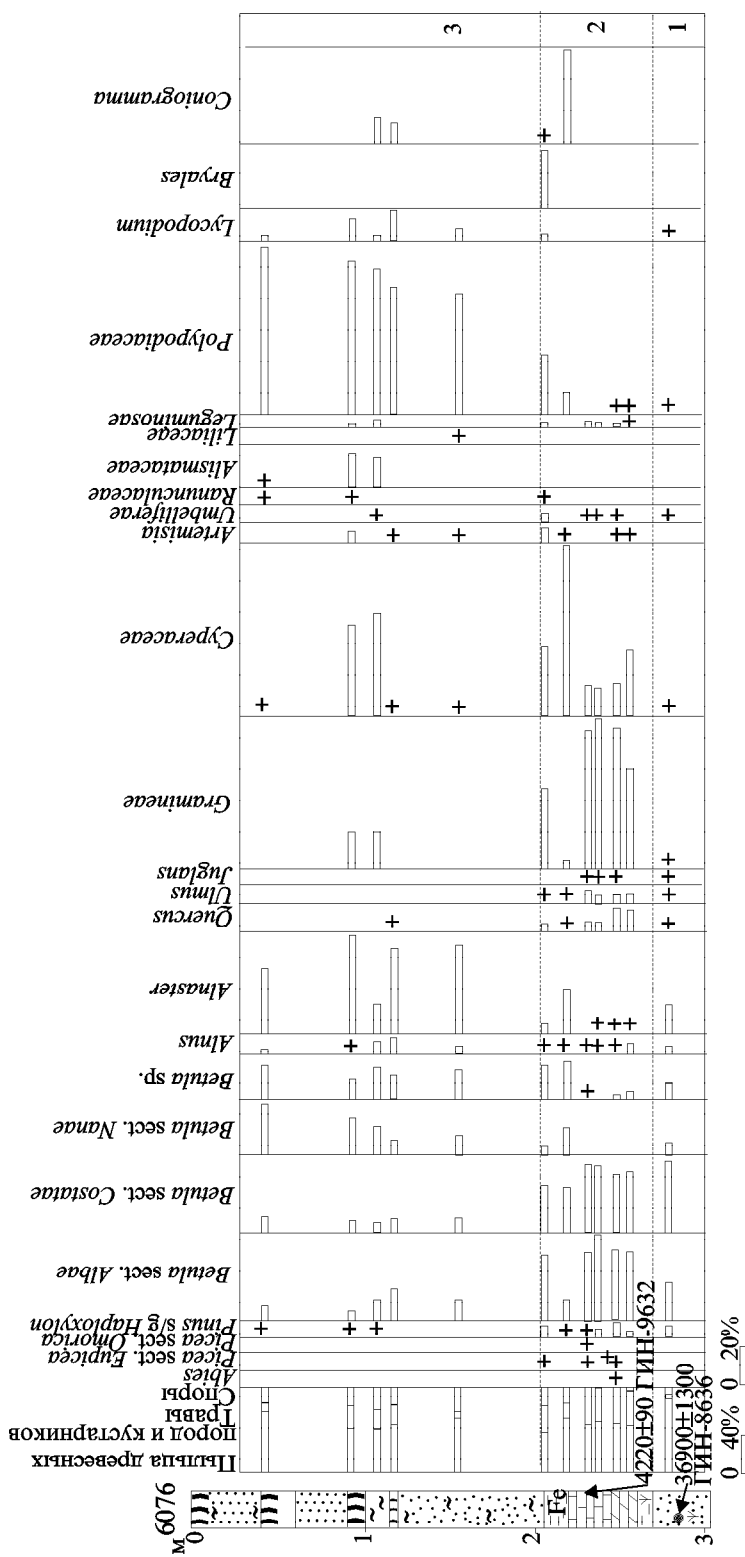


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 6076 (палинолог Л.П. Караулова).

современных. Накопление торфяника происходило около 4220±90 л.н., ГИН-9632. Появление кустарниковых берез (до 14%) и увеличение доли ольховника в интервале 2.2-2.3 м, возможно, указывает на вынос пыльцы из верхнего пояса гор в результате наводнения и подтверждает данные диатомового анализа.

Палинозона 3 - *Alnaster* - *Betula* sect. *Nanae* - *Alnus* (0.4-2.05 м) отражает локальные растительные сообщества прибрежной равнины, где были развиты заросли ольховника (до 59%), кустарниковых берез (до 29%) и ольхи (до 10%). В покрове преобладали злаковые, папоротники и плауны, на болотистых участках - осоковые сообщества. Присутствие пыльцы древесных берез (в сумме до 21 %) и единичных зерен пыльцы дуба говорит о распространении березовых лесов с неморальными элементами на участках, закрытых от влияния моря.

Разрез 1795 расположен здесь же, в 15 м ниже моста, его строение аналогично разрезу 6076 (рис. 2). Накопление торфянистых алевритов происходило первую половину суббореала (¹⁴C-дата по торфу 4090±50 л.н., ГИН-8646). Состав палиноспектров, полученных из торфяника, свидетельствует о развитии березовых лесов с участием широколиственных *Quercus*, *Juglans*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Phellodendron*, *Tilia*, *Corylus*, в подлеске с *Plex* и злаково-разнотравным покровом с папоротниками и плаунами и отвечает палинозоне 2 разреза 6076. Отмечена пыльца *Larix*. На увлажненных участках росли *Myrica*, *Betula middendorffii* (до 7%), *Alnaster* (до 10%), *Alnus* (до 18%) и осоковые сообщества (рис. 6).

Разрез 1895 расположен там же, в 3 м от моста ниже по течению. Здесь вскрыты отложения, выполняющие небольшой эрозионный врез (сверху-вниз):

Интервал, м

1. Антропогенный слой0-0.30
2. Торф желто-зеленый, с обилием слабо разложившихся остатков водной растительности, тонкослоистый..... 0.30-1.50
3. Торфянистый алеврит, зеленовато-серый с голубым оттенком, с обилием мелких остатков водных растений (ниже уровня реки)1.50-2.20
4. Торфянистый алеврит, темно-серый, синеватый, с обилием растительных остатков2.20-2.50
5. Торфянистый алеврит, черный, горизонтально слоистый с растительными остатками2.50-2.70
6. Алевропелитовый ил, зеленовато-серый, горизонтально-слоистый2.70-3.00

В отложениях разреза выделено два комплекса диатомей.

Комплекс 1 (2.2-3.0 м) включает 100 форм диатомей, относящихся к 26 родам. Ведущее положение в комплексе занимают виды обрастаний (до 76%). Участие обитателей дна колеблется в пределах 22-41%, а планктонных форм не превышает 5%. Наибо-

лее обильно встречены *Cymbella tumidula* (до 10%), *C. naviculiformis* (до 11%), *C. glacialis* (до 5%), *Diatoma mesodon* (до 11%), *D. hiemalis* (до 4%), *Fragilaria arcus* (до 8%), *F. arcus* var. *recta* (до 5%), *Meridion circulare* (до 2%), *Didymosphenia geminata*, *Rhoicosphenia abbreviata*. Подобный состав диатомового комплекса характерен для речного затона или формировался в условиях протоки.

Комплекс 2 (0 -2.2 м) включает 101 форму диатомей, относящихся к 22 родам. Характерной особенностью этого комплекса является: во-первых, увеличение роли планктонных форм (до 30%) - *Aulacoseira granulata* (до 21%), *A. ambigua* (до 4%), *A. alpigena* (до 4%), *A. crenulata* (до 4%); во-вторых, увеличение доли видов, характерных для озерно-болотных обстановок - ацидофильных эпифитов *Eunotia bilunaris* (до 7%), *E. flexuosa* (до 3%), *E. praerupta* (до 2%) и донных *Pinnularia appendiculata* (до 5%), *P. braunii* var. *amphicephala* (до 8%), *P. stomatophora* (до 3%). Остается высоким содержание обитателей текущих вод. Здесь же встречены морские *Thalassiosira gravida*, *Paralia sulcata*. Находки морских форм в основном приурочены к слою торфянистых алевритов, накопление которых происходило в оптимум субатлантика (¹⁴C-дата 1060±60 л.н., ГИН-8635). Подобный комплекс характерен для небольшого озера старичного типа, находящегося вблизи берега моря.

Изменения соотношения пыльцы и спор по разрезу (рис. 7) позволяют выделить две зоны:

Палинозона 1 - *Betula* (1.5 - 3.0 м) соответствует отложениям, расположенным ниже уровня реки. Преобладает пыльца древесных пород и кустарников (до 96%). Палинозона отражает развитие березовых лесов (*Betula* sect. *Albae* - до 41%, *B. sect. Costatae* - до 40%, *Betula* sp - до 11%) с участием широколиственных пород (*Quercus* - до 10%, *Juglans* - 0.3%). В небольшом количестве присутствует пыльца *Alnus* (до 10%). В покрове преобладали папоротники и плауны. В основании торфянистых алевритов резко увеличивается содержание *Alnaster* (до 25%) и кустарниковых берез (до 6%), указывающих на кратковременное похолодание.

Палинозона 2 - *Betula* - *Quercus* (0.3-1.5 м) выделена для торфяника, накопление которого происходило в субатлантике (¹⁴C-дата по древесине 1060±60 л.н., ГИН-8635). ¹⁴C-дата по торфу 510±100 л.н., ГИН-8645 рассматривается как омоложенная. На фоне преобладания пыльцы берез (*Betula* sect. *Albae* - до 68%, *B. sect. Costatae* - до 31%, *Betula* sp. - до 4%) резко увеличивается содержание и разнообразие пыльцы широколиственных пород (*Quercus* - до 30%, *Acer* - до 4%, *Ulmus* - 1.5%, *Juglans* - 0.4%, *Tilia* - 0.3%). Единичные пыльцевые зерна темнохвойных пород могут быть занесены ветром. В небольшом количестве присутствует *Pinus* s/g *Haploxydon*. Доля

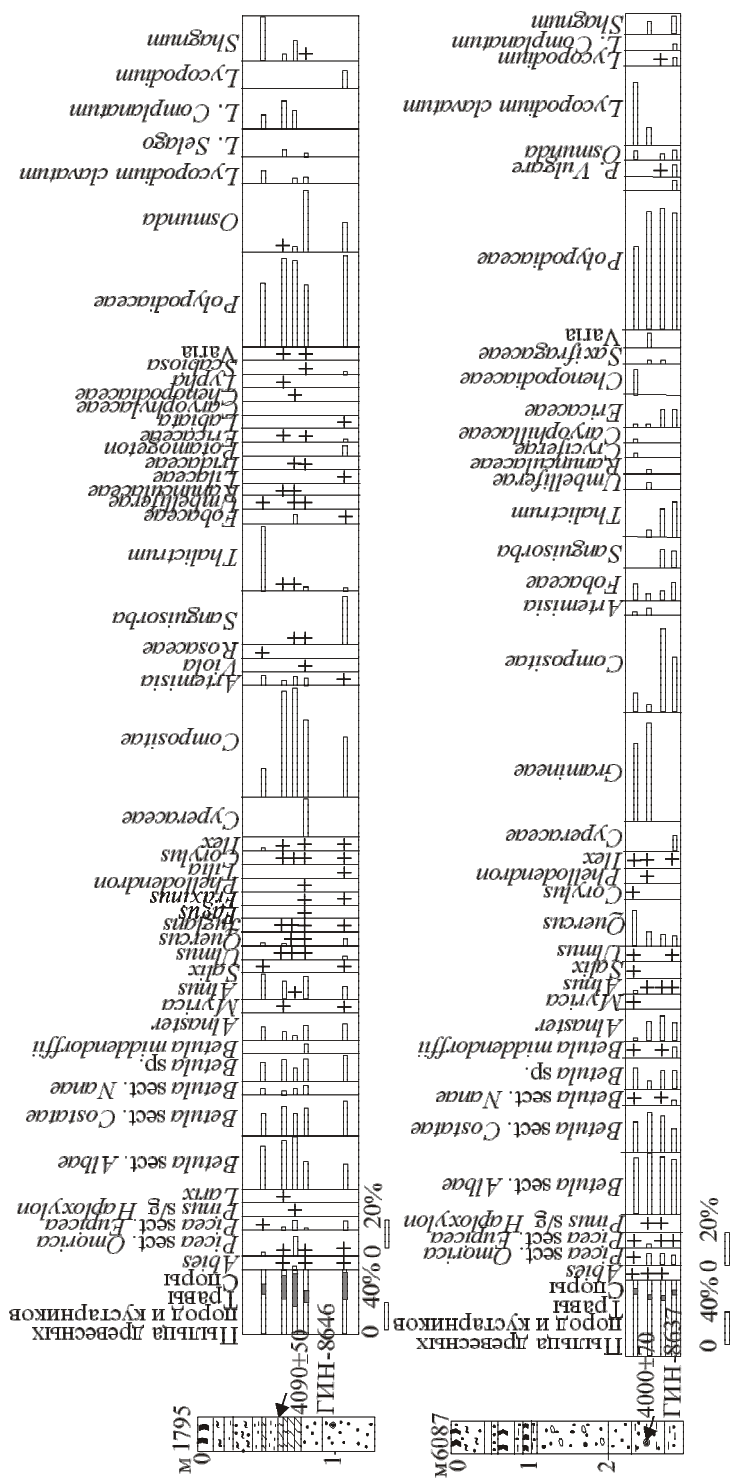


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разрезов 1795 и 6087 (палинолог Л.М. Мохова).

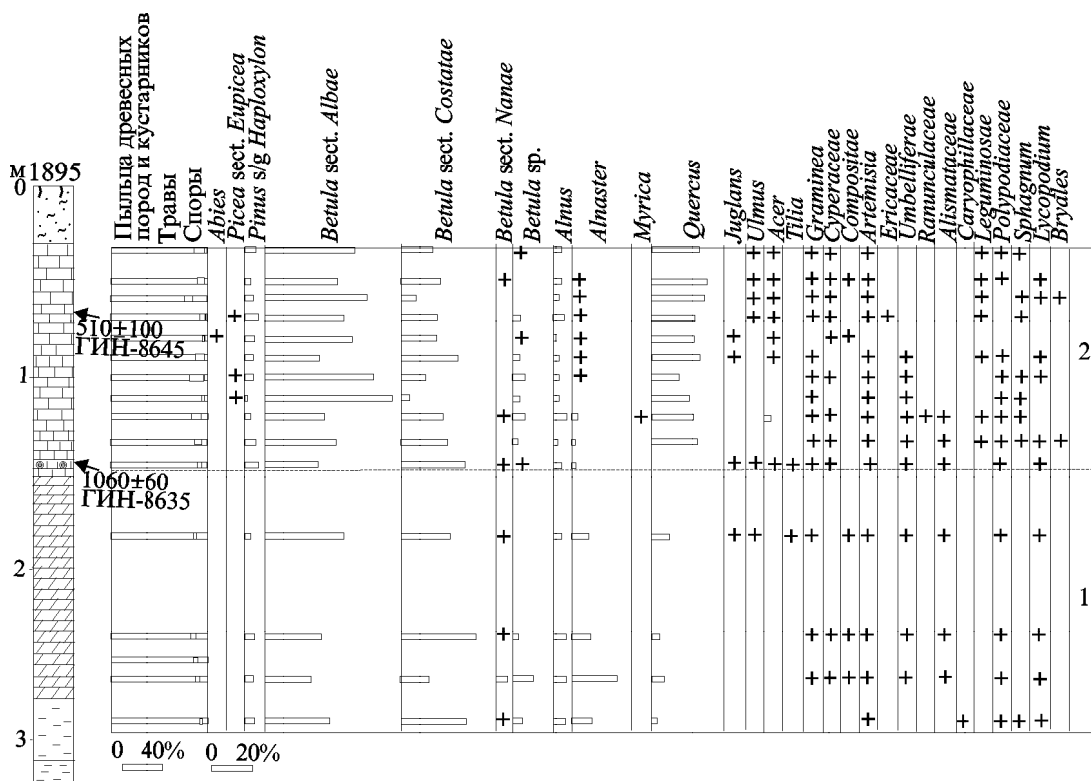


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1895 (палинолог Л.П. Караулова).

ольховника не превышает 3%, пыльца кустарниковых берез - единична. В состав растительных сообществ на болотистых участках входили *Myrica*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*. В отдельных прослоях торфа резко возрастает доля спор (до 18%) с преобладанием сфагновых мхов. Структура палиноспектров свидетельствует о развитии на побережье березо-дубовых лесов, близких по составу к современным лесным группировкам в районе пос. Курильск.

Разрез 6087 расположен на левом борту р. Курилки в излучине в 1 км от устья. В песках из основания разреза (2.3-2.9 м) обнаружено 42 формы диатомей, из которых 21 - морские, 2 - солоноватоводные и 19 - пресноводные. Состав диатомей свидетельствует, что формирование осадков происходило в хорошо прогреваемом распресненном заливе. Наиболее полный комплекс диатомей получен в интервале 2.7-2.9 м и характеризуется обилием морских видов (70%). Ведущее положение занимают бентические южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (31%), *Terpsinoe americana* (9%), *Navicula marina* (3%), *Achnanthes brevipes* (2%), *Odontella laevis* (4%), северобореальные *Diploneis smithii* (12%), *Paralia sulcata* (4%) и солоноватоводный *Diploneis interrupta* (12%). Пресноводные виды редки, а участие реофилов *Diatoma hyemalis*, *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *F. arcus* свидетельствует о влиянии текущих вод. Накопление песков происходило в первую половину суббо-

реала (^{14}C -дата по древесине 4000 ± 70 л.н., ГИН-6087). Структура палиноспектров отражает развитие березовых лесов с участием широколиственных и болотных группировок с *Alnaster* и *Myrica* и отвечает палинозоне 2 (*Betula* sect. *Albae*-*Betula* sect. *Costatae* - *Quercus*) разреза 6076 (рис. 6).

Разрез 795 вскрывает отложения 3-4 м поверхности в нижнем течении р. Лорки (сверху-вниз):

Интервал, м

1. Супесь черная, интенсивно гумусированная (современная почва)0.0-0.25
2. Супесь желтовато-коричневая, тонкослоистая, в подошве гумусированная0.25-0.35
3. Суглинок коричневатого-серый, пятнисто окрашенный, горизонтально-слоистый, с ожелезнением по растительным остаткам0.35-0.40
4. Песок желто-коричневый, разнозернистый, плохосортированный, горизонтально-слоистый, в кровле - вулканический пепел0.40-0.60
5. Суглинок коричневатого-серый, слабо оторфованный, пятнисто ожелезненный по остаткам водных растений0.60-0.85
6. Песок желто-коричневый, разнозернистый с мелким гравием, интенсивно ожелезненный по вертикально ориентированным остатками водных растений0.85-1.35
7. Песок голубовато-серый, крупнозернистый с мелким гравием1.35-1.50

8. Алевропелитовый ил, голубовато-серый, с обилием остатков водных растений (выходит ниже уровня реки)1.50-2.00

Изменения в составе диатомовой флоры позволили выделить два комплекса, которые характеризуют различные условия осадконакопления (рис. 8).

Комплекс 1 (0.5-2.0 м) включает как сублитеральные морские формы, так и пресноводные. Среди морских обнаружены бентические северобореальные *Diploneis smithii* (до 4%), *D. smithii* var. *rhombica*, *D. smithii* var. *pumila* (до 4%), *Paralia sulcata* (до 13.7%), *Cocconeis scutellum*, *Odontella aurita*, *Thalassiosira bramastrae* и южнобореальные *Actinocyclus octonarius* (до 4.5%), *Hyalodiscus obsoletus*. Для этого комплекса характерны солоноватоводные *Navicula peregrina*, *N. oblonga*, *Nitzschia tryblionella*. Пресноводные виды разнообразны и обильны, среди них ведущее положение занимают алкалифилы (до 78%), а по географическому распространению преобладают космополиты (до 57%) и boreальные (до 33%). Эта

группа диатомей представлена в основном литоральными формами с обилием эпифитов *Fragilaria construens* var. *subsalina* (до 37%), *F. construens* var. *venter* (до 14%), *F. leptostauron* var. *martyi* (до 13%). Участие донных в отдельных пробах достигает 38%, среди которых наиболее часто встречаются *Epithemia adnata* (до 4%), *E. turgida* (до 5%), *Navicula cryptocephala* (до 6%). Планктонные виды малочисленны, как в видовом, так и в количественном отношении (до 12%). Такой комплекс позволяет предположить, что формирование осадков происходило в вершине залива вблизи устья реки.

Комплекс 2 (0.05-0.5 м) представлен типично пресноводными формами диатомей. Доминируют обитатели дна (до 90%). По отношению к активной реакции воды преобладают циркумнейтральные (до 72%), а по географическому распространению наиболее обильны североальпийские (до 33%) и boreальные (до 31%). Ведущее положение в комплексе занимают донные *Navicula pussilla* (до 27%), довольно многочисленны представители рода *Pinnularia*, среди

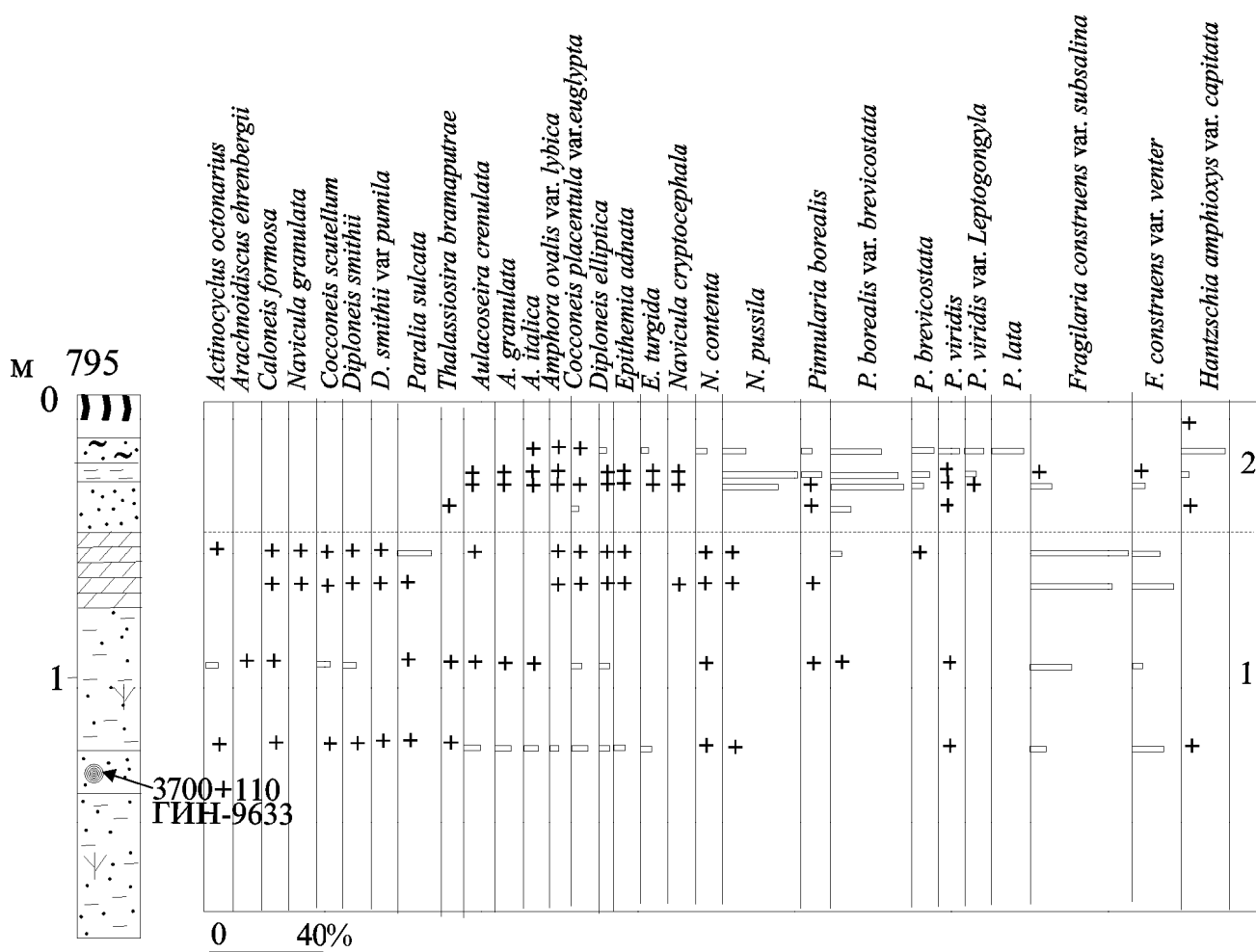


Рис. 8. Распределение диатомей по разрезу 795.

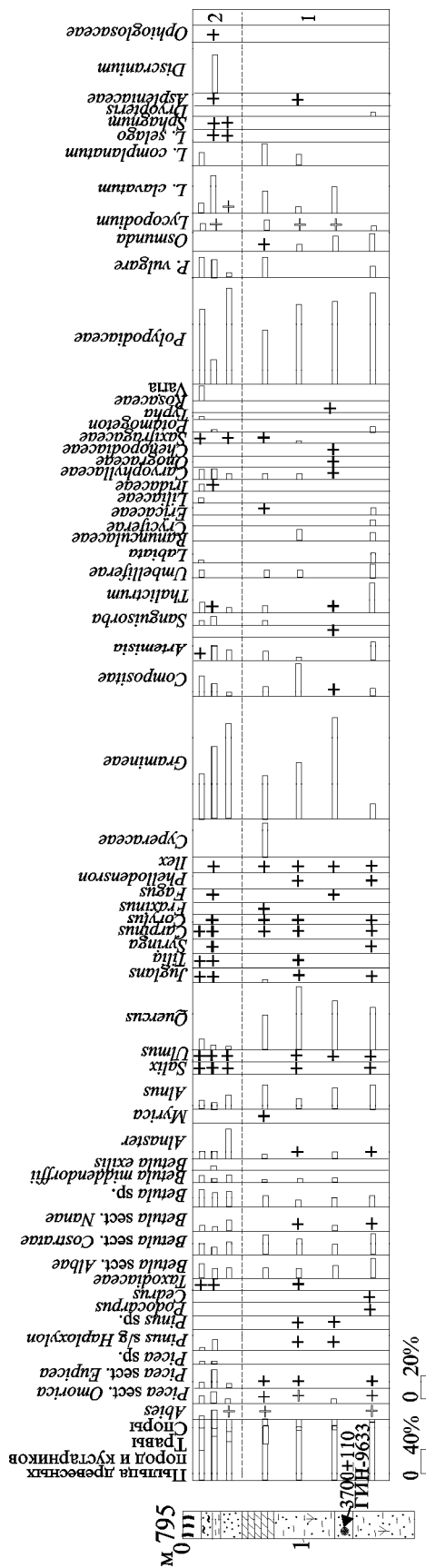


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 795 (палинолог Л.М. Мохова).

которых выделяются *Pinnularia borealis* var. *brevicostata* (до 27%), *P. borealis* (до 6%), *P. brevicostata* (до 7%), *P. viridis* var. *leptogongyla* (до 7%). В интервале (0.05-0.25 м) заметную роль играют донные ацидофильные *Pinnularia lata* (11%), *Hantzschia amphioxys* var. *capitata* (17%) и эпифит *Eunotia praerupta* (3%). Подобный комплекс свидетельствует о накоплении отложений в болотных условиях.

На спорово-пыльцевой диаграмме разреза 795 выделяются две зоны (рис. 9).

Палинозона 1 - *Quercus - Betula* (2.0 - 0.5м) свидетельствует о развитии широколиственных лесов с *Quercus* (до 53%), *Ulmus* (до 2%), *Juglans* (до 2%), *Tilia* (0.5%), *Carpinus*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Phellodendron* с участием берез (*Betula* sect. *Albae* - до 15%, *Betula* sect. *Costatae* - до 18%, *Betula* sp. - до 9%). В подлеске встречались *Ilex* (1%), *Syringa*. В долинах рек и на болотистых участках берега росли *Alnus* (до 21%), *Salix*, *Myrica*, *Alnaster* (до 5%), *Betula middenдорffii* (до 4%). Пыльца темнохвойных пород (в сумме 1%) может быть привнесенной из других участков острова. Состав пыльцы трав и кустарничков отражает сообщества из различных местообитаний. На более влажных участках росли *Thalictrum*, *Ranunculaceae*, *Iridaceae*, на более сухих - *Artemisia*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Saxifragaceae*, *Cichoriaceae*. В оторфованном песке появляются осоки. Среди спор доминируют папоротники (*Polypodiaceae* - до 83%, *P. vulgare* - до 13%, *Osmunda* - до 11%, *Dryopteris* - 2%, *Asplenicae* - 1%) и плауны (*Lycopodium* - до 8%, *L. clavatum* - до 20%). Климат был намного теплее современного. Аналогов таких ландшафтов в разрезах суббореальных отложений из бассейна р. Курилки не обнаружено, поэтому полученная ¹⁴C-дата 3700±110 л.н., ГИН-9633 рассматривается как омоложенная.

Палинозона 2 - *Betula* (0 - 0.5 м) свидетельствует о похолодании. Увеличивается доля пыльцы травянистых растений и кустарничков, а также спор. Палиноспектры отражают развитие березовых лесов (*Betula* sect. *Albae* - до 14%, *B. sect. Costatae* - до 11%, *Betula* sp. - до 10%). Резко снижается доля и разнообразие широколиственных таксонов (*Quercus* - до 8%, *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*). Высокое содержание пыльцы темнохвойных (*Picea* sect. *Omorica* - до 10%, *P. sect. Eupicea* - до 14%, *Abies* - 6%) говорит об участии их в лесных группировках в долине р. Курилки. Увеличивается доля кустарниковых берез (*Betula middenдорffii* - до 7%, *Betula exilis* - до 3%) и ольховника (до 24%), занимающих заболоченные участки вместе с *Salix* и *Alnus*. В озерах росли *Typha* (до 3%) и *Potamogeton* (до 2%). Среди спор повышается доля плаунов (в сумме до 32%), встречен *Lycopodium selago*. По всему разрезу единично встречается экзотическая пыльца *Taxodiaceae*, переотложенная из рыбаковской свиты [5].

Разрез 1095. Для восстановления динамики вертикальной поясности изучен разрез озерных отложений на уплощенной поверхности на высоте 400 м в 0.8 км к западу от оз. Гнилого. Современная растительность представлена зарослями кедрового стланика с единичными экземплярами каменной березы, сменяющимися березовые леса на высоте около 350 м. Здесь вскрыты отложения, представленные (сверху-вниз):

Интервал, м

1. Торфянистый алеврит, темно-коричневый, с гнездами светло-серого вулканического пепла0-0.12
2. Алеврит торфянистый желтовато-коричневый, в кровле прослой зеленовато-серой глины0.12-0.20
3. Тонкое переслаивание голубовато-серых, коричневатых, серых илов, горизонтально-слоистых, в кровле - вулканический пепел (белый алеврит, мощность 2 см)0.20-0.42
4. Глина зеленовато-серая, пятнисто ожелезненная по корням растений..... 0.42-0.60
5. Глина песчанистая желтовато-серая, пятнисто-ожелезненная 0.60-0.75

В отложениях разреза встречено 74 формы диатомей, из которых 10 - планктонных и 64 - бентических. В количественном отношении осадки очень бедны диатомеями, практически все виды встречены в единичных экземплярах. Наиболее часты в осадках виды перифитона, характерные для заболоченных водоемов, ацидофильные *Eunitia exigua*, *E. praerupta*, *Anomoeoneis serians*, *Pinnularia streptoraphe* и циркумнейтральные *P. microstauron*, *P. globiceps*. Исключение составляют осадки в интервале (0.15-0.2 м), которые насыщены створками донного ацидофильного *Frustulia rhomboides* (85%). Практически все створки изломаны и имеют плохую сохранность, что, очевидно, связано с их переотложением.

На спорово-пыльцевой диаграмме выделяются три зоны (рис. 10).

Палинозона 1 - *Betula* sect. *Nanae* - *Alnaster* (0.4-0.75 м) отражает широкое развитие зарослей кустарниковых берез (*Betula* sect. *Nanae* - до 70%) и ольховника (до 67%) с отдельными куртинами кедрового стланика (до 6%). Пыльца древесных берез (в сумме до 5%) могла заноситься с более низких элементов рельефа. Состав трав характерен для переувлажненных участков. Доминируют осоковые и вересковые сообщества. В составе покрова доминируют папоротники и плауны, общая доля спор достигает 43%. Предположительно отложения накапливались в конце позднего плейстоцена.

Палинозона 2 - *Betula* - *Quercus* (0.12-0.4 м) указывает на коренную перестройку растительного покрова и поднятие верхней границы леса. Преобладает пыльца древесных пород и кустарников (до 95%), среди которых доминируют березы (*Betula* sect. *Albae* -

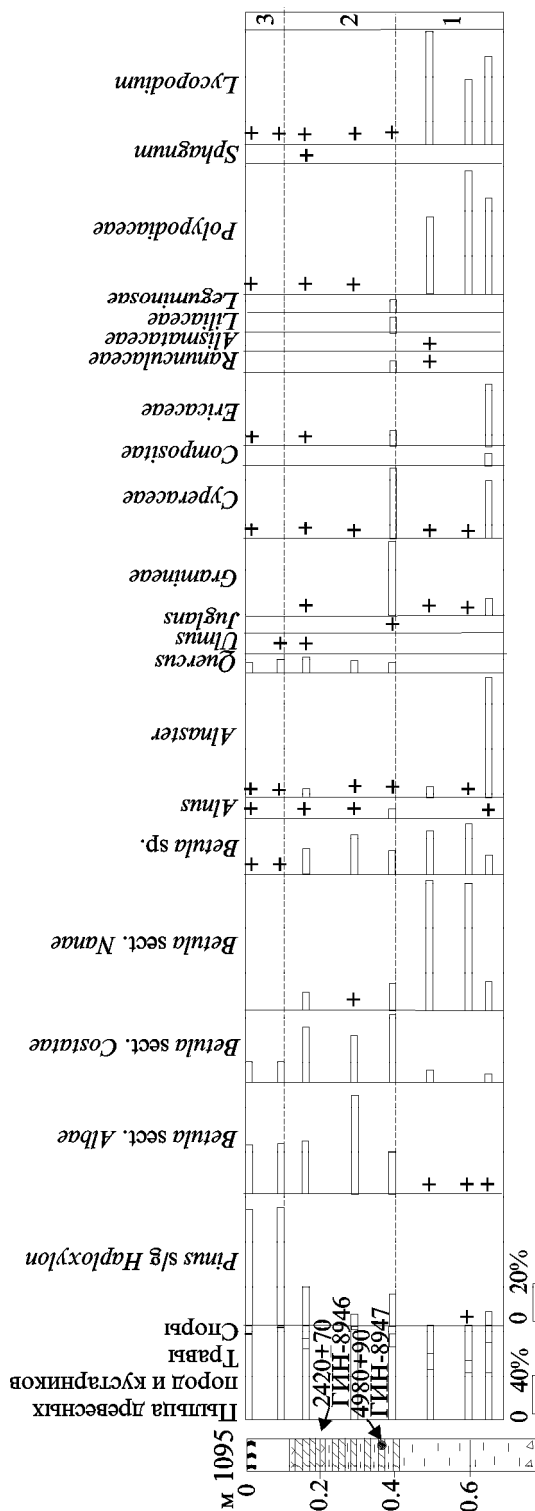


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1095 (палинолог Л.П. Караулова).

до 51%, *B. sect. Costatae* - до 37%, *Betula* sp. - до 19%). Появляется пыльца широколиственных (*Quercus* - до 5%, *Ulmus*, *Juglans*). Доля кустарниковых берез упала до 10%. Увеличение в составе травянистого покрова злаков и разнотравья говорит об осушении поверхности. Накопление торфа происходило в конце атлантика (^{14}C -дата по древесине 4980 ± 90 л.н., ГИН-8947). ^{14}C -дата по торфу 2420 ± 70 л.н., ГИН-8946 рассматривается как омоложенная.

Палинозона 3 - *Pinus* s/g *Haploxydon* (0-0.12 м) отражает состав современной растительности. Доминирующим становится кедровый стланик (до 61%), образующий кустарниковый пояс выше границы леса в горах.

Представительный комплекс диатомей получен из торфяника, расположенного в пяти метрах от этого разреза на глубине 0.2-0.4 м. В его составе преобладают виды перифитона, планктонные составляют лишь 15%. Ведущее положение занимают ацидофильные *Eunotia praerupta* (18%), *Frustulia rhomboides* (18%), *Cymbella gracilis* (5%), *Anomoeoneis exilis* (3%), ацидобионт *Anomoeoneis serians* (8%). Из числа планктонных наиболее обильны циркумнейтральные *Aulacoseira valida* (7%), *A. crenulata* (3%). Интересной оказалась находка в этих отложениях планктонной *Melosira arentii* (Kolbe) Nugano et Kobayasi. Этот вид довольно редко встречается и был обнаружен в дистрофных и мезотрофных заболоченных озерах Швеции, Ирландии, Шотландии и Японии [22]. Наиболее оптимально *Melosira arentii* развивается при pH 4.8-5.5. Подобный комплекс свидетельствует, что диатомовая флора развивалась в небольшом заболоченном водоеме при довольно низких показателях pH, возможно связанных с поступлением водных кислотных источников. Состав палиноспектра из этого торфяника соответствует палинозоне 3 разреза 1095.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Полученные биостратиграфические данные и радиоуглеродные датировки позволяют восстановить отдельные характеристики растительного покрова и климата о. Итуруп в позднем плейстоцене и дать более детальную летопись палеогеографических событий для среднего-позднего голоцена. Резкие фацциальные смены в геологических разрезах позднего плейстоцена-голоцена обусловлены как региональными (разнонаправленные и разноамплитудные осцилляции климата и связанные с ними колебания уровня моря), так и локальными факторами (миграция русла р. Курилки и ее притоков, изменения активности паводкового режима, латеральное смещение участков озерно-болотной аккумуляции).

Поздний плейстоцен. В изученных разрезах 5-6 и 3-4 м террас обнаружены аллювиальные отложения, фиксирующие эволюцию природной среды ост-

рова во второй половине позднего плейстоцена. Выделяются две фазы развития растительности, смена которых обусловлена крупномасштабными климатическими изменениями.

Первая фаза, установленная в основании разреза 3-4 м террасы, сопоставлена со второй половиной позднего плейстоцена (36900 ± 1300 л.н., ГИН-8636). Структура палинозоны свидетельствует о широком распространении на острове березовых лесов с участием дуба, ильма, ореха. Климатические условия были достаточно теплыми, но несколько холоднее современных. Этот термохрон сопоставляется с черноручьинским временем Приморья [11] и каргинским межледниковьем Сибири [2].

Вторая фаза развития растительности, установленная для разреза 5-6 м террасы, характеризуется широким распространением лесотундровых ландшафтов с кустарниковыми березками и ольховником, палиноспектры отложений этого времени характеризуются отсутствием пыльцы древесных пород. Такие растительные группировки предположительно могли существовать в последнюю ледниковую эпоху. Климатические условия на юге Курил в это время были очень суровыми и характеризовались развитием сезонномерзлых грунтов [10]. На Японских островах и Сахалине падение среднегодовых температур в последнюю ледниковую эпоху оценивается до уровня величин на $7-9^\circ\text{C}$ ниже современных [11, 26].

Развитие растительности и климатические осцилляции для раннего голоцена не установлены.

Средний голоцен территории Южных Курил, Северной Японии и Сахалина характеризуется на фоне глобального потепления климата более интенсивным проникновением на север теплых течений системы Курисио, активно влияющих на структуру ландшафтов морских побережий [11, 13, 14, 23-25]. В это время в центральной части о. Итуруп получили развитие неморальные широколиственные леса, в состав которых наряду с дубом и березами входили такие термофильные элементы, как бархат, граб, бук, ясень, сирень, отсутствующие в современных лесах о. Итуруп. Исключение составляет только бархат, встречающийся на юге острова. Это время на о. Итуруп рассматривается как оптимум голоцена и совпадает с атлантическим периодом. В конце атлантического периода (4980 ± 90 л.н., ГИН-8947) верхняя граница леса повышалась по сравнению с современной более чем на 200 м, о чем свидетельствует распространение березово-дубовых лесов на высотах свыше 400 м.

Присутствие в широколиственных лесах таких видов-индикаторов, как ясень, бархат и орех, позволяет предположить существенное повышение среднегодовой t° до 6°C , t° августа - до $+20^\circ\text{C}$ и суммы ак-

тивных температур не менее, чем до 1800°C. Эти климатические параметры ограничивают северные границы ареалов этих видов на континентальном побережье юга Дальнего Востока [9]. Наличие таких термофильных элементов в составе растительности атлантического периода и исчезновение этих видов из состава растительных группировок в ходе малоамплитудных климатических колебаний в среднем-позднем голоцене, по-видимому, не дает основания рассматривать современную растительность о. Итуруп как реликт позднего вюрма с перераспределением элементов под влиянием климатических смен позднего плейстоцена-голоцена [20].

Полученные данные о положении кровли морских отложений в разрезах террас, относимых к атлантику, позволяют предположить, что уровень моря находился на 3.5 м выше современного. На месте низменности в нижнем течении р. Курилки и оз. Лебединого был полузакрытый залив. Для Северной Японии установлено, что во время климатического оптимума голоцена (5-6 тыс. л.н.) t° поверхностных вод у берегов повышалась на 5°C, о чем свидетельствует смещение ареалов тепловодных моллюсков, распространение которых ограничивается в настоящее время Северным Хонсю, к берегам Северного Хоккайдо [23]. Можно предположить, что теплое течение Соя было в среднем голоцене более интенсивным и усиливало климатический эффект потепления. Это определяло более широкое участие термофильных элементов в составе растительности о. Итуруп.

Одна из характерных особенностей отложений береговой линии, относимой к атлантику, - обилие морских моллюсков в разрезах. Подобный разрез, изученный на охотоморской стороне Ветрового перешейка в северной части урочища Белых скал, включает богатый комплекс моллюсков, по заключению К.А. Лугаенко и Г.А. Евсеева: *Astarte borealis*, *Crenomytilus grayanus*, *Callista brevisipkonata*, *Clino-cardium californiense*, *Mya* sp., *Mezcenariaa stimpsoni*, *Serripes groenlandis*, *Nucella* sp., *Buccinidae* sp., *Chlamys swifti*, *Crenomytilus grayanus*, для которых получена ^{14}C -дата 5350±50 л.н., ГИН-7094 [4].

К настоящему времени нет данных, касающихся развития природной среды острова во время похолодания на границе атлантик-суббореал. Возможно, это похолодание фиксируется в кровле нижней погребенной почвы в разрезе 5-6 м поверхности (6075), отражающей развитие холоднолюбивых кустарниковых группировок на побережье острова. Отсутствие дюнных полей с мощными погребенными суббореальными педокомплексами в районе Курильска косвенно свидетельствует о существовании во время этого похолодания залива с относительно приглубым береговым склоном. Малоамплитудная регрессия (с амплитудой около 4 м) [13] не привела к осуше-

нию больших участков, покрытых песком, и не способствовала интенсивной эоловой аккумуляции на данном участке берега, что не исключает возможность образования крупных дюнных массивов на побережьях заливов с отмелым дном, таких как зал. Простор, Касатка, Куйбышевский.

В первую половину суббореала по обрамлению Курильского залива были распространены березово-дубовые леса с участием дуба, ильма, ореха, бархата, граба и темнохвойных, в подлеске встречался падуб. Для заболоченных участков на побережье характерны заросли восковника, кустарниковой березки, ивы и ольховника. Морской залив в устье р. Курилки постепенно заполнялся отложениями, становился мелководным. Максимальное превышение кровли морских суббореальных отложений на +1.5...+2 м позволяет предположить, что уровень моря в трансгрессию первой половины суббореала (4090±50 л.н., ГИН-8646; 4000±70 л.н., ГИН-6087) был достаточно высоким и, возможно, сопоставим с атлантическим. Берег быстро выдвигался в сторону моря с образованием серии штормовых валов, отчленивших акватории небольших лагун и маршей, затопляемых морской водой в штормы, в которых накапливались торфянистые алевролиты. В разрезах этих отложений зафиксированы следы крупных наводнений, вызвавших резкие локальные изменения как в структуре диатомовых комплексов, так и в палиноспектрах, отражающих вынос пылицы из верхнего пояса гор.

Нельзя полностью исключать и атлантический возраст морских отложений, выходящих в разрезе 3-4 м террасы. В этом случае континентальный покров, фиксирующий развитие группировок с преобладанием ольховника и кустарниковых берез на побережье острова, мог сформироваться во время похолодания на границе атлантик-суббореал. Можно предположить и другую интерпретацию данных, полученных по этим разрезам, - сопоставить формирование морских слоев с трансгрессией начала позднего плейстоцена.

Поздний голоцен. В первую половину этого этапа произошли сильные изменения в растительном покрове прибрежной низменности, образованной на месте осушенного дна залива при падении уровня моря в конце суббореала. Широкое развитие получили озерно-болотные обстановки. В пойме р. Курилки в нижнем течении на увлажненных участках шло быстрое образование почвенного покрова, представленного интенсивно гумусированным черным суглинком. Периодически процесс почвообразования прерывался аккумуляцией пойменных супесей. Большое распространение на побережье и в устьях рек получили кустарниковые березы и ольховник, образующие псевдолесотундровую зону на по-

бережье [20]. Преобладание в палиноспектрах пыльцы кустарниковых берез и ольховника свидетельствует о высокой продуктивности пыльцы этих сообществ. В это время на низменных берегах стали распространяться луговые сообщества. В отличие от холодных фаз позднего плейстоцена в позднеголоценовых палиноспектрах постоянно присутствует пыльца древесных пород - берез, ольхи, дуба, что говорит о развитии лесов в нижнем поясе рельефа, в речных долинах и других участках, защищенных от охлаждающего влияния моря. Вероятно, именно с этим похолоданием связано выпадение из состава широколиственной растительности о. Итуруп таких неморальных элементов, как граб, бук и ясень. По-видимому, коренная перестройка растительности связана не только с похолоданием, но и с ослаблением действия теплого течения Соя и более интенсивным влиянием холодного течения Оясио. Это предположительно приводило к увеличению количества дней с туманами и морозящими дождями и более интенсивному ветровому режиму на побережье. Подобные кустарниковые группировки характерны для Северного Сахалина [18], где сумма активных температур не превышает 700-1000°C [16, 17].

Понижение уровня моря и изреживание растительности на побережье стало причиной развития эоловых процессов в обрамлении Курильского залива. Дюнные гряды этого возраста сопоставляются с дюнами II генерации о. Кунашир [12], для них характерна серия маломощных погребенных почв. Улучшение климатических условий на острове, приведшее к ослаблению эоловых процессов и формированию почв, произошло около 1 тыс. л.н. (880±40 л.н., ГИН-7344 [4]; 1060±60 л.н., ГИН-8635). В обрамлении Курильского залива получили широкое распространение дубняки с участием берез, клена, ильма. Находки морских диатомей в старичных отложениях в нижнем течении р. Курилки свидетельствует о подъеме уровня моря в это время. В конце субатлантика расширился пояс кедрового стланика, а граница леса в бассейне р. Курилки опустилась ниже 400 м.

Работа выполнена по проекту РФФИ 97-05-65362.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова А.Н. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений о. Итуруп // Изв. Сахалинского отделения географического общества СССР. Южно-Сахалинск, 1971. С. 74-81.
2. Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863-1884.
3. Барина С.С., Медведева Л.А. Атлас водорослей-индикаторов сапробности (российский Дальний Восток). Владивосток: Дальнаука, 1996. 336 с.
4. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дис... канд. геол.-минер.наук.. 1994. 20 с.
5. Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский Ю.М., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 61-74.
6. Воробьев Д.П. Растительность Курильских островов. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 92 с.
7. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.
8. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / И.В.Мелекесцев, О.А.Брайцева, Э.Н.Эрлих и др. М.: Наука, 1974. 439 с.
9. Короткий А.М., Маючая Л.В., Гвоздева И.Г. Виды-индикаторы широколиственной растительности и структура субфоссильных комплексов в различных климатах юга Дальнего Востока // Древние климаты и осадконакопление в Восточной окраине Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 4-15.
10. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Пушкар В.С., Базарова В.Б. Морские террасы и развитие береговой зоны острова Кунашир в плейстоцене. Деп. В ВИНТИ № 3033-В94. 1994. 66 с.
11. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкар В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен). Владивосток: Дальнаука, 1996. 56 с.
12. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б. Береговые дюны - индикатор глобальных похолоданий (о. Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, №1. С. 53-59.
13. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д. Голоценовые террасовые морские отложения о. Кунашир // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 17, № 1. С. 28-45.
14. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д., Лугаенко К.А. Голоценовые отложения и палеогеография о. Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 19, № 1. С. 25-40.
15. Селедец В.П. К ботанико-географическому районированию острова Итуруп (Южные Курилы) // Вопросы ботаники на Дальнем Востоке. Владивосток, 1969. С. 181-192.
16. Справочник по климату. Вып. 34: Сахалинская область. Ч. 1. 1970. 272 с.
17. Справочник по климату. Вып. 36: Сахалинская область. Часть 2, 3, 5. 1971. 412 с.
18. Толмачев А.И. О флоре острова Сахалина. БИН АН СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 103 с. (Комаровские чтения. Вып. 12.).
19. Урусов В.М. Генезис растительности и рациональное природопользование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 356 с.
20. Урусов В.М. География биологического разнообразия

- Дальнего Востока. Сосудистые растения. Владивосток: Дальнаука, 1996. 245 с.
21. Bulgakov R. Reconstruction of Quaternary history of Southern Kurile Islands // *Journal of Coastal Research*. 1996. V. 12, N 4. P. 930-939.
22. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Subwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, 1986. 1988, 1991a, b. Band 2. Teil 1. Teil 2. Teil 3. Teil 4.
23. Matsushima, Y., Ohshima, K.: Littoral Molluscan Fauna of the Holocene Climatic Optimum (5,000-6,000 yr. B. P.) in Japan // *The Quaternary Research*. 1974. 13. P. 135-155.
24. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // *Bull. of the Department of Geography University of Tokyo*. 1983. 15. P. 1-31.
25. Taira K., Lutaenko K. Holocene Palaeoceanographic Changes in the Sea of Japan // *Reports of the Taisetsuzan Institute of Science*. 1993. 28. P. 65-70.
26. Tsukada, M. Vegetation in Prehistoric Japan: The Last 20000 years // *Windows on the Japanese Past: Studies in Archaeology and Prehistory / Center of Japanese Studies, The University of Michigan*, 1986. P. 11-56.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Late Pleistocene-Holocene sedimentation and paleolandscapes of the Kurilka River basin (Iturup Island, Kuriles)

A.M. Korotkiy, N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, L.M. Mokhova. B. Bazarova, L.D. Superzhitskiy, K.A. Lutaenko

Stages of development of natural environment of the Iturup Island have been reconstructed for the Late Pleistocene, and a detailed record of paleogeographical events is offered for the Middle-Late Holocene. In the warming period in the second half of the Late Pleistocene birch forests were widely spread on the island. A sudden cooling at the end of the Late Pleistocene resulted in the development of forest-tundra landscapes. In the Middle Holocene the central part of the island was covered by nemoral oak-broad-leaved forests with participation of such thermophilous elements as the Amur cork-tree, hornbeam, walnut, beech, ash-tree, and lilac, which shows evidence of substantial rise in summer and sum of active temperatures. Disappearance of these thermophilous elements from modern forests groups is linked to repeated cooling of climate in the late subboreal and in the subatlantic. Three transgressive phases of sedimentation have been distinguished comparable with the Atlantic, subboreal and subatlantic periods attended by a maximal sea level rise up to 3.5 m higher than in the contemporary Atlantic.

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834 (571.66)

ИЗУЧЕНИЕ РАСЩЕПЛЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
1998 ГОДА НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА

*М.Н. Лунева**, *Д.В. Дрознин***, *В.Е. Овчинников**

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

** *Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Представлена методика анализа и определения динамических и кинематических характеристик сейсмических волн от землетрясений малой мощности. На основе данной методики проведено исследование характеристик прямых продольной и поперечных волн от землетрясений разной глубины, записанных сейсмической цифровой станцией Петропавловская за период 1998 года. Исследованы временные вариации поляризации быстрой поперечной волны и разности времен прихода между расщепленными поперечными волнами. Отмечается корреляция в характере изменения поляризации быстрой поперечной волны и сейсмического режима региона. Оценена нижняя граница анизотропного слоя в земной коре и коэффициент скоростной анизотропии.

Ключевые слова: сейсмические волны, анизотропия, расщепление поперечных волн.

ВВЕДЕНИЕ

Поле напряжений в верхней части Земли формируется главным образом силой тяжести и горизонтальными силами, обусловленными тектоническими процессами. Анизотропия напряжений в различных термодинамических условиях приводит к деформациям горных пород различного рода [4] и, как следствие, к анизотропии упругих свойств горных пород. Экспериментальное изучение упругих параметров образцов Кольской скважины показало, что начиная с глубины 2 км все породы существенно анизотропны с коэффициентом анизотропии $V_{cp} = 0.18 - 0.31$ [5]. Исследования поляризационных и скоростных характеристик упругих волн в образцах различных горных пород показало также изменение пространственного положения элементов симметрии под действием постоянно действующей нагрузки [2].

По экспериментальным и теоретическим данным деформационное состояние земной коры может быть описано в рамках моделей упорядоченных поро-трещиноватых сред с преобладающей вертикальной ориентацией микронеоднородностей с простиранием вдоль максимальной компоненты горизонтального напряжения в верхней части земной коры [7-10]. В общем случае тип симметрии среды

определяется как гексагональный (трансверсально-изотропный) с горизонтальной осью симметрии высшего порядка. Вариации напряжения среды во времени приводят к переориентации микронеоднородностей и изменению упругих параметров среды, которые могут быть зафиксированы в поляризации поперечных волн и времени задержки между расщепленными поперечными волнами.

В данной работе предлагается методика анализа и определения волновых характеристик прямых продольной и поперечных волн от локальных землетрясений, а также предварительные результаты исследований анизотропных свойств среды и изменения параметров поперечных волн за период 1998 г. в районе г. Петропавловска-Камчатского.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК
ПРЯМЫХ ВОЛН

Методика анализа анизотропии среды основана на исследовании характеристик прямых продольной и поперечных волн от землетрясений малой мощности. Предполагается, что при землетрясениях малой мощности физическое состояние среды не претерпевает значительных изменений. Использование прямых волн обусловлено тем, что в достаточно од-

нородных средах пути продольной и поперечной волн близки, и векторы поляризации трех волн взаимноортогональны, что значительно упрощает идентификацию расщепленных волн. В предлагаемой методике проводится определение следующих характеристик прямых волн от землетрясений: 1) вектор поляризации (угол выхода, азимут); 2) амплитуда; 3) времена прихода и задержек волн t_{P_s} , t_{S_s} ; 4) степень взаимной ортогональности волн. Методика идентификации волн и определения их характеристик включает следующие этапы.

Предварительная обработка сейсмограмм

Предварительная обработка трехкомпонентных сейсмограмм включает анализ качества записи, соотношения сигнал/шум, спектральных характеристик продольной и поперечных волн. На основе анализа проводится отбраковка записей и частотная фильтрация выбранных записей. Анализ и предварительная обработка сейсмических записей осуществляется в рамках пакета «Интерактивная программа обработки и анализа цифровых сейсмограмм», разработанного В.Д. Дрозным и применяемого в КОМСП ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Данный пакет позволяет также предварительно оценить поляризационные характеристики волн.

Определение динамических характеристик волн

Теоретически сейсмические волны в однородных анизотропных средах являются линейно-поляризованными, но в реальных средах за счет эффектов интерференции с другими волнами характер колебаний может быть достаточно сложным. Поэтому для идентификации волн и определения их параметров применяются последовательно несколько подходов.

Анализ мгновенных значений поляризации

Данный подход включает анализ траектории движения частиц в сферической системе координат, предложенной Е.И. Гальпериным [1]. Трехкомпонентные сейсмограммы NEZ из декартовой системы координат преобразуются в сферическую систему координат $R\theta\phi$. В сферической системе координат положение частицы описывается радиус-вектором, который характеризуется модулем амплитуды смещения $R(t) = |u(n, e, z, t)|$ и направлением в пространстве. Направление вектора в пространстве задается через азимут $\theta(t)$, отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке, и угол выхода $\phi(t)$, отсчитываемый от вертикальной оси. В случае линейно-поляризованных колебаний значения азимута и угла выхода постоянны во времени и представляют-

ся прямыми линиями, положение которых может закономерно изменяться с разрывами при изменении направления смещения частиц на 180° в зависимости от направления смещения в волне. При круговой поляризации, когда интерферируют линейно-поляризованные волны с ортогональной направленностью смещений, угол выхода ундуирует относительно истинного угла выхода, а азимут плавно изменяется в пределах 360° .

На рис. 1-3 показана запись землетрясения в виде трехкомпонентных сейсмограмм NEZ и сейсмограмм, построенных в сферической системе координат для участков вступления волн P, S. В случае интерференции линейно-поляризованных волн характер смещения частиц изменяется от эллиптического до кругового типа в зависимости от соотношения их амплитуд, углов выхода и разности фаз. При эллиптической поляризации могут выделяться участки устойчивой поляризации. Значения азимута могут изменяться в пределах 360° , а угла выхода в пределах десятков градусов (в зависимости от углов выхода интерферирующих волн). На участках вступления P-волны и S-волн фиксируются линейные волны с устойчивыми параметрами поляризации (рис. 2, 3, интервалы времени 1.6-1.9 с, 11.8-12.1 с).

По сферическим сейсмограммам характер движения частиц определяется достаточно хорошо. Направления поляризации фиксируются в каждый момент времени (мгновенная поляризация), что позволяет выделять области устойчивой поляризации и оценивать тип поляризации и степень интерференции. Резкой смене поляризационных параметров соответствует смена типа волны. Динамические характеристики прямой продольной волны практически однозначно определяются на основе сферических сейсмограмм. Волновое поле в области поперечных волн, в общем случае, является более сложным в результате интерференции расщепленных поперечных волн между собой и с рассеянными волнами, поляризация которых может значительно отличаться от поляризации поперечных волн. Поэтому в ряде случаев для идентификации расщепленных поперечных волн и определения их динамических характеристик требуется дополнительный анализ.

Анализ эллипсоида поляризации

Для оценки пространственного распределения векторов поляризации в некотором интервале времени проводится вычисление трех главных направлений смещений, определяющих эллипсоид поляризации. Предполагая, что поверхность векторов смещения представляет собой симметричную поверхность второго порядка, задача может быть физически све-

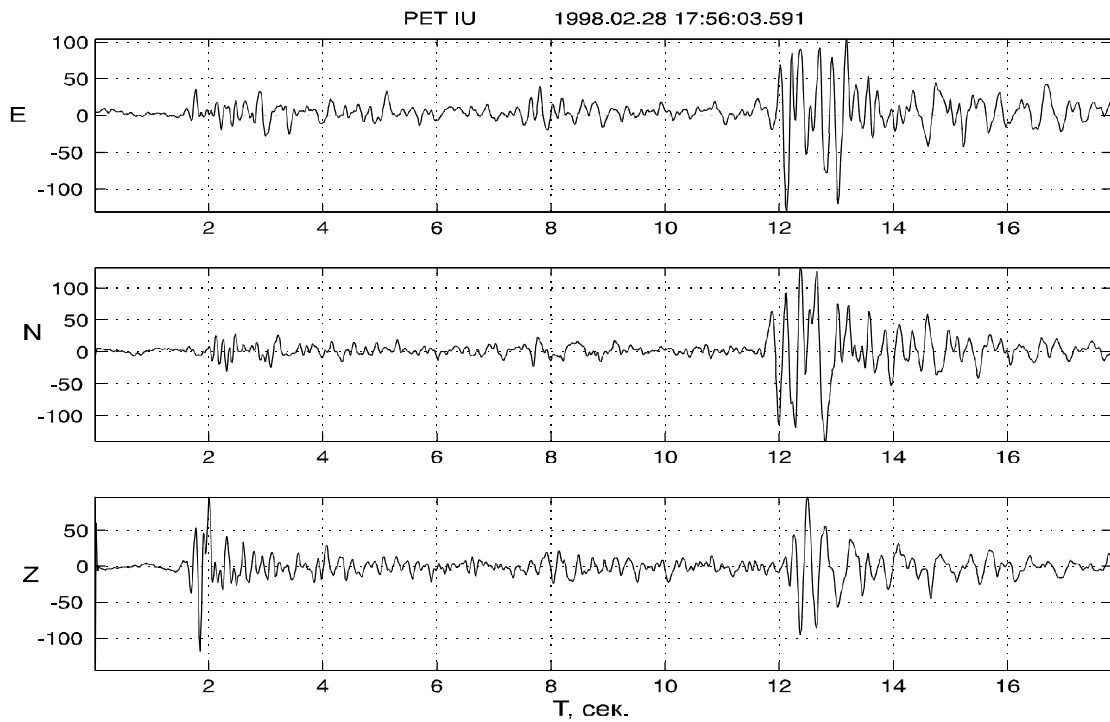


Рис. 1. Пример сейсмической записи землетрясения с $K = 6.5$, $H = 90.8$ км в декартовой системе координат ENZ.

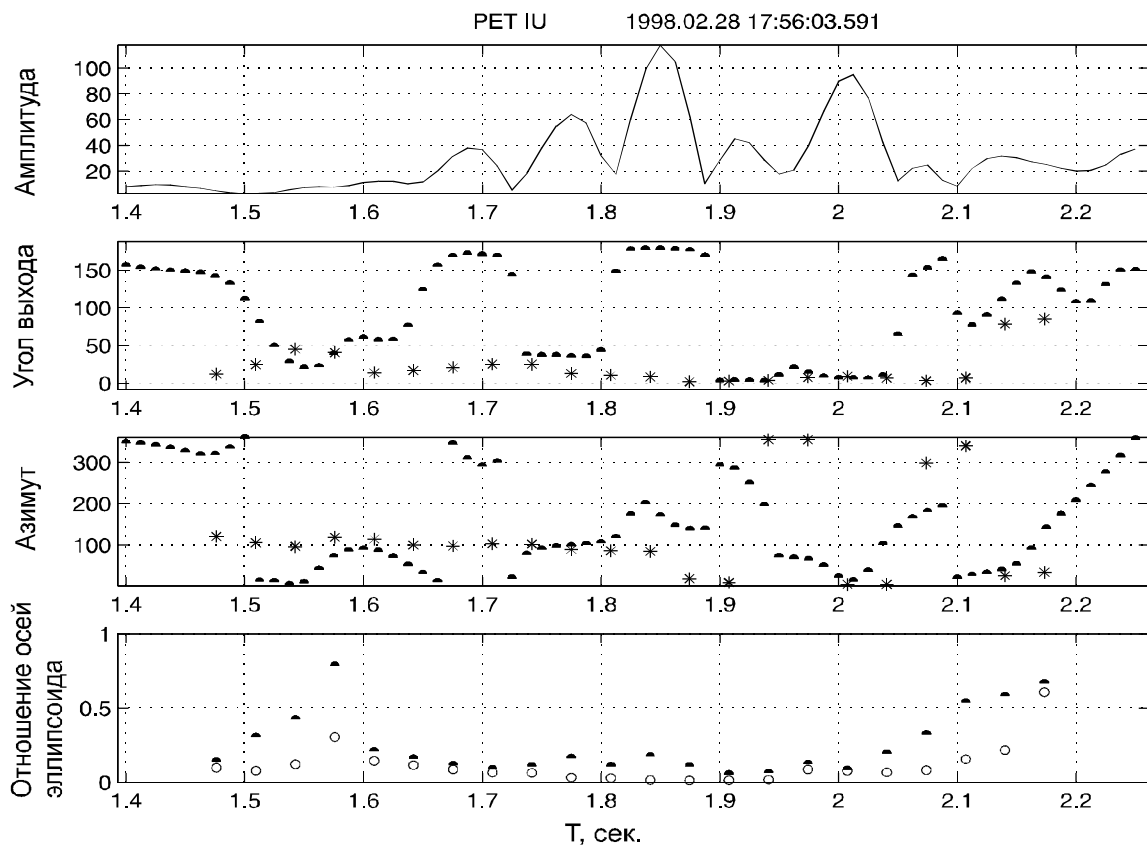


Рис. 2. Сейсмическая запись участка вступления прямой Р-волны в сферической системе координат с отображением соотношений осей эллипсоида поляризации в скользящем временном окне ($\Delta t \approx T \approx 0.2$ с). Звездочки показывают значения угла выхода и азимута волны в скользящем окне. Точки и кольца отображают значения второй и третьей осей эллипсоида по отношению к величине главной первой оси.

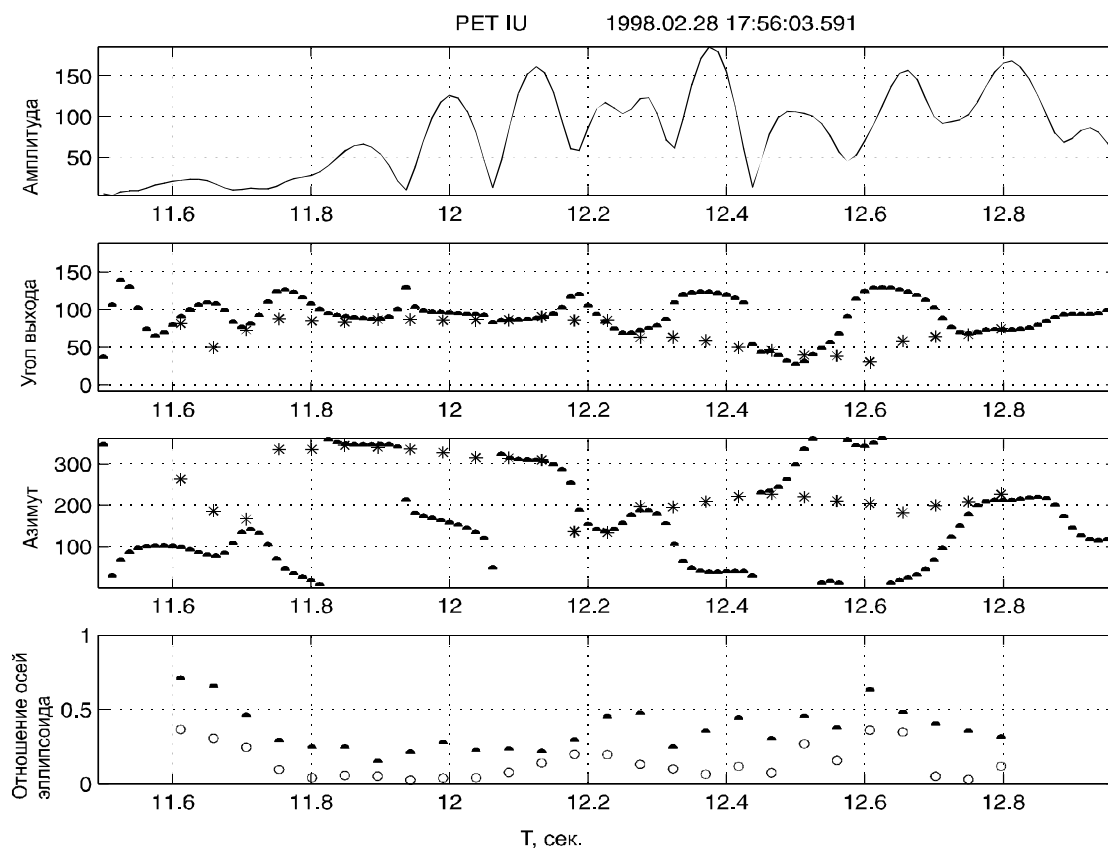


Рис. 3. То же, что на рис. 2, но для участка вступления поперечных волн.

дена к поиску трех главных осей. Для этого строится в прямоугольной системе координат (n, e, z) ковариационная матрица $I_{ij} = \text{cov}(X_i, X_j)$, где $i, j = 1, 2, 3$; X_i - текущие координаты векторов смещений $\mathbf{u}(n_p, e_p, z_p, t)$ и n - количество векторов в выбранном интервале времени.

Математически задача сводится к решению системы трех однородных уравнений, т.е. к задаче определения собственных значений и собственных векторов. Собственные векторы определяют вероятное положение трех главных направлений смещений, которые можно рассматривать как направление главных осей виртуального эллипсоида поляризации. Длина осей a, b, c определяется собственными значениями. Полученные значения осей нормируются на максимальное значение и упорядочиваются ($a > b > c$). Взаимное соотношение осей характеризует степень линейности (эллиптичности) смещений в пространстве. Данные характеристики являются статистическими оценками, и степень достоверности зависит от равномерности (плотности) распределения векторов в пространстве и характера изменения их амплитуд. Оценка формы траектории и главного направления смещения может проводиться в скользящем окне на раз-

личных интервалах записи, а также может применяться к отдельным фазам колебаний. На рис. 2, 3, на графиках угла выхода и азимута вынесены углы выхода и азимуты главных направлений смещений, вычисленных в скользящем временном окне и приведенных к средним значениям времени окна. Из рисунков следует, что линейность волны максимальна в областях минимальных значений осей, и, наоборот, областям интерференции соответствуют повышенные значения осей b, c .

Анализ поляризационных сейсмограмм

Для идентификации расщепленных волн S_1 и S_2 и уточнения значений динамических параметров используются поляризационные (векторные) сейсмограммы, представляющие проекции смещений на выборочную систему направлений $\{\mathbf{l}(\varphi, \theta)\}$:

$$u_1^p(t) = |\mathbf{u}(n, e, z, t)|^m \cdot \cos^n[\alpha(t)],$$

$$\cos[\alpha(t)] = \mathbf{u}(n, e, z, t) \cdot \mathbf{l}(\varphi, \theta) / |\mathbf{u}(n, e, z, t)|. \quad (1)$$

Параметрами m и n регулируется диаграмма направленности поляризационного фильтра.

На рис. 4 показаны поляризационные сейсмограммы поперечных волн, построенные в горизон-

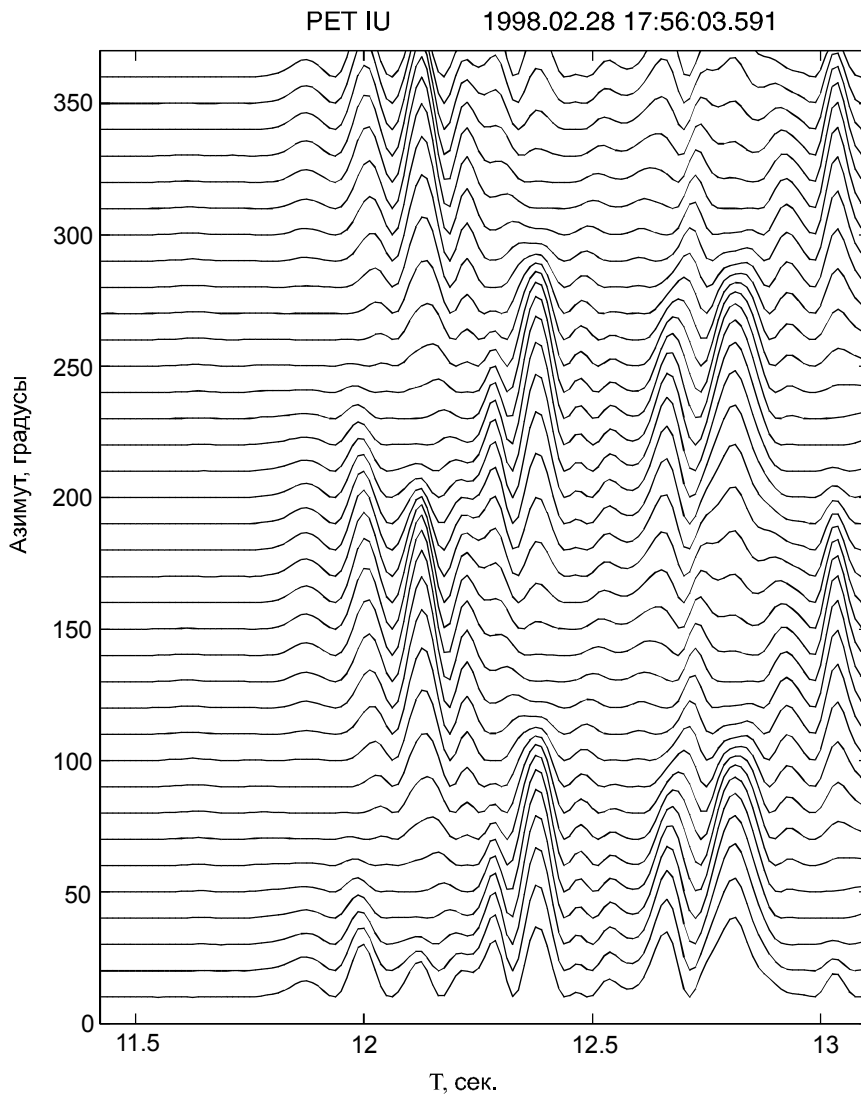


Рис. 4. Поляризационные сейсмограммы, построенные в горизонтальной плоскости с параметрами $n = m = 2$, для участка вступления поперечных волн.

тальной плоскости. На поляризационных сейсмограммах отмечаются участки, где наиболее хорошо фиксируются S_1 и S_2 волны. На данных участках оцениваются амплитуда, направление главного смещения, степень линейности (соотношение осей эллипсоида поляризации), а также степень ортогональности волн по углам между векторами поляризации волн P , S_1 и S_2 .

Анализ траектории движения частиц

Для выделенных участков трассы строятся трехмерный график траектории движения частиц и проекции траектории движения на плоскости NE , EZ и NZ с выделением главных направлений смещений, рассчитанных для данных интервалов. На рис. 5 показана проекция траектории движения поперечных волн в интервале 23-24 с на горизонтальную плоскость.

На основании предлагаемых подходов анализа волн делается окончательный выбор динамичес-

ких характеристик и строятся результирующие сейсмограммы для P , S_1 и S_2 волн, представляющие собой проекции смещений в направлениях вектора поляризации соответствующей волны (рис. 6).

Определение кинематических характеристик волн

Времена прихода волн P , S_1 и S_2 определяются визуально на поляризационных сейсмограммах. Если вступление волны осложнено помехами, что характерно для поперечных волн, то время вступления снимается с характерных фаз, коррелируемых в колебаниях волн. Дополнительно время задержки между поперечными волнами определяется на основе предположения, что формы импульсов расщепленных S_1 и S_2 волн подобны. Для этого выбираются временной интервал записи двух волн и трасса $u_j^p(t)$ на поляризационных сейсмограммах, где наиболее четко фиксируется только одна из поперечных волн. В за-

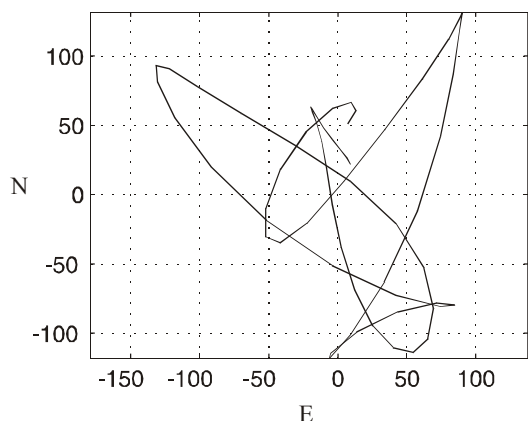


Рис.5. Проекция траектории движения частиц на горизонтальную плоскость NE для участка записи 11.8-12.5 с.

данном интервале записи рассчитываются коэффициенты корреляции и временной сдвиг между выбранным импульсом с записями на всех других трассах. Время задержки медленной волны S_2 относительно быстрой волны S_1 ($\Delta t_{S_s} = t_{S_2} - t_{S_1}$) определяет-

ся как временной сдвиг на трассе с максимальным коэффициентом корреляции, значение которого должно быть не меньше 0.8. Количество поляризационных сейсмограмм (количество направлений), в общем случае, определяется сложностью колебаний поперечных волн. В стандартном варианте программы количество сейсмограмм принимается равным 36 с шагом по азимуту в 10° .

Времена вступления волн t_p , t_{S_1} , t_{S_2} и задержка поперечных волн также корректируются либо визуально, либо на основе корреляции импульсов поперечных волн по результирующим сейсмограммам (рис. 6).

После окончательного определения динамических и кинематических характеристик, результаты заносятся в базу данных для дальнейшей статистической обработки и интерпретации. Определение динамических и кинематических характеристик оформлено в программу, работающую в интерактивном

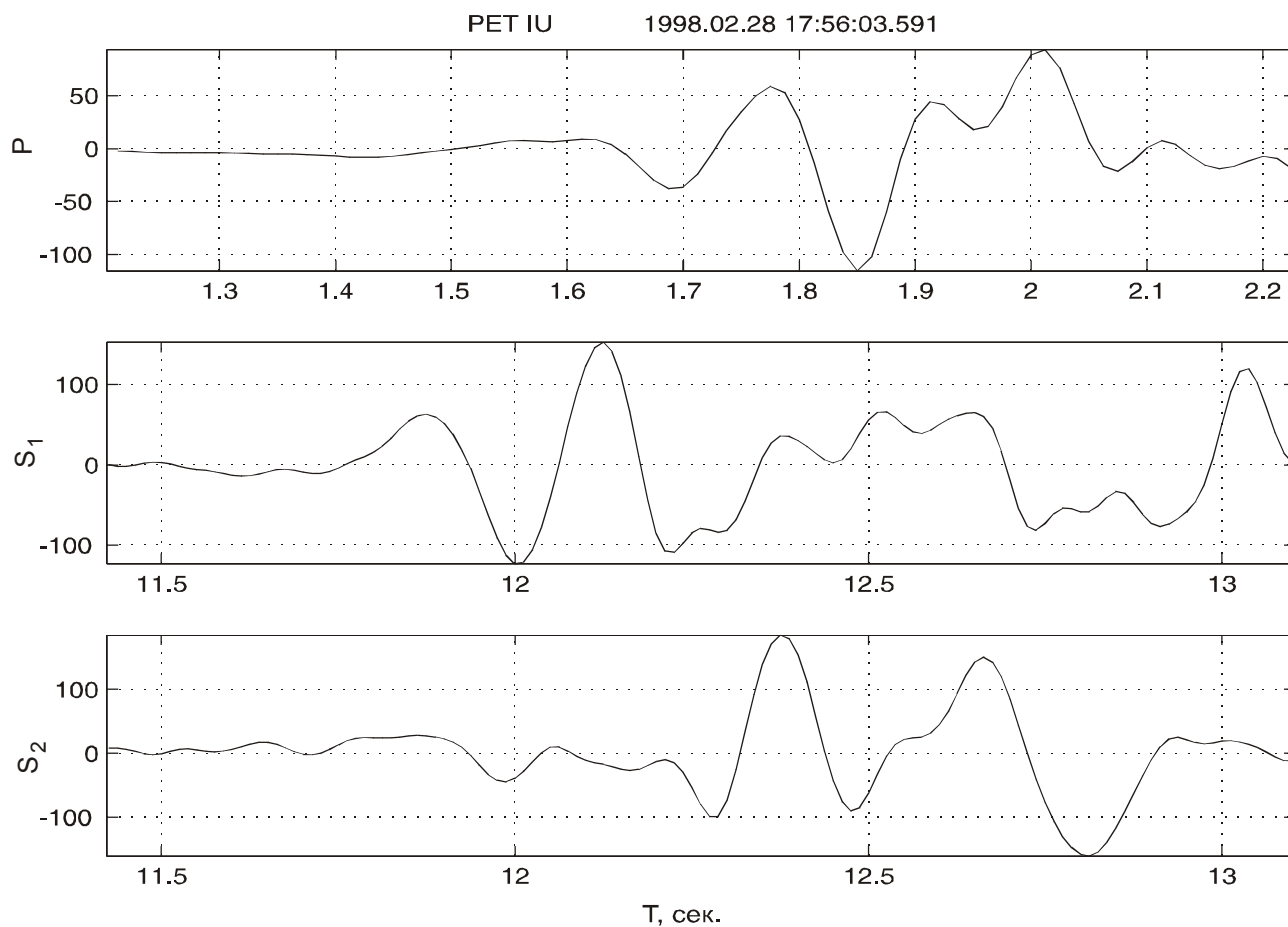


Рис. 6. Сейсмограммы трех волн, построенные в направлениях, совпадающих с вектором их поляризации.

режиме, снабженную графикой и записью полученных значений непосредственно в базу данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для исследования проявления анизотропии упругой среды в сейсмическом волновом поле выбран район г. Петропавловска-Камчатского, расположенного в Курило-Камчатской сейсмоактивной зоне. Проведена предварительная обработка 63 землетрясений, записанных на цифровой станции (IRIS) Петропавловская в 1998 году. Характеристики землетрясений 1998 г. выбирались из оперативного каталога, составленного КОМСП ГС РАН (г. Петропавловск-Камчатский).

Количество сейсмических событий, зарегистрированных Петропавловской станцией, составляет 1772. Гистограмма сейсмичности по записям на стан-

ции Петропавловская в течение года представлена на рис. 7а. В 1998 г. произошло 3 события с $K > 13$ (27 мая, 6 июля и 30 августа) и 39 событий с энергетическим классом $K > 11$ (рис. 7б). Как следует из рисунка 7а, наибольший уровень сейсмичности года относится на периоды январь-февраль и июнь-июль. Первый период является афтершоковым периодом сильного землетрясения, происшедшего 05.12.97 в заливе Кроноцкого с $M=7.7$. На рис. 7с, d представлены гистограммы распределения землетрясений по энергетическим классам и глубине гипоцентров. Основная сейсмичность региона сосредоточена в полосе глубин 15-50 км.

В табл. 1 представлен уровень сейсмичности Камчатского региона с 1992 по 1999 годы. Период с 1996 по 1999 гг. характеризуется значительно более высоким уровнем сейсмичности.

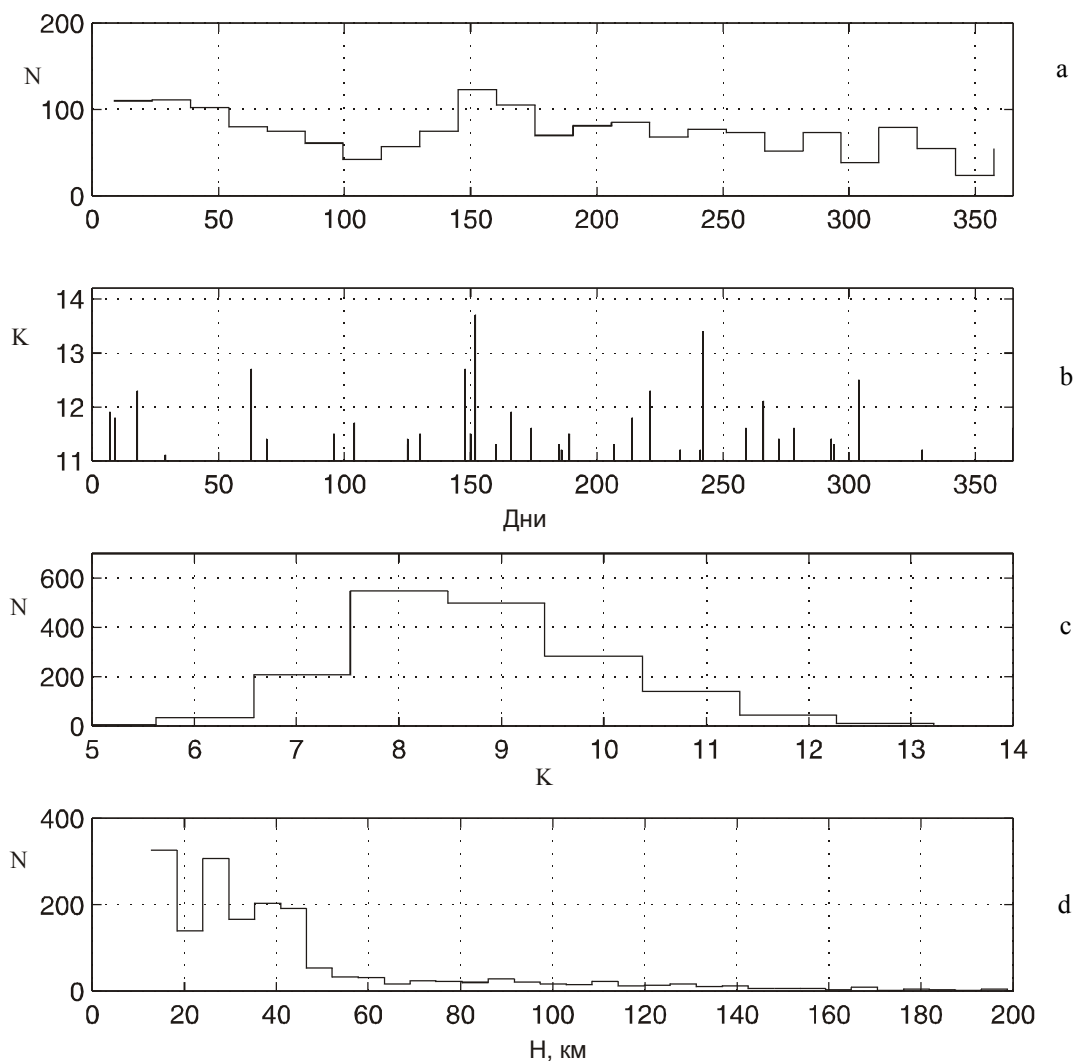


Рис. 7. Гистограммы распределения сейсмичности (а), землетрясений с $K > 11$ (б), и гистограммы распределения землетрясений по энергетическим классам (с) и глубине (d) за исследуемый период по записям землетрясений, зарегистрированных станцией Петропавловская.

Таблица 1. Общая годовая сейсмичность (N) в области полуострова Камчатка за период 1992-1999 гг.

Год	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
N	1422	1435	1228	1126	3985	4796	5605	3134

В основу анализа и интерпретации сейсмических данных положена модель анизотропной среды гексагонального типа с горизонтальной осью симметрии. На рис. 8 представлены характерные поверхности рефракции квазипродольной (qP) и квазипоперечных волн (qS₁, qS₂) в средах с различной степенью анизотропии в гексагональной среде с вертикальной осью симметрии. Для сред с достаточно высокой степенью анизотропии характерно пересечение поверхностей квазипоперечных волн. В средах гексагональной симметрии пространственное направление поляризации волны qS₁ строго ориентировано в плоскости перпендикулярной оси симметрии высшего порядка (рис. 8b) и совпадает с направлением максимальной компоненты горизонтального напряжения. Скорость распространения волны qS₁ является максимальной в направлениях перпендикулярных оси симметрии. Как следствие, изучение расщепления проходящих поперечных волн позволяет оценить горизонтальное направление максимального сжатия по азимуту поперечной волны qS₁ и степень анизотропии среды по разности времен прихода поперечных волн ($\Delta t_{S_s} = t_{S_2} - t_{S_1}$). Коэффициент анизотропии α может быть определен как

$$\alpha = \Delta t_{S_s} / t_{S_1} = (V_{S_1} - V_{S_2}) / V_{S_1} = \Delta V_s / V_{S_1}, \quad (2)$$

где V_{S_1}, V_{S_2} - скорости распространения быстрой и медленной поперечных волн. В работе [12] показано, что коэффициент анизотропии пропорционален плотности микротрещин в некотором объеме среды $\alpha \approx ka^3 / V$, где k - количество микротрещин в объеме V , a - радиус микротрещины. По экспериментальным данным средний коэффициент анизотропии в верхнем слое земной коры (мощностью в 15 км) оценивается в пределах 0.01-0.03 [7].

Оценка направлений поляризации быстрой поперечной волны

На рис. 9а представлен график изменения во времени азимута смещений в первой поперечной волне. Значения азимутов смещений приведены к интервалу углов 0-180°. Точность определения азимута смещения в первой волне оценивается в пределах 20°. На графике отмечаются скачкообразные изменения между соседними значениями азимута, которые явно не связаны с глубиной гипоцентров землетрясений. За общий период исследования выделяются три ин-

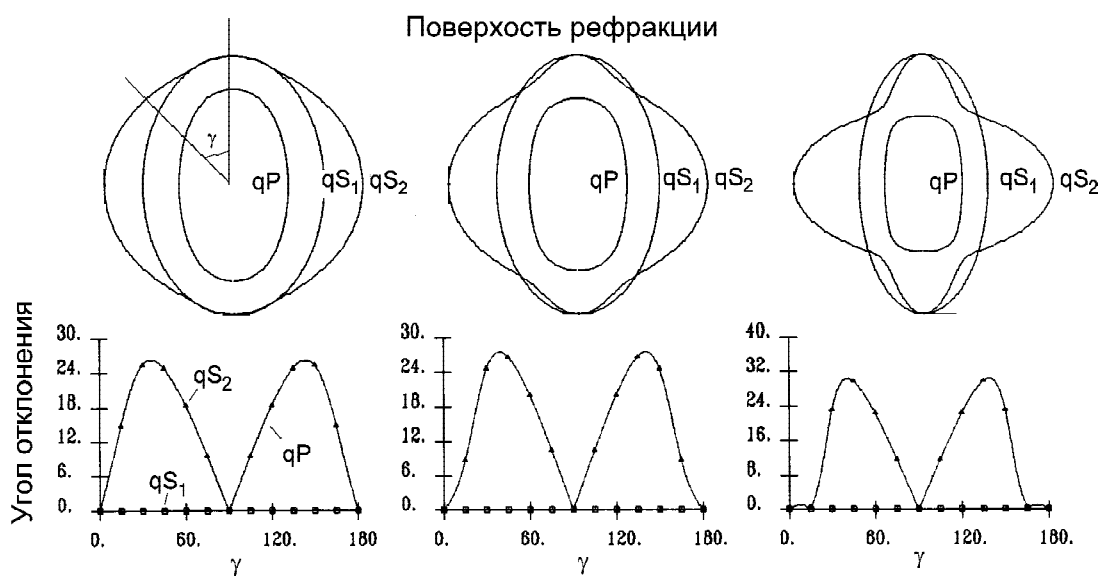


Рис. 8. Поверхности рефракции и углы отклонения векторов поляризации от направлений P, SV, SH для трех упругих волн, распространяющихся в гексагональных средах с вертикальной осью симметрии с различной степенью анизотропии.

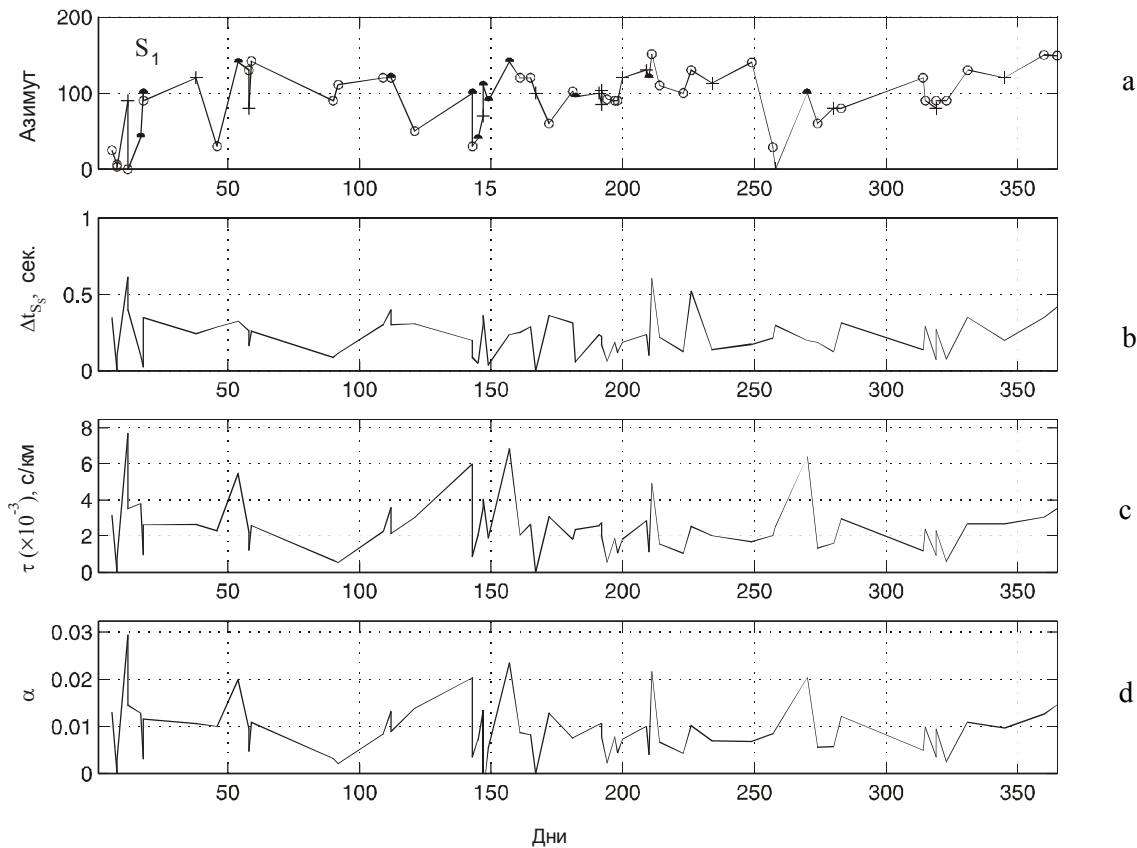


Рис. 9. Графики вариации азимута в быстрой поперечной волне (а), разности времен прихода поперечных волн (б) с нормировкой на расстояние станция-гипоцентр землетрясения (с) и коэффициента анизотропии (д). Обозначениями точка, крест, кружок соответствуют значения глубин гипоцентров землетрясений в интервалах 0- 25 км, 25-80 км и > 80км соответственно.

тервала относительного увеличения (уменьшения) азимута смещений в первой поперечной волне. Интервалы приурочены к периодам январь-апрель (1-120 дней), май-сентябрь (120-270 дней) и октябрь-декабрь и коррелируют с характером изменения общей сейсмичности (рис. 7а). Наблюдается также корреляция скачкообразного изменения азимута смещения с землетрясениями с $K > 12$ (рис. 7б). При этом характерно, что резкое изменение азимута смещения происходит до землетрясения, а после землетрясения направление азимута смещения возвращается за достаточно короткий интервал времени. Достаточно хорошо это прослеживается для землетрясений, происшедших 18.01.98 ($K = 12.3$), 27.05.98 ($K = 13.4$), 28.05.98 ($K = 12.7$) и 01.06.98 ($K = 13.7$). До серии майских землетрясений 23 мая зафиксирован скачок азимута смещений от 110° ЮВ до значения 30° СВ, а через 3 часа после землетрясения 27 мая в 20 ч. 41 м. зафиксировано значение азимута 110° ЮВ (рис. 9а). Но доказательство характера изменения азимута смещения в период землетрясений требует более плотной выборки землетрясений по времени.

Статистически максимум распределения азимуты смещения в первой поперечной волне за период 1998 года лежит в интервале $80-90^\circ$ СВ (рис. 10а). На розе-диаграмме выделяется также локальный максимум в направлениях $110-120^\circ$ ЮВ. Азимут смещений в первой поперечной волне не зависит от глубины и азимута на эпицентр, но находится в хорошей корреляции с азимутом смещений в прямой продольной волне, особенно в интервале $80-90^\circ$ СВ (рис. 10 б, с). Последний факт хорошо согласуется с модельными расчетами по ориентации азимуты смещения в продольной и быстрой поперечной волне для гексагональных сред с горизонтальной осью симметрии высшего порядка. По исследованиям расщепления волн в районе станции Петропавловская [3, 6] азимут смещений в первой поперечной волне в период 1992-1993 гг. составил в среднем $70-80^\circ$ СВ. Разница в направлении средних смещений на 10° к востоку за 6 лет может быть объяснена различным уровнем сейсмичности (или напряженного состояния среды) периодов исследований (табл. 1).

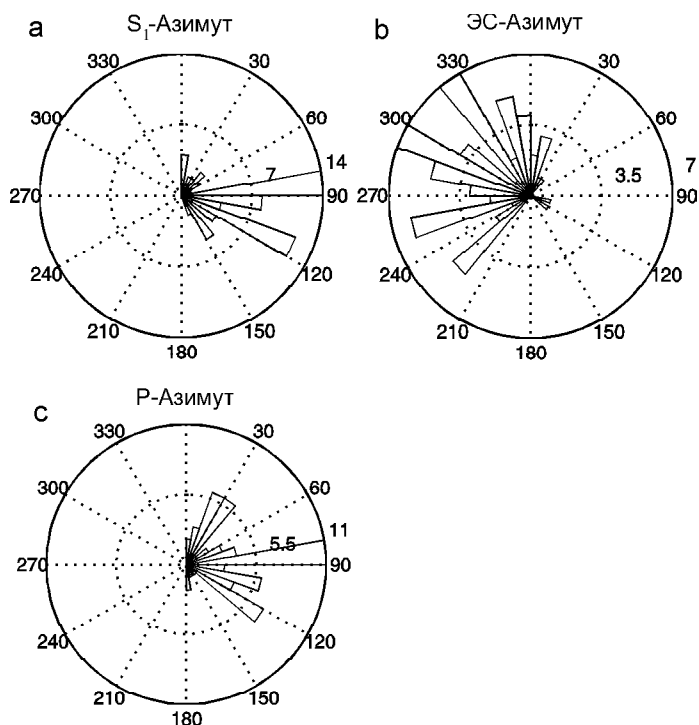


Рис. 10. Розы-диаграммы распределения по азимутам смещения в быстрой поперечной волне (а), азимутам от эпицентра землетрясений на станцию (б) и азимутам смещения в прямой продольной волне (с).

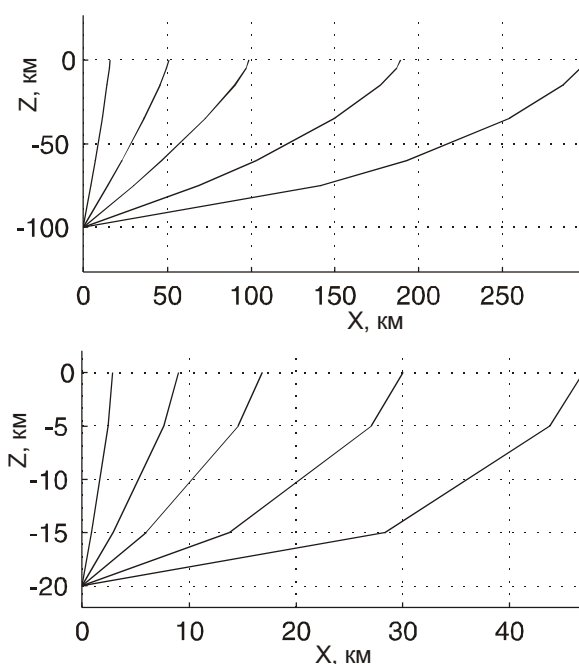


Рис. 11. Лучевые трассы продольной волны с углами выхода из источника 10, 30, 50, 70, 80° на разной глубине.

Оценка времен задержки между поперечными волнами

Разность времен прихода поперечных волн зависит от направления распространения волны и размеров анизотропных областей в глубинном разрезе. На рис. 11 представлены лучевые трассы волн от источников с разных глубин, по которым можно судить о степени изменения направления волны на разных глубинах. Лучевые трассы рассчитаны для одномерной скоростной (V_p) модели Камчатского региона, построенной на основе томографии [11]. Необходимо отметить, что все волны с исследуемых глубин источников ($H > 10$ км) выходят на горизонтальную поверхность с докритическими углами для данной скоростной модели среды.

На рис. 9b представлен график изменения во времени задержек между поперечными волнами (Δt_{S_s}). На графике выделяются участки времени с аномально высокими значениями Δt_{S_s} , достигающими 0.4 - 0.6 секунд. Среднее значение Δt_{S_s} за весь период исследования составляет 0.227 с, что сопоставимо с доминирующим периодом поперечных волн.

На рис. 9(с-д) представлены графики, на которых разность времен прихода поперечных волн нор-

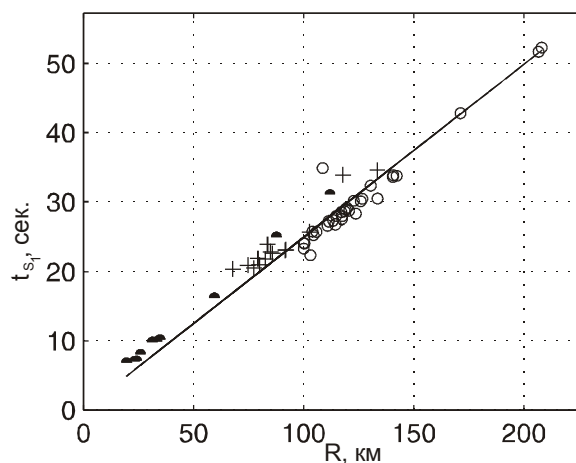


Рис. 12. Распределение времен пробега быстрой поперечной волны от расстояния гипоцентр-станция. Условные обозначения те же, что для рис. 9.

мирована на расстояние между источником и станцией ($\tau = \Delta t_{S_s} / R$) и общее время распространения первой поперечной волны $\alpha = \Delta t_{S_s} / t_{S_1}$. Как видно из рис. 9 (с, d), графики $\tau(t)$ и $\alpha(t)$ подобны по форме. Поскольку путь распространения волны не совпадает в общем случае с прямым лучом (R), соединяющим гипоцентр землетрясения с точкой наблюдения,

для контроля проведена корреляция времени распространения поперечной волны t_{S_1} с расстоянием R . Как следует из графика на рисунке 12а, время распространения поперечной волны находится в хорошей линейной зависимости от расстояния с коэффициентом корреляции 0.2493. Обратная величина коэффициента корреляции представляет среднюю скорость поперечных волн, равную $\bar{V} = 4.01$ км/с.

Поведение во времени задержки между поперечными волнами $\Delta t_{S_2}(t)$, $\tau(t)$ достаточно хорошо согласуется с характером поведения азимута быстрой поперечной волны. В афтершоковый период Кроноцкого землетрясения наблюдается постепенный спад значений времен задержки между поперечными волнами (рис. 9 б, с, 1-90 дней), а затем фиксируется нарастание $\tau(t)$ с максимальными значениями в периоды землетрясений с $K > 12$. В период 270-365 дней наблюдается некоторая стабилизация значений времен задержки с тенденцией к медленному возрастанию. Резкие увеличения $\tau(t)$ соответствуют периодам подготовки сильных землетрясений. Необходи-

мо отметить, что ряд пиков, выделяющихся на графике нормализованных времен задержки $\tau(t)$, не фиксируется на графике абсолютных времен $\Delta t_{S_2}(t)$, и наоборот. Характерно, что максимальным значениям $\tau(t)$ соответствуют коровые землетрясения. Например, пики 23.02.98 (54-й день), 23.05.98 (143-й день), 06.06.98 (157-й день), 27.09.98 (270-й день) связаны с землетрясениями с глубиной очага 24, 13, 24, 10 км, соответственно. Это позволяет считать, что основные изменения напряженного состояния при подготовке сильных землетрясений для исследованного периода связаны с изменениями в земной коре. В периоды сравнительной сейсмической стабильности (или стабильности поведения направления азимута быстрой волны) значительных расхождений в разнице времен прихода поперечных волн от коровых и мантийных землетрясений не наблюдается.

Полученные значения коэффициента анизотропии в интервале 0.01-0.025 соответствуют данным для земной коры других регионов. Наибольших значений коэффициент анизотропии достигает в земной

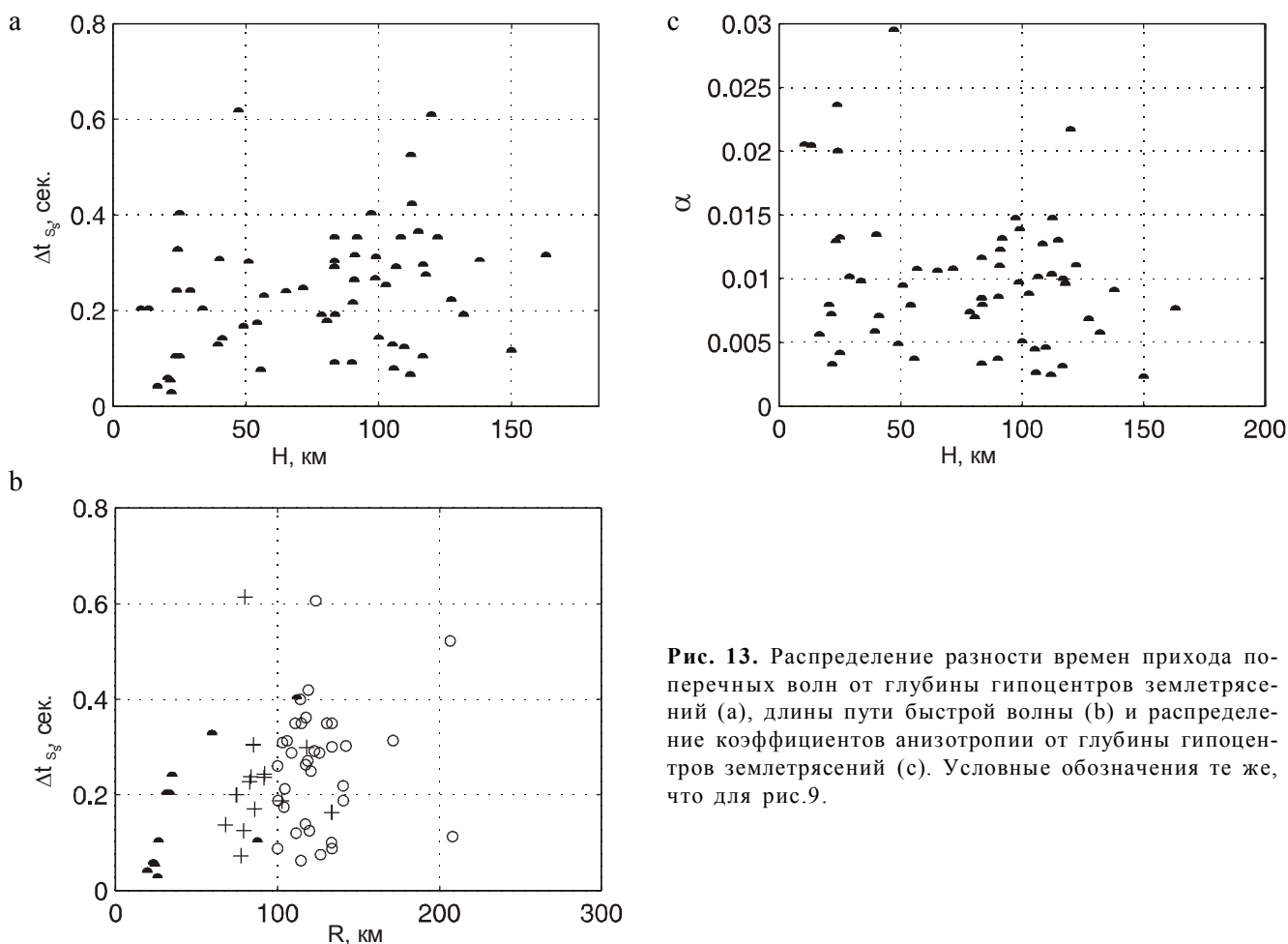


Рис. 13. Распределение разности времен прихода поперечных волн от глубины гипоцентров землетрясений (а), длины пути быстрой волны (б) и распределение коэффициентов анизотропии от глубины гипоцентров землетрясений (с). Условные обозначения те же, что для рис.9.

коре на глубине 25 км (рис. 13с). С увеличением глубины коэффициент анизотропии уменьшается, стабилизируясь на значениях $\alpha \approx 0.01$, а затем возрастает до 0.015 в области глубин 80-120 км. В области глубин 35-70 км наблюдается уменьшение значения α , что свидетельствует об отсутствии анизотропии или более низких значениях коэффициентов анизотропии в нижней коре и верхней мантии. Возрастание коэффициента анизотропии в области глубин 80-120 км может свидетельствовать о возможном существовании здесь анизотропного слоя.

Проведено исследование локализации анизотропного слоя в области станции Петропавловская по разности времен прихода поперечных волн. На рис. 13 представлены графики распределения Δt_{S_s} от глубины гипоцентров землетрясений и пути пробега первой поперечной волны. Плотность распределения гипоцентров в коре, мощность которой определена в 35 км для Камчатского региона [11], достаточно низкая. Разность времен прихода поперечных волн не зависит от азимута на эпицентр землетрясений. В радиусе 70 км эпицентральных расстояний практически не зафиксировано землетрясений в полосе глубин 0-9 км и 26-36 км. В основном, регистрируются землетрясения с глубин больше 80 км. Землетрясения со средних глубин сосредоточены в области глубоководного желоба, т.е. на больших эпицентральных расстояниях от станции Петропавловская. На графике распределения Δt_{S_s} от расстояния R в области коры прослеживается их прямая зависимость с изменением времен прихода поперечных волн от 0.032 с до 0.24 с. Верхнее значение $\Delta t_{S_s}(t)$ близко к значениям $\Delta t_{S_s}(t)$ от землетрясений с глубин 21-23 км. Поэтому граница 25 км может быть выбрана как нижняя граница анизотропного слоя в глубинном разрезе в районе станции Петропавловская. Верхняя граница не зафиксирована, но на записях для землетрясений с глубины 10 км отмечается расщепление поперечных волн со значениями $\Delta t_{S_s}(t)$ до 0.2 с. Это заставляет считать, что верхняя граница находится значительно выше 10 км. Проведена оценка линейной зависимости $\Delta t_{S_s}(t)$ от t_{S_1} для данных по различным интервалам глубин гипоцентров. Максимальная корреляция отмечается для корового интервала, для которого зависимость выражаются как: $\Delta t_{S_s} = 0.0123 \cdot t_{S_1}$. Для следующих глубинных слоев значения коэффициентов анизотропии уменьшают-

ся. Средняя степень анизотропии верхнего слоя земной коры мощностью в 25 км оценивается в 1-2%.

ВЫВОДЫ

Целью предварительного этапа исследований являлось тестирование программы определения динамических и кинематических характеристик на экспериментальном материале, статистический анализ и обработка полученных данных для оценки проявления анизотропии. Основные результаты предварительного этапа исследований могут быть сформулированы следующим образом.

1. Среднее направление азимута смещения в быстрой поперечной волне за период 1998 года составляет 80-90°СВ. Выделяется дополнительный локальный максимум азимута смещения в направлениях 110-120°СВ. Выделено три цикла в изменении направления поляризации быстрой поперечной волны за исследуемый период.

2. По разности времен прихода поперечных волн оценена нижняя граница анизотропного слоя в области станции Петропавловская. Анизотропный слой располагается в земной коре с нижней границей на глубине 25 км. Среднее значение коэффициента анизотропии 25 км слоя оценивается в 1-2%.

3. По характеру изменения времен прихода поперечных волн можно предполагать, что основные изменения напряженного состояния при подготовке сильных землетрясений для исследованного периода происходят в земной коре. В периоды сравнительной сейсмической стабильности (или стабильности поведения направления азимута быстрой волны) значительных расхождений в разнице времен прихода поперечных волн от коровых и мантийных землетрясений не наблюдается.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 99-05-64863). Авторы выражают благодарность Камчатской Опытно-методической Сейсмологической Партии ГС РАН за предоставление сейсмологического материала, а также особую благодарность В.И. Левиной за помощь при работе с каталогами землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277 с.
2. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. Об изменении пространственного положения элементов упругой симметрии анизотропных горных пород под давлением // Физика Земли. 1999. № 5. С. 40-46.
3. Краснова М.А., Чесноков Е.М. Об изменении поляризации поперечных волн в земной коре Камчатского региона по данным местных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 138-148.

4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
5. Упругая анизотропия и палеонапряжения в разрезе СГ-3 // Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследования. М.: Технонефтегаз, 1998. С. 208-219.
6. Чесноков Е.М., Краснова М.А., Абасеев С.С. и др. Изучение поляризации поперечных волн от местных землетрясений малых энергий // Сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1992. С. 34-48.
7. Crampin S. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: An Overview // J. Geophys. Res. 1990. V. 95, N B7. P. 11105-11114.
8. Crampin S. Wave propagation through fluid-filled inclusions of various shapes: interpretation of extensive-dilatancy anisotropy // Geophys. J. Int. 1991. N 104. P. 611-623.
9. Crampin S., J.H. Lovell A decade of shear wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what we should do next? // Geophys. J. Int. 1991. N 107. P. 387-407.
10. Crampin S. A successful stress-forecast earthquake // Geophys. J. Int. 1999. N 138. P. F1-F5.
11. Gorbатов A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. N 137. P. 269-279.
12. Hudson J.A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks // Geophys. J.R.A.S. 1981. N 64. P. 133-150.

Поступила в редакцию 1 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Shear wave splitting study on Kamchatka Peninsula from earthquakes of 1998

M.N. Luneva, D.V. Droznin, V.E. Ovchinnikov

A technique for analyzing and processing of shear wave splitting is proposed. Based on this technique parameters of direct compressional and shear waves from small energy crustal and mantle earthquakes were investigated for the period of 1998 near the city of Petropavlovsk-Kamchatskiy. The temporal variations in the leading shear wave polarization and travel time difference between leading and slower shear waves were examined. The location of anisotropic layer and its velocity anisotropy coefficient were estimated. A correlation is observed in variation behavior between the leading shear wave polarization and regional seismic regime.

**АНОМАЛИИ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ
СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ, И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ
В ЯНО-КОЛЫМСКОМ ЗОЛОТОНОСНОМ ПОЯСЕ**

С.В. Ворошин, В.М. Шарафутдинов, Е.Э. Тюкова

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

В статье обсуждаются потенциальные возможности применения петромагнитных методов исследования для поисков и разведки оруденения в Яно-Колымском золотоносном поясе. Рассматриваются две группы магнитных аномалий, позволяющие проводить региональное и локальное прогнозирование. Региональный прогноз основывается на факте локализации золото-кварцевого оруденения над поверхностью пирит-пирротинового перехода в терригенных породах и, следовательно, на резком изменении магнитных свойств пород. Возможности локального прогноза обусловлены увеличением петромагнитных характеристик в ближайших околорудных ореолах. Интерпретация этого явления только с точки зрения влияния палеотемпературных факторов на петромагнитные параметры противоречит минералогическим данным, поэтому для объяснения механизма возникновения околорудных магнитных аномалий использован принцип суперпозиции палеотемпературного и геохимического полей. Носителями аномальных магнитных свойств могут выступать сульфоарсениды кобальта, которые служат репером околорудных зон в золото-кварцевых и самих рудных тел в золото-редкометалльных месторождениях.

Ключевые слова: терригенные отложения, золотое оруденение, сульфиды, прогноз, петромагнитные методы, Яно-Колымский пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Яно-Колымский золотоносный пояс является крупнейшей металлогенической единицей на Северо-Востоке Азии и расположен в одноименной системе мезозойской складчатости (рис. 1). С начала 30-х годов в пределах пояса было добыто более 2500 т золота, в котором доля рудной составляющей не превышает 5% [9]. В настоящее время, в связи с истощением запасов россыпей, внимание геологов сосредоточено на развитии рудных объектов. Так как территория относится к числу хорошо изученных, то на первый план выдвигаются дистанционные методы поиска и разведки рудных тел, в частности - геофизические. Выбор оптимального комплекса геофизических методов для поисково-разведочных целей относится к числу актуальных проблем и для других поясов золотоносности, приуроченных к терригенным (турбидитным) отложениям.

Основу выработки прогнозно-поисковых критериев составляет реконструкция механизмов образования корреляционных связей между зонами аномальных значений петрофизических параметров и участками оруденения. Петроплотностные и петро-

магнитные характеристики горных пород относятся к наиболее часто измеряемым параметрам. Причем последние гораздо более чувствительны к внешним воздействиям. Например, нагрев породы до 150-200°C с последующим охлаждением до первоначальной температуры практически не оказывает влияния на плотностные характеристики породы, но приводит к значительному изменению ее магнитных свойств. Экспериментальные исследования влияния термального воздействия на магнитную восприимчивость (χ) различных типов горных пород при температурах, соответствующих природному прогреву, свидетельствуют, что, начиная со 100°C, магнитная восприимчивость изменяется по различным закономерностям. Однако в интервале 275-325°C у всех типов пород наблюдается резкое увеличение магнитной восприимчивости с последующим её уменьшением при дальнейшем прогреве [6, 16]. Влияние даже небольшого нагрева горной породы на её остаточную намагниченность также велико, что экспериментально подтверждено в классических работах по петромагнетизму [11, 19]. С другой стороны, в природных условиях температура далеко не всегда выступает в качестве главной причины изменения петрофи-

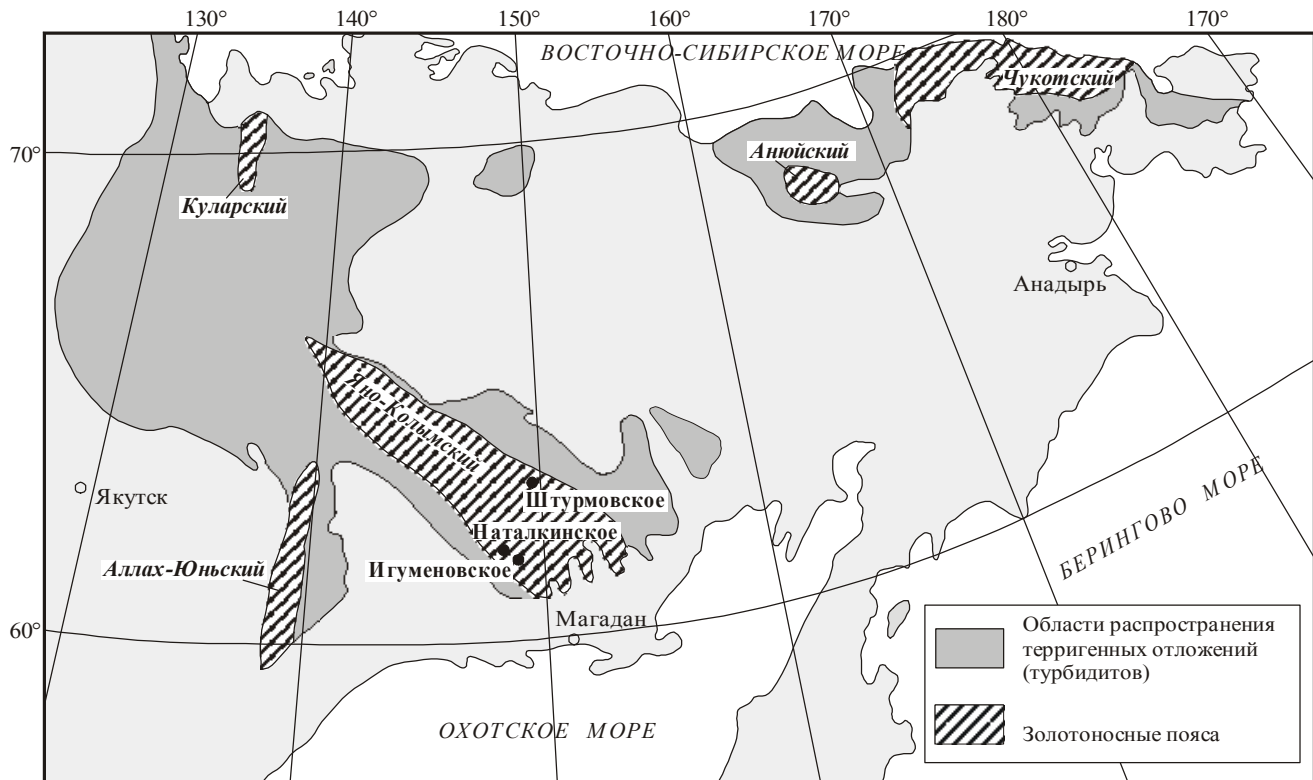


Рис. 1. Схема расположения золотоносных поясов, приуроченных к терригенным толщам, на Северо-Востоке Азии. Показаны месторождения, данные по которым обсуждаются в статье.

зических параметров горных пород. При гидротермальных процессах взаимодействия типа «флюид-порода» также могут приводить к резкому изменению магнитных свойств пород. Таким образом, петромагнитные параметры являются оптимальной петрофизической характеристикой для реконструкции процессов преобразования вещества горных пород при гидротермальном рудообразовании, а образование магнитных аномалий можно с долей условности рассматривать как результат суперпозиции двух типов процессов - температурного и гидротермального (или палеотемпературного и геохимического полей).

Один из наиболее важных вкладов в природу магнитных аномалий в Яно-Колымском золотоносном поясе вносит пирротин [5]. Его формирование происходило как при температурном преобразовании пирита [3, 14], так и при кристаллизации из постмагматических гидротермальных растворов [15]. Оба эти процесса связаны с золоторудной минерализацией в регионе. Сульфидная составляющая вмещающих пород и руд наиболее интересна с точки зрения анализа связи магнитных аномалий и золотого оруденения. С этих позиций важно выявить минералы-носители магнитных свойств (сульфиды и суль-

фоарсениды), проанализировать условия их образования и связь с золотым оруденением, а также определить потенциальные возможности применения петромагнитных методов исследования для прогноза оруденения в Яно-Колымском золотоносном поясе.

МЕТОДЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность образцов горных пород определялись стандартными лабораторными методами [8]. По результатам лабораторного изучения выяснялась зависимость между магнитными характеристиками образца и его минеральным составом. Для диагностики ферромагнитных минералов использовался ряд методов, основанных на определении точки Кюри (T_c), то есть температуры перехода ферромагнитного материала в парамагнитное состояние. Наиболее удобный в практическом отношении - терромагнитный анализ, в частности - определение T_c по изменению намагниченности насыщения I_s в процессе прогрева образца горной породы - $I_s(T)$. Полная намагниченность насыщения I_s - это намагниченность ферромагнитной фракции породы в поле насыщения. Величина I_s образца горной породы за-

висит от состава и концентрации ферромагнитных минералов [12]. Использование кривых $I_s(T)$ вместо $I_{rs}(T)$ (I_{rs} - максимально возможная величина остаточной намагниченности образца горной породы, созданная в поле магнитного насыщения) обусловлено тем, что вид кривой $I_s(T)$ определяется только составом ферромагнитной фракции и не зависит от структурных особенностей магнитных зерен (например, наличие двух групп зерен одного минерала, резко отличающихся друг от друга по размерам), в отличие от $I_{rs}(T)$ [11].

Измерения магнитной восприимчивости проводились на приборе KLY-2 из предварительно раздробленных проб. Намагниченности насыщения и точки Кюри определялись также по раздробленным пробам на приборе СВМ-5 в интервале 20-800°C с напряженностью намагничивающего поля 410 Э. Остаточная намагниченность измерялась по кубическим образцам (методика трехосная) на рок-генераторе JR-4. Диагностика рудных минералов и изучение их соотношения друг с другом осуществлялись в полированных шлифах и гравиконцентрах раздробленных пород. Состав минералов определялся на микрорентгеноспектральном анализаторе "Самебах" и с помощью рентгеновской дифрактометрии. Условия измерений отражены в примечаниях к таблицам.

Комплексообразование специализированных петромагнитных и минералогических исследований позволило определить минералы породы, ответственные за аномальное магнитное поле, и продвинуться в расшифровке его генезиса.

ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С АНОМАЛЕОБРАЗУЮЩИМИ ОБЪЕКТАМИ

Золотое оруденение в рассматриваемом регионе относится к двум главным типам: золото-кварцевому и золото-редкометалльному [18]. Выделение этих двух типов базируется на различиях в составе минеральных ассоциаций, присутствии в золото-редкометалльных месторождениях таких минералов, как касситерит, вольфрамит, молибденит, сульфиды, сульфотеллуриды и теллуриды висмута. Золото-кварцевые месторождения являются главным промышленным и россыпеобразующим типом в регионе. Золото-редкометалльные месторождения не имеют пока самостоятельного промышленного значения.

Пространственное размещение золото-кварцевых месторождений определяется локализацией большей части объектов в непосредственной близости от биотитовой изограды регионального прогрессивного метаморфизма над фронтом пирротинизации пирита в осадочных породах [3]. Это положение свойственно и другим металлогеническим провинциям с терригенными вмещающими породами [7]. Ис-

ключение составляют лишь те месторождения, в которых наблюдается метаморфизм самих рудных тел в результате продвижения фронта метаморфизма уже после формирования оруденения. В Яно-Колымском поясе к ним относятся Игуменовское, Клин, Восточное и ряд других. Пирротинизация пирита в осадочных породах и мобилизация флюидов и рудных компонентов золото-кварцевого оруденения - следствия одного процесса, а именно - прогрессивного метаморфизма вмещающих пород. Преобразование пирита в пирротин обуславливает резкое увеличение магнитных характеристик вмещающих пород, следовательно, золото-кварцевая минерализация сконцентрирована над поверхностью скачкообразного изменения петромагнитных параметров.

Золото-редкометалльные месторождения связаны с гранитоидным магматизмом, поэтому даже если рудные тела локализуются в терригенных породах, то только в околоинтрузивных зонах, где под действием теплового поля произошла инверсия пирита в пирротин. Следовательно, наиболее вероятная область локализации золото-редкометалльной минерализации - ниже поверхности уменьшения магнитных характеристик в терригенных толщах.

Носителями аномальных магнитных свойств собственно рудных тел и околорудных ореолов могут служить, кроме пирротина, сульфоарсениды кобальта. Эти минералы непосредственно связаны с ранними стадиями золоторудного процесса [4], то есть представляют собой эффективный репер для поиска самих рудных тел. Кроме того, сульфоарсениды кобальта характерны как для золото-кварцевых, так и для золото-редкометалльных месторождений. Для золото-редкометалльных месторождений факт присутствия сульфоарсенидов кобальта в рудах известен давно. Они входят в состав ранней леллингит-арсенипиритовой ассоциации. Например, на месторождении Эргелях с арсенипиритом и леллингитом ассоциируют кобальтсодержащий леллингит, глаукодит и кобальтин [13]. Присутствие сульфоарсенидов кобальта в золото-кварцевых месторождениях не является широко известным фактом. Это связано, прежде всего, с условиями локализации этих минералов и сложностью их диагностики. Первые сведения о наличии кобальтина на золото-кварцевых месторождениях Яно-Колымского пояса были получены на Наталкинском месторождении [2, 20]. Проведенные нами поисковые исследования позволяют утверждать наличие сульфоарсенидов кобальта во всех золото-кварцевых месторождениях региона, хотя и в очень небольшом количестве относительно арсенипирита. Обычные условия локализации кобальтсодержащих фаз - это микрокристаллические включения в пирите во внешних зонах ореолов арсенипиритизации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения состава и магнитных характеристик пирротина в зависимости от степени контактового метаморфизма был выбран Пионерский рудный узел [15]. Точки отбора проб показаны на рис. 2, результаты приведены в табл. 1. Четкой закономерности состава и модификаций минерала от геологической позиции нет, хотя можно говорить о тенденции увеличения железистой компоненты в пирротине по мере приближения к контакту с гранитоидами (или увеличению степени ороговикования). Отсутствие четкой зависимости может быть связано с неопределенностью положения контакта гранитоидов, так как мы фиксируем его только на поверхности, а положение и форма гранитоидов на глубине определены недостаточно точно. Пирротины моноклинной сингонии типичны для более удаленных от контакта проб или для внешних зон роговиков. Кроме того, моноклинной модификацией представлены пирротины, которые образовались за счет постмагматического гидротермального процесса, а не температурного метаморфизма. В частности, моноклинные пирротины характерны для гидротермальных образований в самих гранитоидах. Присутствие наряду с метаморфогенными наложенных гидротермальных постмагматических пирротин может быть еще одной причиной нарушения закономерности расположения модификаций этого минерала в зависимости от расстояния до контакта с интрузиями.

Диапазоны изменения петромагнитных характеристик зеленосланцевоизмененных терригенных пород с пиритом и ороговикованных пирротинизированных турбидитов иллюстрируются на примере вмещающих толщ Штурмовского рудного узла, где золото-кварцевая минерализация распространена как в зонах роговиков, так и за их пределами, и практически отсутствуют постгранитные гидротермальные образования (табл. 2, рис. 3). Отчетливо видно, что пирротинизированные породы имеют значения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, как минимум на порядок превышающие аналогичные показатели в менее метаморфизованных образованиях. В то же время, существуют области перекрытия между группами пород с пиритом и пирротинном.

Поведение петромагнитных параметров в сечении «вмещающие терригенные породы - околорудные метасоматиты - руды» было изучено вдоль профиля, пересекающего несколько рудных зон и межрудных интервалов в подземных горных выработках на горизонте 600 м (рассечки 33 и 34) Наталкинского месторождения, в пределах которого не устанавливается явных признаков контактового метаморфизма. Результаты измерений вместе с данными о содержании золота и кобальта приведены в таблице 3 и на

рис. 4. На рисунке отражен самый выразительный интервал изменения магнитных свойств горных пород. Некоторое несоответствие между описанием проб для петромагнитного анализа и содержанием золота в таблице связано с тем, что в таблице использованы данные разведочного опробования, которое проводилось бороздами длиной 1 м, а петрофизические измерения проводились из небольших штучных проб. Сами рудные тела никак не отражаются в величинах петромагнитных параметров, в то же время для их экзоконтактовых частей фиксируются резкие возрастания магнитных свойств пород. График поведения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости наглядно демонстрирует, что наибольшие значения этих параметров характерны для интервала содержаний золота от 0,3 до 1,0 г/т. Другими словами, положительные аномалии фиксируются в ближайших околорудных областях (рис. 5).

Фиксация кобальтовых минералов петромагнитными методами происходит в процессе измерения намагниченности насыщения при нагревании. Для ряда образцов было установлено, что после прогрева до 800°C они продолжали сохранять часть намагниченности насыщения. Такое поведение свидетельствует о том, что в этих образцах присутствует минерал с точкой Кюри (T_c) выше 800°C. Одним из немногих элементов с $T_c > 800^\circ\text{C}$ является кобальт ($T_c = 1140^\circ\text{C}$), поэтому логично предположить, что именно сульфоарсениды кобальта ответственны за аномальное поведение образцов при нагревании.

Содержания кобальта в рудах и околорудных ореолах золото-кварцевых месторождений не имеют четкой зависимости от интенсивности минерализации (табл. 3). По-видимому, его вхождение в структуру сульфоарсенидов играет решающую роль для реализации в аномальных значениях петрофизических свойств пород. На месторождениях Омчакского рудного узла выборочно проанализированы кобальтсодержащие сульфоарсениды (табл. 4). Кроме преимущественно кобальтовых фаз для этой группы месторождений также характерны кобальтсодержащий арсенопирит (данаит) и кобальтистый герсдорфит. Причем отмечаются широкие вариации составов кобальт-никелевых минералов, как в пределах одного рудного тела, так и в пределах одного образца.

Для золото-редкометалльных месторождений повышенное содержание кобальта также отмечается в арсенопирите и леллингите, причем участки, обогащенные этим элементом, обычно локализируются в виде микровключений в пределах одного кристалла. Характерны широкие вариации в содержании кобальта в сульфоарсенидах в пределах одного и того же рудного тела. В качестве примера приводится со-

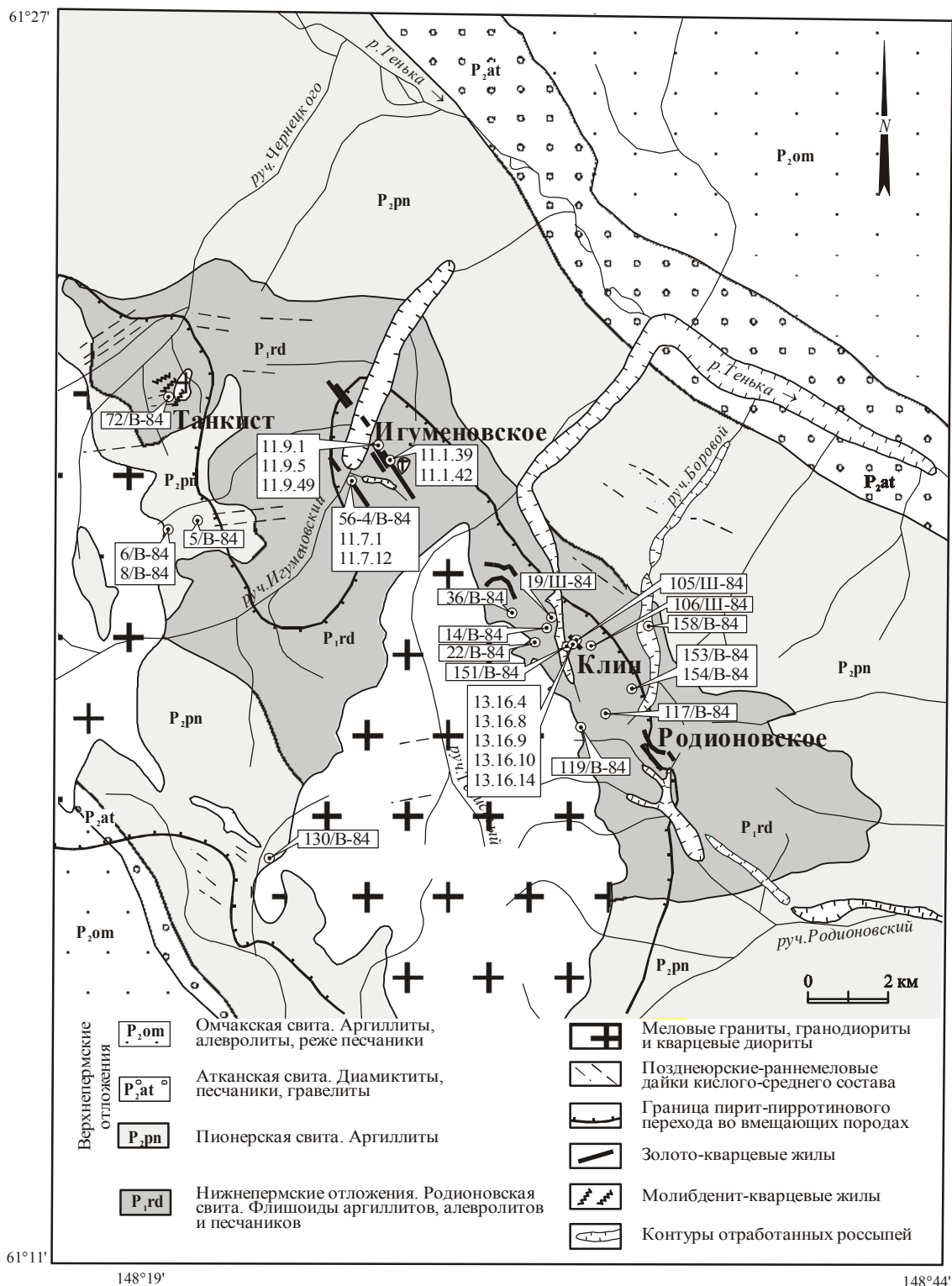


Рис. 2. Схема расположения точек опробования пирротиновой минерализации в Пионерском рудном узле. Номера проб соответствуют таблице 1.

Таблица 1. Структурная модификация и состав пирротинов из гранитоидов и зон ороговикования в Пионерском рудном узле (данные отсортированы по содержанию железа).

№ обр.	Структурная модификация	Fe, ат.%	N _{Fe}	Характеристика	Расстояние до контакта с гранитоидами
11.1.42	Моноклинная	46,09	0,922	Пирротин в кварцевом прожилке в роговиках. Отвал штольни по рудному телу 2-3. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
11.1.39	Моноклинная + Гексагональная	46,25	0,925	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Отвал штольни по рудному телу 2-3. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
11.9.1	Моноклинная	46,25	0,925	Пирротин в кварцевом прожилке в гранитоидах. Отвал штольни по рудному телу 4. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
11.9.5	Моноклинная	46,25	0,925	Пирротин в кварцевом прожилке в гранитоидах. Отвал штольни по рудному телу 4. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
11.7.12	Моноклинная	46,28	0,926	Сульфидно-кварцевая жила брекчиевого строения в роговиках. Отвал штольни по рудному телу 1. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
11.9.49	Моноклинная	46,38	0,928	Кварцевая жила с пирротинном, молибденитом, пиритом и халькопиритом в гранитоидах. Отвал штольни по рудному телу 4. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
13.16.9	Моноклинная + Гексагональная	46,41	0,928	Окварцованная осадочная порода с вкрапленностью пирротина, арсенопирита, леллингита, золота и халькопирита. Месторождение Клин-Тенистое.	1100 м
11.7.1	Моноклинная	46,52	0,930	Кварцевая жила с пирротинном, золотом, арсенопиритом, леллингитом, халькопиритом. Отвал штольни по рудному телу 1. Месторождение Игуменовское.	Нет данных
13.16.10	Моноклинная + Гексагональная	46,52	0,930	Ороговикованная кварцевая жила с пирротинном. Месторождение Клин-Тенистое.	1100 м
13.16.14	Моноклинная + Гексагональная	46,52	0,930	Пирротин в эндоконтакте ороговикованной кварцевой жилы. Месторождение Клин-Тенистое.	1100 м
13.16.4	Гексагональная + Моноклинная	46,69	0,934	Ороговикованная кварцевая жила с вкрапленностью пирротина. Месторождение Клин-Тенистое.	1100 м
106/Ш-84	Моноклинная	46,81	0,936	Роговик с вкрапленностью пирротина. Руч.Клин.	1500 м
105/Ш-84	Моноклинная	46,82	0,936	Ороговикованная кварцевая жила с пирротинном, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. Руч.Клин.	1200 м
158/В-84	Моноклинная	46,82	0,936	Птигматитовая кварцевая жила с пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом в неороговикованных породах. Руч.Боровой.	более 3000 м
153/В-84	Моноклинная	46,85	0,937	Ороговикованная кварцевая жила с пирротинном, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Руч.Боровой.	1500 м
154/В-84	Моноклинная + Гексагональная	46,89	0,938	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Руч.Боровой.	1500 м
19/Ш-84	Моноклинная + Гексагональная	46,92	0,938	Ороговикованная кварцевая жила с пирротинном. Руч.Клин.	1000 м
13.16.8	Гексагональная	47,13	0,943	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Месторождение Клин-Тенистое.	1100 м
13.20.2	Гексагональная	47,43	0,949	Пирротин в роговиках. Месторождение Клин-Тенистое.	нет данных
6/В-84	Гексагональная	47,55	0,951	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Левобережье руч.Игуменовский.	100 м
5/В-84	Гексагональная	47,55	0,951	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Левобережье руч.Игуменовский.	700 м
8/В-84	Гексагональная	47,61	0,952	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Левобережье руч.Игуменовский.	100 м
56/4-В-84	Гексагональная	47,62	0,952	Пирротин в актинолитизированных роговиках. Отвал штольни по рудному телу 1. Месторождение Игуменовское.	Нет данных

Продолжение таблицы 1.

№ обр.	Структурная модификация	Fe, ат. %	N _{Fe}	Характеристика	Расстояние до контакта с гранитоидами
117/В-84	Гексагональная	47,62	0,952	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Верховья руч.Клин.	900 м
72/В-84	Гексагональная	47,62	0,952	Выделения пирротина неправильной формы в роговиках. Месторождение Танкист.	около 100 м
151/В-84	Гексагональная	47,62	0,952	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Руч. Клин.	1000 м
22/В-84	Гексагональная	47,68	0,954	Выделения пирротина неправильной формы в роговиках. Левобережье руч.Клин.	100 м
219/В-84	Гексагональная	47,68	0,954	Вкрапленность пирротина в ороговикованных обломках в кварцевой жиле. Руч.Обратный.	300 м
14/В-84	Гексагональная	47,68	0,954	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Руч. Клин.	600 м
36/В-84	Гексагональная	47,75	0,955	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Водораздел руч. Клин-Тенистый.	250 м
130/В-84	Гексагональная	47,75	0,955	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Верховья руч.Звонящий.	100 м
119/В-84	Гексагональная	47,79	0,956	Псевдоморфозы пирротина по пириту в роговиках. Верховья руч.Клин.	около 10 м

Примечание. Анализ выполнен на установке ДРОН-2,0, $\lambda\text{Fe}_{K\alpha}$, $\nu=0,5^\circ/\text{мин.}$, аналитик Т.И. Махоркина, СВКНИИ.

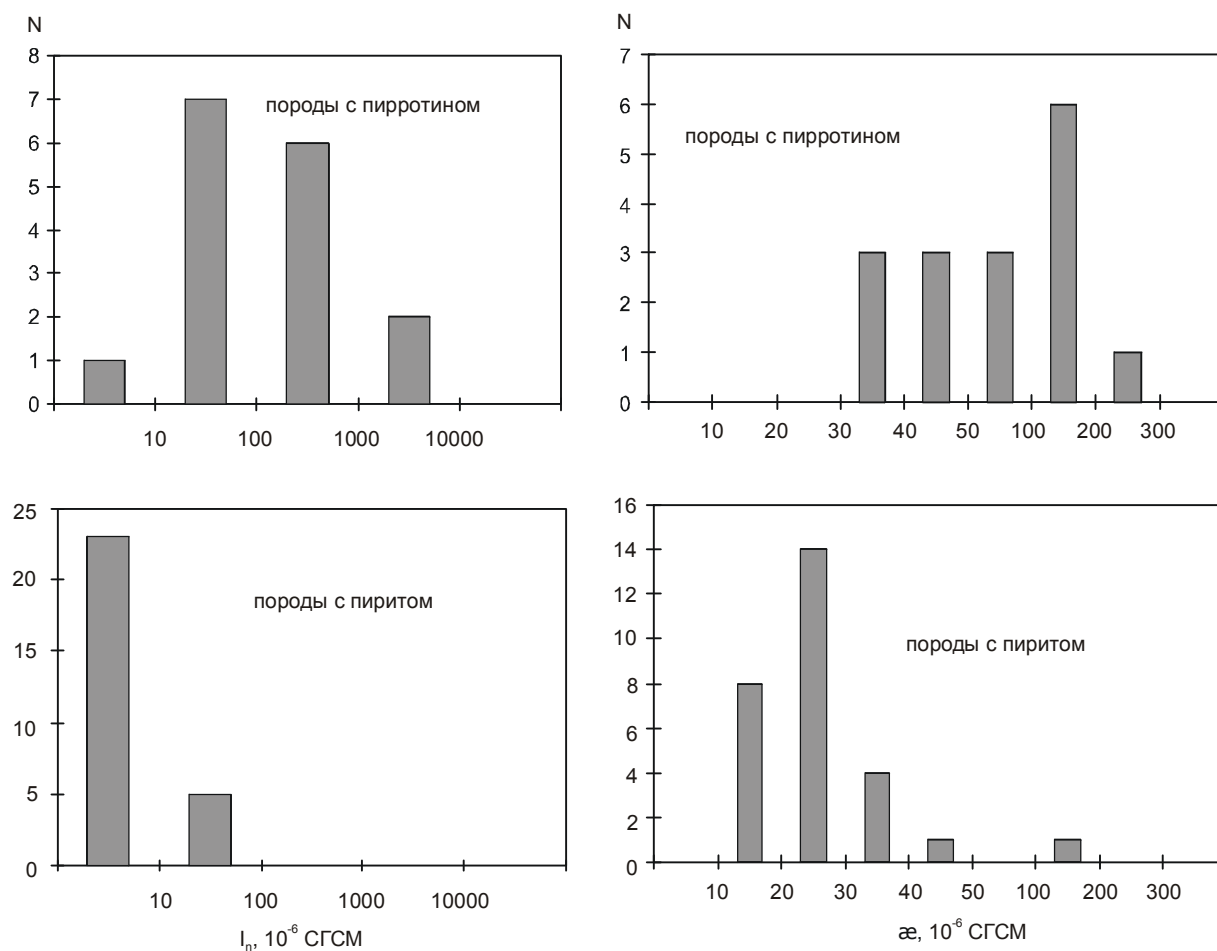


Рис. 3. Диапазоны изменения магнитной восприимчивости (χ) и остаточной намагниченности (I_n) в метаморфизованных терригенных породах (турбидитах) с пиритом и пирротинном в Штурмовском рудном узле.

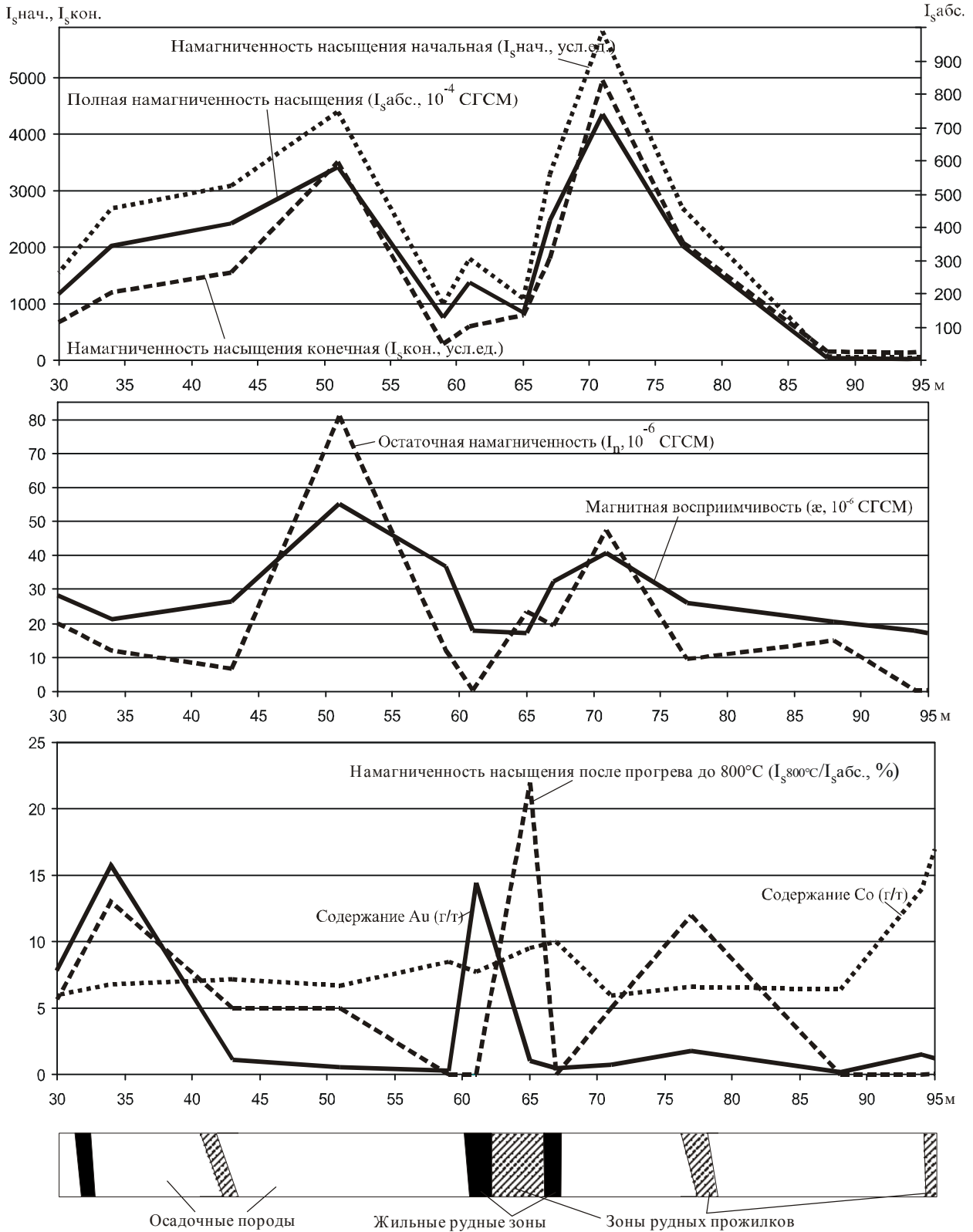


Рис. 4. Графики изменения петромагнитных характеристик, а также содержаний золота и кобальта по сечению "вмещающие терригенные породы – околорудные метасоматиты – руды" в рассечках 33 и 34 горизонта 600 м Наталкинского месторождения. Расстояние в метрах соответствует второму столбцу таблицы 3.

Таблица 2. Петромагнитные характеристики юрских терригенных пород Штурмовского рудного узла в зависимости от типа метаморфизма и сульфидной минерализации.

№ обр.	I_n (10^{-6} СГСМ)	α (10^{-6} СГСМ)	Преобладающий сульфид	Тип метаморфизма
173А	12,9	43,8	Пирротин	Контактовый
173В	9,4	42,6	Пирротин	Контактовый
174А	51,3	63,9	Пирротин	Контактовый
174В	49,3	54,9	Пирротин	Контактовый
178А	251,4	148,6	Пирротин	Контактовый
178В	295,4	145,8	Пирротин	Контактовый
179А	7995,2	117,5	Пирротин	Контактовый
179В	1592,2	66,9	Пирротин	Контактовый
183А	26,9	34,4	Пирротин	Контактовый
183В	37,9	41,5	Пирротин	Контактовый
184А	168,6	174,4	Пирротин	Контактовый
184В	224,7	264,3	Пирротин	Контактовый
185А	116,4	32,4	Пирротин	Контактовый
185В	102,5	31	Пирротин	Контактовый
191А	63,6	101,9	Пирротин	Контактовый
191В	87,3	101,2	Пирротин	Контактовый
196А	1,4	31,6	Пирит	Зеленосланцевый
196В	1,3	33,8	Пирит	Зеленосланцевый
199А	49,9	44,7	Пирит	Зеленосланцевый
199В	17,6	102	Пирит	Зеленосланцевый
152А	0,8	25,8	Пирит	Зеленосланцевый
152В	0,5	24,2	Пирит	Зеленосланцевый
153А	8,7	23,5	Пирит	Зеленосланцевый
153В	3,5	25	Пирит	Зеленосланцевый
154А	39,3	26,9	Пирит	Зеленосланцевый
154В	40,7	21,6	Пирит	Зеленосланцевый
159А	2,1	38,2	Пирит	Зеленосланцевый
159В	1,1	35,6	Пирит	Зеленосланцевый
160А	1,8	12,2	Пирит	Зеленосланцевый
160В	1,5	10,5	Пирит	Зеленосланцевый
151А	0,4	25,6	Пирит	Зеленосланцевый
151В	0,2	24,2	Пирит	Зеленосланцевый
155А	4,1	16	Пирит	Зеленосланцевый
155В	3,6	16,5	Пирит	Зеленосланцевый
161А	0,7	25,5	Пирит	Зеленосланцевый
161В	0,6	25,6	Пирит	Зеленосланцевый
164А	0,2	14,4	Пирит	Зеленосланцевый
164В	15,2	16,4	Пирит	Зеленосланцевый
165А	5,6	25,4	Пирит	Зеленосланцевый
165В	6,7	25,3	Пирит	Зеленосланцевый
166А	2,8	14,6	Пирит	Зеленосланцевый
166В	6,5	14,2	Пирит	Зеленосланцевый
167А	1,1	22,7	Пирит	Зеленосланцевый
167В	1,3	22,1	Пирит	Зеленосланцевый

Примечание. Измерения выполнены Шарафутдиновой Л.В. на аппаратуре JR-4, KLY-2 в СВКНИИ ДВО РАН.

став кобальтсодержащих арсенопирита и леллингита из жилы № 6 месторождения Школьное (табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим два типа аномалий, связанных с сульфидной минерализацией и соответствующих региональным и локальным процессам формирования золотого оруденения.

Образование *региональных аномалий* обусловлено метаморфическими реакциями преобразования пирита в пирротин. Сам по себе процесс пирит-пирротинного перехода в природных условиях не прост. Реакция фазового перехода сопровождается высвобождением серы, которая связывается в виде новообразованных сульфидов, преимущественно также в пирротине. Это явление впервые было зафиксировано в регионе П.И. Скорняковым [14]. Существование многочисленных модификаций пирротина приводит к различному вкладу каждой из них в аномальное магнитное поле. Фазовые взаимоотношения и кинетика химических превращений в системе Fe-S таковы, что состав и свойства пирротинов в породах в современных обстановках не отражают в полной мере условия их образования [10]. Несмотря на теоретически различные петромагнитные характеристики зон с различными структурными модификациями пирротина, задача прогноза оруденения сводится к реконструкции поверхности пирит-пирротинного перехода в терригенных породах и выявлению блоков вмещающих пород над ней. Использование данных аэромагнитной съемки для этой цели проблематично из-за того, что они отражают совокупную характеристику пород на глубине, а не только в поверхностном слое. Поэтому наиболее оптимальный путь решения этой задачи - измерение петромагнитных свойств не окисленных в поверхностных условиях образцов горных пород с последующим моделированием поверхности пирит-пирротинного перехода на глубину.

Методологические подходы к решению задач регионального прогноза золотого оруденения в зонах пирит-пирротинного перехода с помощью петромагнитных характеристик пород рассмотрены на примере других регионов с похожим составом рудовмещающих толщ [1, 7]. Применение данной методологии позволяет лишь ограничить блоки, потенциально благоприятные для золото-кварцевого оруденения, без детализации конкретного местоположения рудных тел.

Образование *локальных аномалий* связано с изменением петромагнитных характеристик пород при формировании собственно рудных тел. При интерпретации явления резкого возрастания значений петромагнитных параметров в околорудных ореолах необходимо помнить, что в процессе гидротермаль-

Таблица 3. Петромагнитные параметры и данные о содержании золота и кобальта в пробах из сечения в крест рудных зон на горизонте 600 м Наталкинского месторождения.

№ пробы	Расстояние от пробы 1 (м)	I_n (10^{-6} СГСМ)	α (10^{-6} СГСМ)	$I_{\text{нач.}}$ (усл. ед.)	$I_{\text{кон.}}$ (усл. ед.)	$I_{\text{з. кон./к. нач.}}$ (%)	$I_{\text{з. асб.}}$ (10^{-4} СГСМ)	$I_{\text{з. 800°C}}$ (10^{-4} СГСМ)	Au (г/т)	Co (г/т)	Характеристика проб
1-1-1	0	43,2	25,3	2400	1370	57	532	0	0,3	10,0	Слоистые алевролиты с послойным линзовидным пиритом.
1-1-2	4	0,8	23,1	2400	1500	63	304	20	4,9	16,0	Слоистые алевролиты с послойным линзовидным пиритом и редкими арсенопирит-кварцевыми прожилками.
1-1-3	9	0,2	20,2	70	100	143	7	56	20,3	13,0	Слой песчаников с сетчатым окварцевания среди слоистых алевролитов. Мощность 0,5 м.
1-1-4	13	6,5	21,9	340	145	42	34	5	2,3	6,1	Окварцованные слоистые алевролиты с послойным линзовидным пиритом. Сетчатые кварцевые прожилки.
1-1-5	19	15,2	26,5	600	400	67	78	44	0,4	23,0	Углеродисто-глинистые тектониты.
1-1-6	27	26,1	33,6	700	300	43	91	0	1,8	5,4	Диамиктиты с мелкими линзами сульфидов (пирит и пирротин) и редкими волосовидными карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-7	34	12,2	21,2	2700	1200	44	342	13	15,8	6,8	Диамиктиты с сульфидами (пирит, пирротин) в виде дисперсной вкрапленности в цементе и более крупных линзовидных выделений, приуроченных к крупным обломкам.
1-1-8	43	6,5	26,4	3100	1550	50	410	5	1,1	7,2	Диамиктиты с мелкими линзами сульфидов (пирит и пирротин) и редкими волосовидными карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-9	51	81,0	55,3	4400	3520	80	580	5	0,6	6,7	Диамиктиты с мелкими линзами сульфидов (пирит и пирротин) и редкими пирит-карбонат-кварцевыми прожилками. Около прожилков - мелкая рассеянная вкрапленность арсенопирита.
1-1-10	59	12,1	36,7	1000	300	30	130	0	0,3	8,5	Окварцованные алевролиты с послойным линзовидным пиритом (\pm пирротин) и арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-11	61	0,3	18,2	1800	600	33	234	0	14,4	7,7	Брекчиевидная кварцевая жила с арсенопиритом и пиритом.
1-1-12	65	23,7	17,2	1100	800	72	143	22	1,0	9,5	Окварцованные алевролиты с послойным линзовидным пиритом (\pm пирротин) и арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками. Около прожилков – мелкий рассеянный арсенопирит.
1-1-13	67	19,6	32,3	3300	1800	55	418	0	0,5	10,0	Окварцованные алевролиты с послойным линзовидными пиритом и пирротинном, рассечены сетчатыми арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками. Около прожилков - мелкий рассеянный арсенопирит.
1-1-14	71	47,6	40,7	5840	4970	85	740	5	0,8	5,9	Диамиктиты с мелкими послойными линзами сульфидов (пирит и пирротин).
1-1-15	77	9,7	26,3	2700	2100	78	342	12	1,8	6,6	Окварцованные алевролиты с послойным линзовидными пиритом и пирротинном, рассечены редкими арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-17	88	15,2	20,7	70	150	214	7	0	0,2	6,4	Диамиктиты с послойными линзами сульфидов (пирит и пирротин) и редкими волосовидными карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-16	94	0,3	18,2	50	130	260	5	0	1,5	14,0	Окварцованные алевролиты с послойным линзовидным пиритом и арсенопирит-карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-18	98	0,1	14,6	50	210	420	5	0	0,3	26,0	Углеродисто-глинистые тектониты с пиритом.
1-1-19	110	10,4	34,6	3000	2100	70	380	0	0,3	7,9	Диамиктиты с послойными линзами сульфидов (пирит и пирротин) и редкими волосовидными сульфидно-карбонат-кварцевыми прожилками.
1-1-20	119	136,0	53,2	18000	10000	56	2286	0	0,2	9,6	Диамиктиты с послойными линзами пирротина и пиритом в виде тонкой рассеянной вкрапленности.
1-1-21	129	424,5	97,3	24000	10000	42	3048	0	0,5	13,0	Сильно сульфидизированные диамиктиты с послойными линзами пирротина и пирита.

Примечание: Измерения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности выполнены Шарафутдиновой Л.В. на приборах KLY-2 и JR-4; термомагнитные параметры проанализированы Габаловым О.С. на СВМ-5. Содержание золота приводится по данным разведочного опробования рудника им.Матросова; анализ кобальта выполнен количественным спектральным анализом ЭКСА. Все анализы произведены в СВКНИИ ДВО РАН.

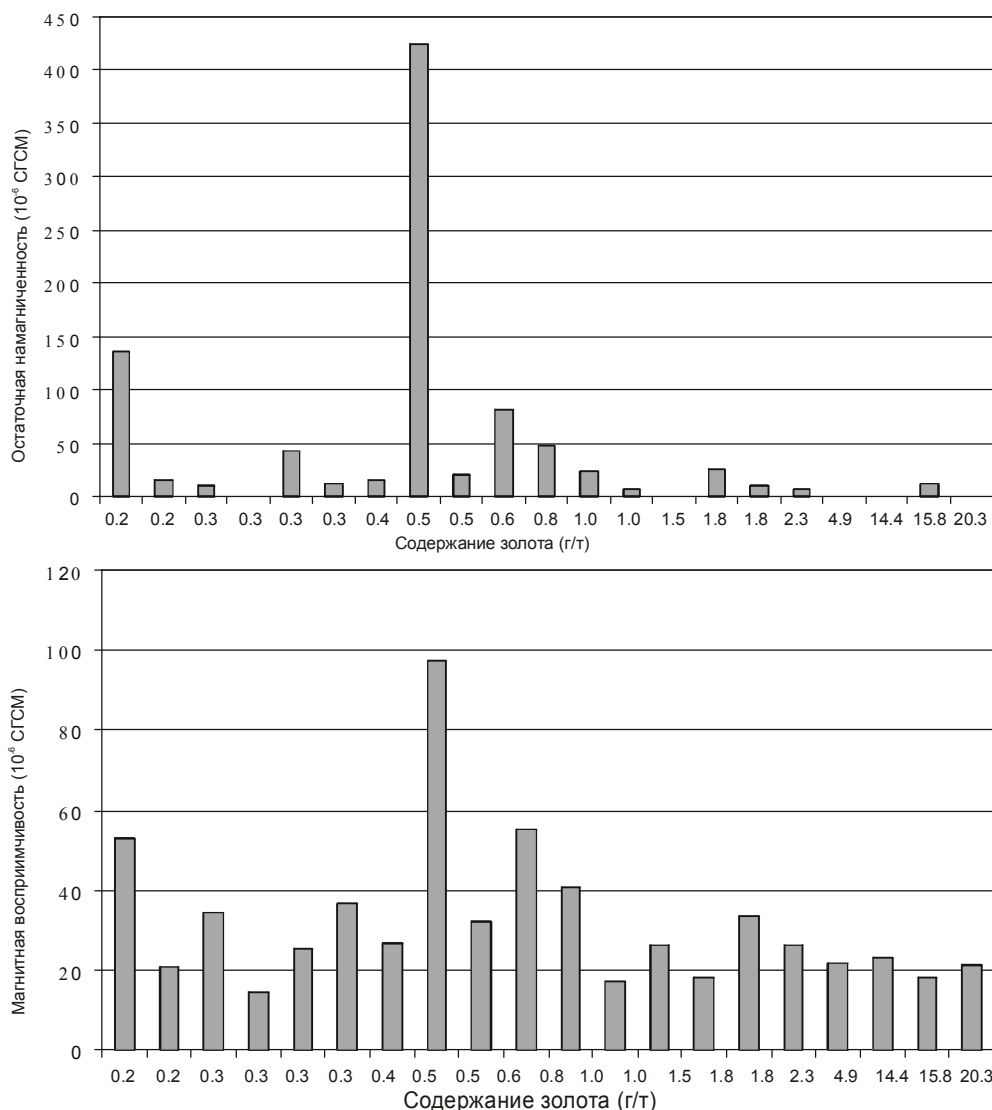


Рис. 5. График изменения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в пробах Наталкинского месторождения в зависимости от содержания золота. Содержания золота по оси X отсортированы от низких значений к высоким.

Табл. 4. Содержание кобальта и никеля в сульфоарсенидах Омчакского рудного узла.

№ образца	Co	Ni	Fe	As	S	Сумма	Структурная формула
2695/В-86	28,8	3,1	4,6	42,2	20,0	98,6	Co _{0,81} Ni _{0,09} Fe _{0,14} As _{0,93} S _{1,03}
2695/В-86	27,8	3,0	5,0	42,0	20,3	98,0	Co _{0,78} Ni _{0,09} Fe _{0,15} As _{0,93} S _{1,05}
2695/В-86	28,6	3,0	4,5	42,5	19,7	98,3	Co _{0,81} Ni _{0,09} Fe _{0,13} As _{0,95} S _{1,03}
701/Ш-86	23,5	6,3	5,8	41,5	21,2	98,3	Co _{0,66} Ni _{0,18} Fe _{0,17} As _{0,91} S _{1,09}
1-1-7	30,6	1,5	3,9	49,9	19,6	99,5	Co _{0,82} Ni _{0,04} Fe _{0,11} As _{1,06} S _{0,97}
1-1-7	1,9	28,4	5,3	43,4	19,8	98,8	Co _{0,05} Ni _{0,80} Fe _{0,16} As _{0,96} S _{1,02}
1-1-7	9,2	15,0	10,0	43,8	20,7	98,7	Co _{0,26} Ni _{0,42} Fe _{0,29} As _{0,95} S _{1,05}
1-1-7	13,6	11,5	10,2	42,1	22,2	99,6	Co _{0,37} Ni _{0,31} Fe _{0,29} As _{0,9} S _{1,12}
1-1-7	18,0	9,4	8,0	44,0	20,0	99,4	Co _{0,5} Ni _{0,26} Fe _{0,24} As _{0,97} S _{1,03}
1-1-21	29,6	1,8	4,2	43,8	20,3	99,7	Co _{0,82} Ni _{0,05} Fe _{0,12} As _{0,96} S _{1,04}
1-1-21	32,6	1,4	3,8	42,3	19,8	99,9	Co _{0,91} Ni _{0,04} Fe _{0,11} As _{0,93} S _{1,01}
1-1-21	5,4	-	28,7	46,7	18,3	99,1	Co _{0,15} Fe _{0,86} As _{1,04} S _{0,95}
1-1-21	4,1	-	30,4	46,6	18,9	100,0	Co _{0,11} Fe _{0,89} As _{1,01} S _{0,98}
1-1-21	3,9	-	30,0	46,5	19,3	99,7	Co _{0,11} Fe _{0,88} As _{1,02} S _{0,99}

Анализ выполнен на микросзонде "Camebax". Условия съемки: напряжение 20 kV, ток пучка 10 нА, время интегрирования сигнала 5 с., аналитические линии K α , (мышьяк-L α). Аналитики Г.А. Меркулов и М.И. Парфенов, СВКНИИ ДВО РАН.

Табл. 5. Содержание кобальта и никеля в арсенопирите и леллингите жилы №6 месторождения Школьное.

№ образца	Co	Ni	Fe	As	S	Сумма	Структурная формула
2498/В-86	1,1	-	31,8	49,5	17,3	99,7	$Co_{0,03}Fe_{0,95}As_{1,11}S_{0,90}$
2500/В-86	1,8	0,1	31,1	49,9	17,6	100,5	$Co_{0,05}Fe_{0,93}As_{1,11}S_{0,90}$
2502/В-86	4,0	0,7	28,3	47,4	17,5	97,9	$Co_{0,11}Ni_{0,02}Fe_{0,86}As_{1,07}S_{0,92}$
2502/В-86	2,0	0,3	31,0	50,2	17,3	100,5	$Co_{0,06}Fe_{0,92}As_{1,11}S_{0,89}$
2506/В-86	1,6	-	31,2	49,1	18,2	100,1	$Co_{0,04}Fe_{0,93}As_{1,09}S_{0,94}$
2517/В-86	7,0	0,5	25,6	48,3	17,7	99,2	$Co_{0,20}Ni_{0,03}Fe_{0,77}As_{1,08}S_{0,92}$
2539/В-86	0,8	-	32,9	46,9	18,7	99,3	$Co_{0,02}Fe_{0,97}As_{1,04}S_{0,96}$
2498/В-86	2,4	-	25,7	70,7	1,5	100,3	$Co_{0,08}Fe_{0,92}As_{1,90}S_{0,09}$
2517/В-86	12,1	1,0	14,4	71,7	0,8	100,1	$Co_{0,42}Ni_{0,03}Fe_{0,53}As_{1,96}S_{0,05}$
2539/В-86	3,9	0,5	23,2	70,7	1,2	99,4	$Co_{0,13}Fe_{0,85}As_{1,94}S_{0,08}$

Анализ выполнен на микросзонде "Camebax". Условия съемки: напряжение 25 кВ, ток пучка 10 нА, время интегрирования сигнала 5 с., аналитические линии для всех элементов К α . Аналитик Г.А.Меркулов, СВКНИИ ДВО РАН.

ного рудообразования изменение магнитных свойств вмещающих пород происходит как за счет температурных преобразований, так и за счет реакций типа «флюид-порода». Примером только палеотемпературного воздействия может служить система «интрузив-вмещающая порода» [17]. На контакте этих двух сред значения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости низкие, затем, по мере удаления от контакта, они растут и достигают максимума на расстоянии $1,5-2,5 \times h$ (где h мощность интрузивного тела), а на дистанции $3-4 \times h$ величины петромагнитных параметров становятся почти равными фоновым значениям вмещающих пород. Аналогичный характер распределения петромагнитных свойств установлен в экзоконтакте рудных жил на Иультинском месторождении [6] и при лабораторных экспериментах [16]. Объяснение такого поведения петромагнитных параметров основано на явлении термоостаточной намагниченности пород при температурах 200-300°C и новообразовании ферромагнитных минералов, в частности пирротина, за счет пирита [17]. Различия в составе и структурных модификациях пирротиниров напрямую обуславливают изменение петромагнитных параметров пород: вблизи контактов наиболее характерен гексагональный немагнитный, а на удалении - моноклинный магнитный пирротин (табл. 1).

Формально достаточно только палеотемпературного воздействия, чтобы получить наблюдаемые закономерности изменения петромагнитных характеристик пород около рудных тел. Тем не менее, интерпретация единственно с точки зрения влияния палеотемпературных факторов для случаев с гидротермальными жилами не годится из-за противоречия с минералогическими данными. Для околорудных метасоматитов и самих жил типичен пирит, а не пирротин, что связано скорее всего с влиянием окислительно-восстановительных условий, в частности истощением буфера $C_{орг.} - CO_2$ при фильтрации растворов через вмещающие породы и преобладанием углекислоты во флюиде. Поэтому одной из причин уменьше-

ния остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости в рудных телах можно считать окисление пирротина до пирита во вмещающих породах под влиянием рудного флюида [21].

Таким образом, причиной изменения магнитных свойств в процессе гидротермального рудообразования является суперпозиция палеотемпературных и геохимических полей. В экзоконтактной зоне главным фактором выступают тепловые поля, а в зоне интенсивной фильтрации растворов - химические процессы при флюидно-породном взаимодействии. При такой интерпретации получают логичное объяснение М-образный характер петромагнитных аномалий для жильных рудных зон (интервал 45-80 м, рис. 4) и понижение петромагнитных параметров в зонах рудных прожилков (интервалы 41-43 м; 63-66 м, 76-77 м и 94-95 м, рис. 4) - на этих участках в связи с малым объемом теплоносителя влияние тепловых полей сводится к минимуму и преобладающим фактором выступает эндогенное окисление пирротина до пирита.

Возможное объяснение локализации кобальтовых сульфоарсенидов в виде микровключений в пирите во внешних зонах ореолов арсенопиритизации сводится к следующему. Формирование арсенопирита в околорудных метасоматитах происходит за счет компонентов пирита при привносе мышьяка [4]. При продвижении фронта мышьяксо-содержащих растворов, в его внешних зонах при низких значениях отношения флюид/порода, первыми вступают в реакцию кобальт и никель и кристаллизуются именно сульфоарсениды этих металлов. И только лишь после поступления избыточного количества мышьяксо-содержащих растворов (за счет железа вмещающих пород) формируется арсенопирит.

Теоретически намагниченность насыщения после прогрева до 800°C ($I_{800^\circ C}/I_{абс.}$, %) должна коррелироваться с содержанием кобальта. В действительности наблюдается слабая положительная корреляция, что может объясняться формами локализа-

ции кобальта в породах. При невысоких содержаниях кобальта в целом, ясно, что доля рассеянной его формы (не входящей в структуру минералов) будет достаточно велика. Другими словами, не весь кобальт, определенный спектральным анализом, входит в состав сульфоарсенидов, следовательно возможны различные формы поведения намагниченности насыщения после прогрева до 800°C, напрямую не связанные с содержанием кобальта. Тем не менее, терромагнитный параметр $I_{800^{\circ}\text{C}}/I_{\text{абс.}}$ может служить индикатором наличия кобальта, входящего в структуру минералов, и опосредованно, учитывая положение сульфоарсенидов кобальта в рудных телах, являться поисковым признаком для оруденения.

Совместный анализ результатов петро- и терромагнитных исследований [17] позволяет оценить величину палеотемпературного воздействия на вмещающие породы в следующих интервалах (табл. 3, рис. 4): 0-47 м - от 100 до 200°C, 47-82 м - от 200 до 350°C, 82-104 м - меньше 100°C, 104-129 м - от 100 до 200°C. Понятно, что выделение интервалов носит условный характер, так как расстояние между отдельными точками опробования достигало 11 м (см. табл. 3) и многие гидротермально минерализованные участки были просто пропущены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сульфидная составляющая пород и руд имеет решающее значение при формировании магнитных аномалий в Яно-Колымском золотоносном поясе. В то же время, образование и преобразование сульфидов тесно взаимосвязаны с собственно золоторудными процессами. Это, а также существование огромного количества разномасштабных магнитометрических данных на рассматриваемую территорию создают реальную перспективу использования аномальных магнитных свойств горных пород для прогнозирования месторождений золота в терригенных толщах.

Для регионального прогноза большое значение имеет пространственная локализация поверхности пирит-пирротинового перехода в терригенных породах. Теоретически петромагнитный метод должен быть одним из наиболее продуктивных для реконструкции этой поверхности в силу большой разницы в магнитных свойствах между пиритом и пирротинном. На практике осложняющим фактором выступает слабая устойчивость сульфидов и особенно пирротина в поверхностных условиях, что приводит к потере первичных свойств горных пород. Поэтому отбор образцов для петромагнитных исследований необходимо проводить в пределах искусственных обнажений, горных выработок или по керну скважин и сопровождать их минералогическим изучением. Непосредственное использование данных аэро-

магнитных и наземных съемок для определения петромагнитных параметров имеет значительную долю неопределенности из-за того, что отражает суммарные магнитные свойства некоторого объема пород, а не поверхностного слоя. Комплексование уже существующих данных с дополнительными измерениями и данными геологического картирования позволяет с высокой степенью достоверности выделять площади пород, находящиеся над поверхностью пирит-пирротинового перехода.

Локальное прогнозирование с помощью петромагнитных критериев до сих пор практически не использовалось, что обусловлено отсутствием явных минералов-реперов оруденения, обладающих аномальными магнитными свойствами. Проведенные исследования показали неоднородность магнитных свойств горных пород в пределах интервалов «вмещающие породы - околорудные метасоматиты - руды». Максимальные значения практически всех петромагнитных характеристик свойственны ближайшим околорудным областям. Хотя подобное поведение наблюдается и в сечениях «вмещающие породы - роговики - интрузивные образования», механизмы генезиса аномалий разные. Если при внедрении интрузий изменение магнитных свойств пород происходит главным образом за счет температурного воздействия, то в случаях с гидротермальной минерализацией действует механизм суперпозиции палеотемпературных и геохимических полей. Носителями аномальных магнитных свойств могут выступать сульфоарсениды кобальта, которые служат репером околорудных зон в золото-кварцевых месторождениях и самих рудных тел - в золото-редкометалльных. Сдерживающим фактором использования этих минералов для прогнозирования оруденения служит высокая трудоемкость лабораторных исследований.

Несмотря на указанные ограничения, петромагнитные критерии относятся к числу наиболее действенных для прогноза золотого оруденения, и их совершенствование возможно на базе новых методов обработки и интерпретации первичных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева А.К. К оценке золотоносности разрезов черносланцевых формаций // Разведка и охрана недр. 1993. № 5. С. 13-16.
2. Ворошин С.В., Еремин Р.А., Тюкова Е.Э., Шахтыров В.Г. Новые материалы по структуре и минералогии Омчакского узла // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 67-86.
3. Ворошин С.В., Акинин В.В., Махоркина Т.И. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород верхоянского комплекса (Северо-Восток России): приложение к генезису золоторудных место-

- рождений // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 6. С. 733-735.
4. Ворошин С.В., Еремин Н.И. Сульфидные минеральные ассоциации золоторудных месторождений Верхне-Колымского региона (Северо-Восток России) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. № 2. С. 60-74.
 5. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлогенных зон бассейна р.Колымы. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
 6. Измайлов Л.И., Шарафутдинов В.М., Габалов О.С. Петромагнитная зональность вмещающих пород Иультинского штока // Сейсмологические и петрофизические исследования на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 157-176.
 7. Кременецкий А.А., Лapidус А.В., Скрыбин В.Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых (по данным сверхглубокого бурения). М.: Наука, 1990. 223 с.
 8. Магниторазведка: Справочник геофизика / Никитский В.Е., Глебовский Ю.С., Васюточкин Н.Г. и др. М.: Недра, 1980. 367 с.
 9. Недра Магаданской области 1995. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. 100 с.
 10. Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А. Пирротины: (Кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения). М.: Наука, 1988. 184 с.
 11. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. № 19. М.: Сов. радио, 1977. С. 40-49.
 12. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука, 1985. 134 с.
 13. Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М.: Наука, 1971. 238 с.
 14. Скорняков П.И. Псевдоморфозы пирита по пирротину // Колыма. 1947. № 2. С. 26-29.
 15. Тюкова Е.Э. Минералого-геохимические особенности месторождений Пионерского рудного узла (Северо-Восток СССР). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. Ч. 1. 60 с. Ч. 2. 38 с.
 16. Шарафутдинов В.М. Отражение палеотемпературных полей интрузивного массива в петромагнитных параметрах экзоконтактной зоны // Сейсмологические и петрофизические исследования на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 177-207.
 17. Шарафутдинов В.М. Реконструкция палеотемпературных полей, их отражение в петромагнитных параметрах и связь с пирротиновой минерализацией // Наука на Северо-Востоке России. Магадан: СВНИЦ ДВО РАН, 1999. С. 100-119.
 18. Шило Н.А., Сидоров А.А., Найборodin В.И., Гончаров В.И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 4. С. 901-904.
 19. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
 20. Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Shakhtyrov V.G., Pristavko V.A., Gashtold V.V. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russia // International Geology Review. 1994. V. 36. P 1113-1138.
 21. Hall A.J. Pyrite-pyrrhotite redox reactions in nature // Miner. Mag. 1986. V. 50. P. 223-229.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

Anomalies of petromagnetic parameters conditioned by sulfide mineralization established by mineralization forecasting in the Yana-Kolyma gold-bearing belt

S.V. Voroshin, V.M. Sharafutdinov, Ye.E. Tyukova

The authors of this article discuss an opportunity for the use of petromagnetic methods for searching and exploration of lode deposits in the Yana-Kolyma gold belt. Two groups of magnetic anomalies are examined allowing regional and local geologic predictions. The regional prediction is based on establishing Au quartz occurrence above the pyrite-to-pyrrhotite alteration in terrigenous rocks, the result of which is a sharp change in magnetic properties of rocks. The local prediction is based on a drastic growth of petromagnetic characters in wallrock aureoles. An exclusive interpretation of this phenomenon from the viewpoint of palaeotemperature factors affecting petromagnetic parameters contradicts mineralogical data; therefore, the authors use the principle of superposition of palaeotemperature and geochemical fields to explain the formation mechanism of wallrock magnetic anomalies. Cobalt sulphoarsenides may have anomalous magnetic properties and mark wallrock areas in Au quartz deposits and ore bodies in gold-rare metal deposits.

МОДЕЛЬ ИНИЦИИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ В НЕОДНОРОДНОМ РАЗЛОМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Представлена математическая модель инициирования неустойчивого скольжения по разлому земной коры. На основе обобщенного уравнения slip – Гордона проведен анализ эффектов шероховатости и трения в разломе, а также амплитуды и частоты внешней периодической нагрузки на динамику разлома. Исследована относительная роль различных процессов в инициировании сейсмической подвижки.

Ключевые слова: неустойчивое скольжение, деформационные волны, инициирование подвижки, сейсмогенерирующий разлом, землетрясение.

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмоактивные разломы непрерывно подвергаются внешним инициирующим воздействиям переменного напряжения в результате земных приливов, деформационных волн от землетрясений или гидрологических факторов [3]. При этом в активном состоянии они могут генерировать колебания и влиять таким образом на другие разломы. Зарождение сейсмической подвижки может быть инициировано также неоднородностью физических свойств вдоль разломов при постоянной величине внешней нагрузки.

В предыдущей работе [1] было показано, что локальные деформационные эффекты на мезоуровне, связанные с понижением трения в контактах неоднородных бортов разломов, способны вызывать уединенные волны активизации, эволюция которых приводит к сейсмическим подвижкам в разломах.

Возмущения, действующие на уединенную волну активизации, могут быть двоякого рода. Прежде всего, это регулярные возмущения, например, внешние постоянные или переменные геофизические поля, дефекты структуры и т.п. Во-вторых, это случайные возмущения, обусловленные как флуктуациями внешних полей, так и параметров среды. Действие возмущения на отдельную уединенную волну может привести к изменению ее скорости и, соответственно, динамики сейсмогенерирующего разлома.

В ходе полевых экспериментов [5] по инициированию микросмещений в отдельных сегментах разломов было зафиксировано запаздывание реакции разрыва на воздействие вибрации, ударов и ма-

лых взрывов. Внешнее воздействие вызывало не “мгновенное” смещение в разрыве, как при землетрясениях, но плавное, а количество микроподвижек в разломе существенно увеличивалось. Эти выводы соответствуют более ранним лабораторным экспериментам по инициированию неустойчивой подвижки на контакте блоков горных пород [6-7]. Установлено, что дополнительная вибрация приводит к уменьшению промежутка времени между последовательными неустойчивыми подвижками [6], причем время задержки начала динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды колебаний инициирующего воздействия [7].

Разработанная в [1] математическая модель неустойчивого скольжения с трением по неоднородному разлому земной коры дает качественное и количественное согласие расчетов скорости деформационных волн, смещения и скорости подвижки с реальными величинами. Там же было показано, что профиль скорости смещения v на поверхности разлома имеет форму солитона, распространяющегося вдоль разлома со скоростью V_α . Если значение V_α мало, то v - незначительно и фиксируется устойчивое криповое движение без заметного ослабления контакта. Относительно большие скорости V_α в 1-10 м/с приводят к v порядка 0,1-1 м/с и резкому увеличению смещения u до 0,2-2 м, что соответствует сейсмической подвижке.

Поскольку изменение режима скольжения связано с резким увеличением скорости V_α , то необходимо установить, какие параметры и факторы оказывают наибольшее влияние на эволюцию скорости волны активизации и инициирование сейсмической подвижки.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕГО РАЗЛОМА

Теоретическое исследование эффектов периодически изменяющегося трения в разломе и инициирования неустойчивой подвижки проводилось на основе модели [1], дополненной функцией $\sigma(\eta)$, отражающей внешнее воздействие на контакт бортов разлома. Модифицированное таким образом обобщенное уравнение sin-Гордона [1], примет вид

$$\frac{\partial^2 U}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2} = \sin U + \alpha \frac{\partial U}{\partial \eta} + \gamma(\xi) \delta(\xi - L) \sin U + \sigma(\eta), \quad (1)$$

$$U = 2\pi \frac{u}{a}, \xi = \frac{\pi x}{ap}, \eta = \frac{\pi \omega_0 t}{p}, p^2 = \frac{a^2 D_t}{4mgh}, \omega_0^2 = \frac{D_t}{m},$$

$$\alpha \approx \frac{a\mu}{d\Delta\rho_s(gh)^{1/2}}, \gamma = \frac{H}{L}.$$

Здесь u - смещение блоков (зерен), периодически расположенных по длине разлома; a - расстояние между центрами блоков; D_t - тангенциальная контактная жесткость; m - масса блока; h - расстояние между соседними слоями блоков; g - ускорение силы тяжести; μ - вязкость прослойки между блоками; d - диаметр кругового контакта блоков; Δ - толщина прослойки; ρ_s - плотность материала блока; α , γ - параметры трения и неоднородности; H , L - высота шероховатостей и расстояние между ними, нормированные на ap/π ; $\delta(\xi)$ - дельта-функция Дирака.

В правой части обобщенного уравнения sin-Гордона (1) первое слагаемое характеризует восстанавливающую силу, возникающую при сдвиге вдоль синусоидально-однородных поверхностей разрыва; второе - силу трения, пропорциональную скорости относительного смещения; третье - соответствует поправкам на неоднородности, распределенные на расстоянии apL/π ; четвертое - описывает внешнее инициирующее воздействие на разлом.

Интегрирование уравнения (1) осуществлялось приближенным методом Мак-Лафлина - Скотта [2], а численная реализация проводилась по схеме Рунге-Кутты-Фельберга [8]. Задавались параметры среды: $\rho_s = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $D_t = 10^5$ Н/м, $g = 9,8$ м/с², $r = 0.1 - 1.0$ м, $a = h = 2r$. Расчеты проводились при варьировании параметров трения α и неоднородности γ , характеризующих состояние контакта в разломе, а также величины $\sigma(\eta)$, определяющей внешнюю нагрузку.

Режим скольжения по разрыву в представленной модели зависит от величины скорости V_α волны активизации и соответственно - скорости подвижки v , поэтому в дальнейшем для анализа расчетов будем использовать именно эти характеристики.

ЭФФЕКТ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТРЕНИЯ ВНУТРИ РАЗЛОМА

Эволюция скорости V_α волны активизации разлома при дополнении параметра трения α некоторой периодически изменяющейся составляющей α_1 соответствует режиму циклического внесения возмущения в некоторые сегменты разлома. Тогда параметр α в уравнении (1) переходит в $\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 \sin(\eta/\tau)$, где α_0 , α_1 , τ - некоторые постоянные.

Результаты расчетов по (1) при $\sigma(\eta) = 0$, $\tau = 10^2$ и вариации α_0 , α_1 , γ показывают (рис. 1, 2), что максимум скорости V_α достигается при $t = 2-8$ с от момента возмущения, а промежуток времени, в течение которого V_α соответствует подвижке - 1-5 с. В реальных разломах при сильных землетрясениях время скольжения, действительно, составляет величину порядка секунд [9].

При постоянном параметре неоднородности $\gamma = 0.9$ максимальное значение V_α фиксируется в один и тот же момент времени, но кривые 1, 2, 3 различаются по амплитуде: наибольшему параметру трения α_0 соответствует минимальное значение V_α (рис. 1). Кривые 3 и 4, рассчитанные при различных γ и равных α_0 , α_1 , в момент $t = 30$ с сливаются и далее становятся неразличимыми. Из рис. 1 также следует, что

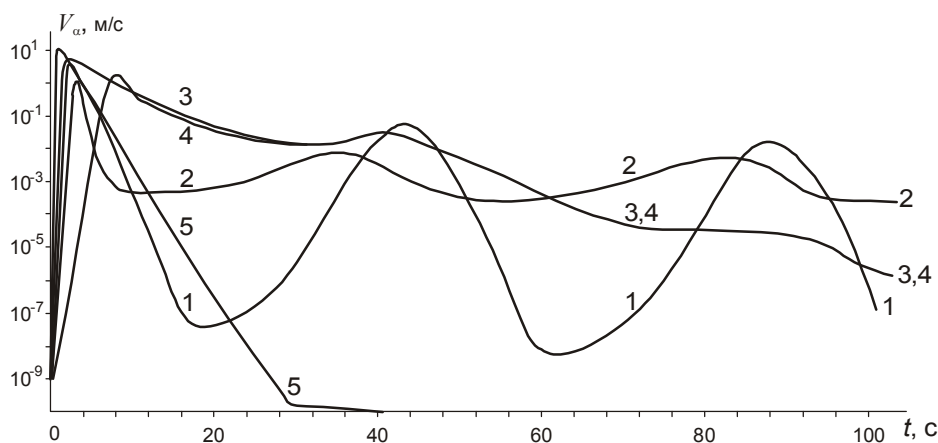


Рис.1. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 1$ м.

- 1 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 2 - $\alpha_0 = 0.09$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 3 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.9$;
- 4 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.1$;
- 5 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0$, $\gamma = 0.9$

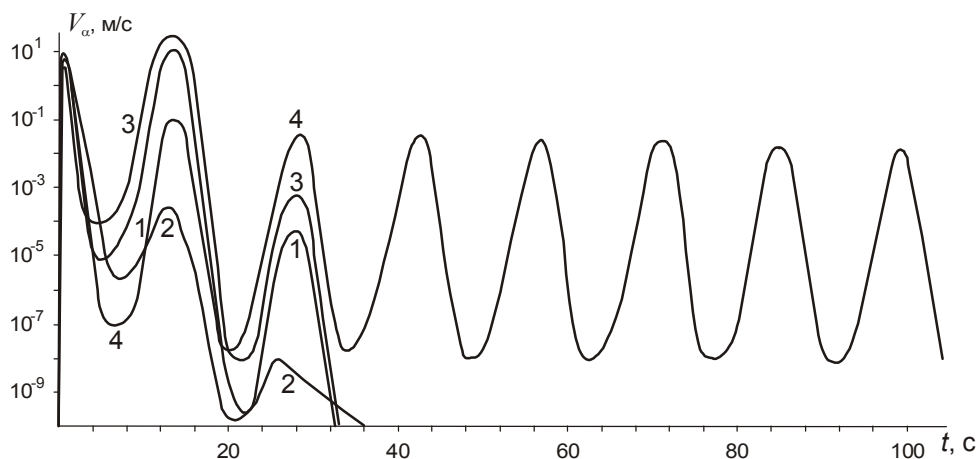


Рис. 2. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 0.1$ м.

1 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.6$;
 2 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.05, \gamma = 0.9$;
 3 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.45$;
 4 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.9$.

при увеличении γ максимальное значение V_α наступает намного раньше. При малых α_0 и α_1 (кривые 3 и 4) скорость V_α постепенно затухает до нуля. Более высокие значения α_0 и α_1 (кривые 1 и 2) выводят V_α на периодический режим со скоростями, близкими к скоростям быстрых деформационных волн в 1-10 км/сутки [10]. Эволюция V_α без периодически изменяющегося дополнительного трения ($\alpha_1=0$) представлена кривой 5. Этот вариант расчета соответствует единичному акту генерирования уединенной волны с переходом системы в режим “разлом заперт”.

Рис. 2 показывает, что только при определенном состоянии контакта бортов разлома, т.е. сочетании параметров трения и неоднородности, возможно периодическое генерирование волн активизации со скоростями, соизмеримыми со скоростями деформационных волн (кривая 4). В остальных случаях (кривые 1, 2 и 3) V_α относительно быстро спадает до нуля. Отличительной особенностью является то, что при более мелких неоднородностях ($r = 0.1$ м) второй максимум скорости V_α (кривые 1 и 3) превосходит по величине первый максимум.

Увеличение амплитуды α_1 периодической составляющей трения при неизменных прочих параметрах модели приводит к понижению максимального значения скорости v подвижки в разломе (рис. 3). Увеличение параметра неоднородности γ , характеризующего “зацепление” бортов разлома, наоборот, вызывает рост амплитуды скорости v_{max} подвижки.

ИНИЦИИРОВАНИЕ ПОДВИЖКИ ВНЕШНИМ ПЕРИОДИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

Внешнее иницирующее воздействие на разлом будем моделировать включением в уравнение (1) безразмерной периодической функции $\sigma(\eta) = \sigma_0 \sin(\Omega\eta)$, где σ_0, Ω - безразмерные амплитуда и частота внешней нагрузки, при постоянном параметре трения α . Неустойчивая подвижка без внешнего воздействия, следуя [6], в дальнейшем называется естественной подвижкой, а подвижка, возникаю-

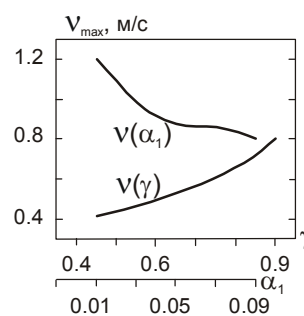


Рис. 3. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от величины периодически изменяющейся компоненты трения α_1 ($\alpha_0 = 0.02, \gamma = 0.9$) и параметра неоднородности γ ($\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09$).

щая при дополнительной внешней периодической нагрузке, - иницированной.

Профиль скорости V_α уединенной волны (кривые 2 и 3) по разрыву резко отличается от профиля скорости в случае естественной подвижки (кривая 1) (рис. 4,а). Если форма начальной части кривых V_α во всех случаях совпадает, то после достижения максимума она имеет существенные различия. На более высоких частотах (кривая 3) V_α представляет собой периодическую кривую, модулируемую ниспадающей частью кривой V_α , рассчитанной при отсутствии источника внешнего воздействия (кривая 1). Об этом же свидетельствует и рис. 5, на котором более детально показаны эффекты высокочастотного внешнего воздействия разной амплитуды. Низкочастотный ($\Omega=0.1$) внешний источник вызывает более плавные изменения V_α , причем внутреннее трение в разломе уже не может полностью скомпенсировать влияние внешнего источника (рис. 4,а).

Из рис. 4,б следует, что первая иницированная подвижка на любой частоте внешнего воздействия наступает всегда раньше, чем естественная подвижка (кривая 1). В этом варианте расчетов временной интервал ΔT между V_{cmax} и v_{max} при естественной подвижке (кривая 1) больше, чем при инициро-

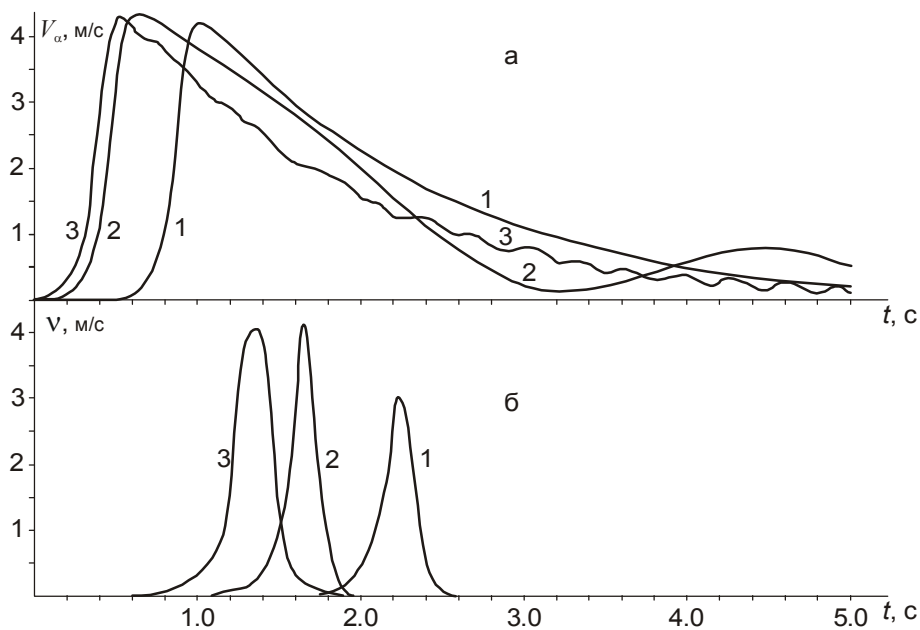


Рис. 4. Эволюция скорости волны активизации V_{α} (а) и скорости подвижки v (б) при естественной (1) и инициированной (2, 3) подвижках.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;
 2 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 0,1$;
 3 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 1,0$.
 Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

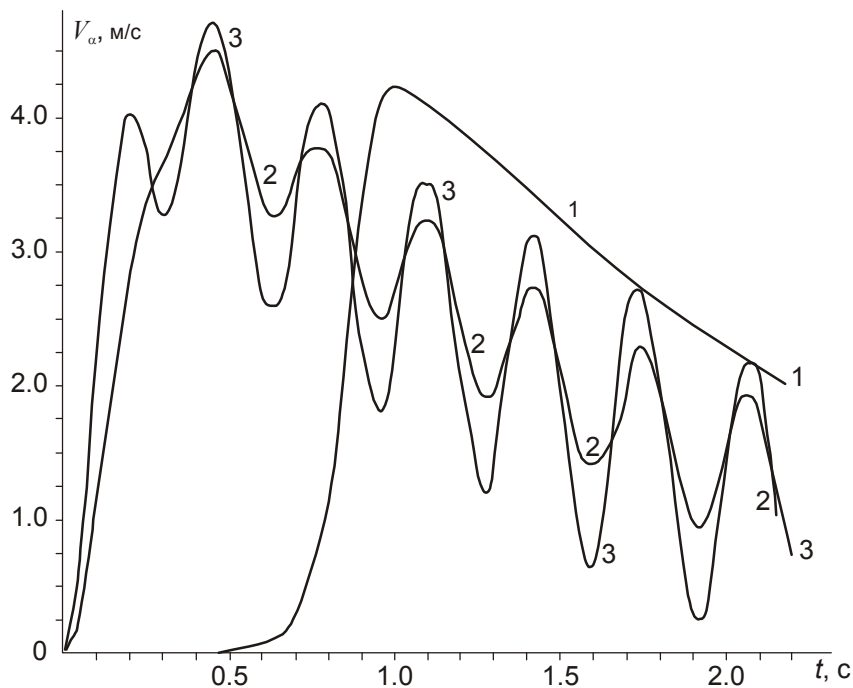


Рис. 5. Эволюция скорости V_{α} волны активизации при различных параметрах внешнего воздействия.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;
 2 - $\sigma_0 = 0,1$, $\Omega = 1,0$;
 3 - $\sigma_0 = 0,2$, $\Omega = 1,0$.
 Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

ванной подвижке (кривые 2, 3). При увеличении частоты воздействия нагрузки этот интервал возрастает. Максимальные значения скорости волны активизации V_{α} , как и скорости подвижки v_{max} , соответствуют минимальной частоте внешней синусоидальной нагрузки ($\Omega = 0,1$).

Время задержки инициированной динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды внешнего воздействия (рис. 6), что находится в хорошем согласии с лабораторными [7] и полевыми [5] экспериментами. Вместо одного проскальзывания возникает несколько подвижек, причем амплитуда

скорости первой подвижки максимальна. Амплитуды скорости подвижек и временные интервалы между ними не равны. Максимумы скоростей почти всех подвижек совпадают по величине. Скорости подвижек слабо зависят от амплитуды σ_0 внешнего воздействия (рис. 6-7). Количество подвижек пропорционально амплитуде нагрузки.

С увеличением частоты постоянной синусоидальной нагрузки количество подвижек растет, а промежуток времени между последовательными подвижками уменьшается (рис. 6), что также совпадает с экспериментами [5-6]. Уменьшение частоты

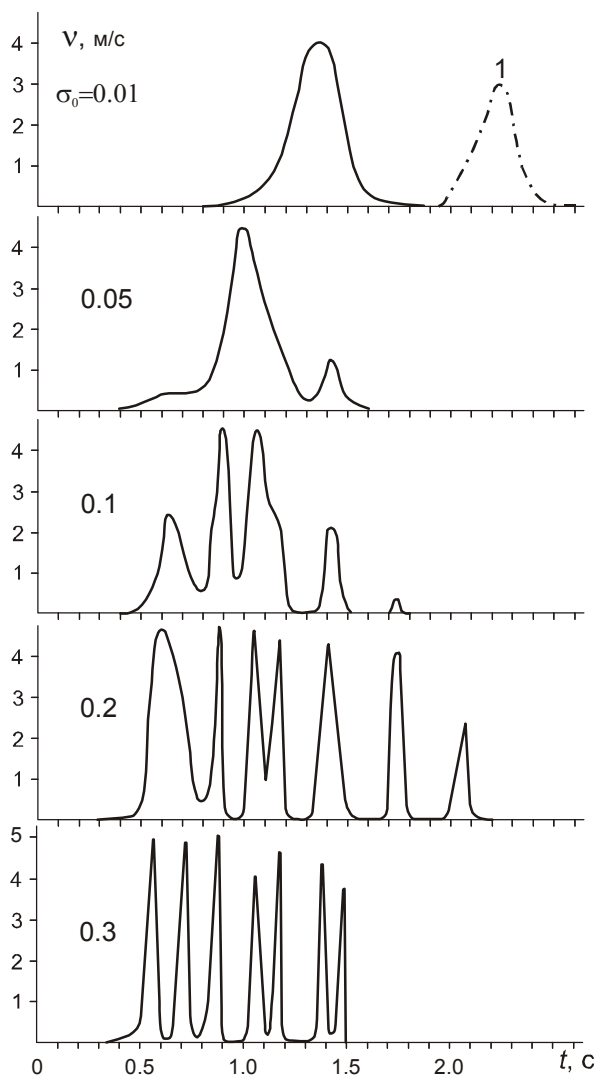


Рис. 6. Изменение скорости инициированной подвижки v при постоянной частоте внешнего воздействия $\Omega = 1,0$ и различной амплитуде нагрузки σ_0 .

1 - профиль скорости естественной подвижки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

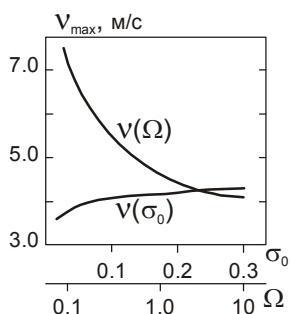


Рис. 7. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от частоты Ω ($\sigma_0 = 0.1$) и амплитуды σ_0 ($\Omega = 10$) внешней нагрузки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

внешнего воздействия Ω приводит к существенному росту амплитуды скорости подвижки. Даже незначительная по амплитуде σ_0 внешняя нагрузка может вызвать сейсмическую подвижку (рис. 7). Особенно, если учесть, что на завершающей стадии подготовки землетрясения процесс становится чрезвычайно чувствительным к внешним воздействиям [4].

Таким образом, внешнее воздействие на разлом можно рассматривать как усиление волны активизации волнами накачки или деформационными волнами различной частоты, излучаемыми при ударе, взрыве или землетрясении.

Из расчетов характеристик подвижек при различных физико-механических параметрах разлома следует, что интенсивность и амплитуда скорости инициированной подвижки зависят от состояния контакта бортов разлома.

ВЫВОДЫ

Проведенные теоретические исследования эффектов циклически изменяющегося трения внутри разлома и периодического внешнего воздействия на процесс развития неустойчивого скольжения по неровному разрыву показали:

1. Обобщенное уравнение sin-Гордона с учетом трения, неоднородности и периодического внешнего источника описывает основные черты деформационного процесса при инициировании подвижек по неоднородному разлому. Подбор соответствующих параметров в уравнении (1) дает возможность применять это уравнение при моделировании сейсмического процесса.
2. Внешнее периодическое воздействие является эффективным механизмом инициирования неустойчивой динамической подвижки.
3. Внешнее высокочастотное воздействие может инициировать активизацию разлома, но не обеспечивает периодическое генерирование деформационных волн и проявление сейсмических подвижек, как в случае циклически изменяющегося трения внутри разлома.
4. Основное влияние на интенсивность инициирования разлома, т.е. на амплитуду скорости подвижек v_{max} и временной интервал между ними, оказывает именно частота внешней нагрузки.
5. Увеличение амплитуды внешней синусоидальной нагрузки приводит к сокращению времени задержки инициированной сейсмической подвижки.
6. Процесс инициирования неустойчивой подвижки по разлому и особенности его протекания зависят от состояния контакта бортов разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С.104-108.
2. Мак-Лафлин Д., Скотт Э. Многосолиitonная теория возмущений // Солитоны в действии / Под ред. К.Лонгрена, Э.Скотта. М.: Мир, 1981. С.210-268.
3. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с.
4. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности и управляемой разрядки тектонических напряжений // Науч. конф. «Современная сейсмология: Достижения и Проблемы», 7-9 октября, 1998 г., Москва. М., 1998. С.12.
5. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 3. С.360-372.
6. Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В. Возбуждение колебаний в модели сейсмического источника // Физика Земли. 1995. № 12. С.72-78.
7. Соболев Г.А., Кольцов А.В., Андреев В.О. Триггерный эффект колебаний в модели землетрясения // Докл. АН СССР. 1991. Т.319, № 2. С.337-341.
8. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 279 с.
9. Carlson J.M. Time intervals between characteristic earthquakes and correlations with smaller events: An analysis based on a mechanical model of a fault // J. Geophys. Res. 1991.V.96, N B3. P.4255-4267.
10. Nikolaevskiy V.N. Tectonic stress migration as nonlinear wave process along earth crust faults // Proceed. of 4th Inter. Workshop on Localization and Bifurcation Theory for Soils and Rocks, Gifu, Japan, 28 Sept.- 2 Oct. 1997/ Eds.: T.Adachi, F.Oka and A.Yashima. Rotterdam: A.A.Balkema, 1998. P.137-142.

Поступила в редакцию 27 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Model of seismic slip initiation in the inhomogeneous crustal fault

V. G. Bykov

A mathematical model of initiation of stick-slip along the crustal fault is presented. On the basis of generalized sine-Gordon equation, analysis is made of asperity and friction effects in the fault and also the amplitude and frequency of periodic load on fault dynamics. A relative role of different processes in the initiation of seismic slip is investigated.

МОДЕЛЬ ИНИЦИИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ В НЕОДНОРОДНОМ РАЗЛОМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Представлена математическая модель инициирования неустойчивого скольжения по разлому земной коры. На основе обобщенного уравнения slip – Гордона проведен анализ эффектов шероховатости и трения в разломе, а также амплитуды и частоты внешней периодической нагрузки на динамику разлома. Исследована относительная роль различных процессов в инициировании сейсмической подвижки.

Ключевые слова: неустойчивое скольжение, деформационные волны, инициирование подвижки, сейсмогенерирующий разлом, землетрясение.

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмоактивные разломы непрерывно подвергаются внешним инициирующим воздействиям переменного напряжения в результате земных приливов, деформационных волн от землетрясений или гидрологических факторов [3]. При этом в активном состоянии они могут генерировать колебания и влиять таким образом на другие разломы. Зарождение сейсмической подвижки может быть инициировано также неоднородностью физических свойств вдоль разломов при постоянной величине внешней нагрузки.

В предыдущей работе [1] было показано, что локальные деформационные эффекты на мезоуровне, связанные с понижением трения в контактах неоднородных бортов разломов, способны вызывать уединенные волны активизации, эволюция которых приводит к сейсмическим подвижкам в разломах.

Возмущения, действующие на уединенную волну активизации, могут быть двоякого рода. Прежде всего, это регулярные возмущения, например, внешние постоянные или переменные геофизические поля, дефекты структуры и т.п. Во-вторых, это случайные возмущения, обусловленные как флуктуациями внешних полей, так и параметров среды. Действие возмущения на отдельную уединенную волну может привести к изменению ее скорости и, соответственно, динамики сейсмогенерирующего разлома.

В ходе полевых экспериментов [5] по инициированию микросмещений в отдельных сегментах разломов было зафиксировано запаздывание реакции разрыва на воздействие вибрации, ударов и ма-

лых взрывов. Внешнее воздействие вызывало не “мгновенное” смещение в разрыве, как при землетрясениях, но плавное, а количество микроподвижек в разломе существенно увеличивалось. Эти выводы соответствуют более ранним лабораторным экспериментам по инициированию неустойчивой подвижки на контакте блоков горных пород [6-7]. Установлено, что дополнительная вибрация приводит к уменьшению промежутка времени между последовательными неустойчивыми подвижками [6], причем время задержки начала динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды колебаний инициирующего воздействия [7].

Разработанная в [1] математическая модель неустойчивого скольжения с трением по неоднородному разлому земной коры дает качественное и количественное согласие расчетов скорости деформационных волн, смещения и скорости подвижки с реальными величинами. Там же было показано, что профиль скорости смещения v на поверхности разлома имеет форму солитона, распространяющегося вдоль разлома со скоростью V_α . Если значение V_α мало, то v - незначительно и фиксируется устойчивое криповое движение без заметного ослабления контакта. Относительно большие скорости V_α в 1-10 м/с приводят к v порядка 0,1-1 м/с и резкому увеличению смещения u до 0,2-2 м, что соответствует сейсмической подвижке.

Поскольку изменение режима скольжения связано с резким увеличением скорости V_α , то необходимо установить, какие параметры и факторы оказывают наибольшее влияние на эволюцию скорости волны активизации и инициирование сейсмической подвижки.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕГО РАЗЛОМА

Теоретическое исследование эффектов периодически изменяющегося трения в разломе и инициирования неустойчивой подвижки проводилось на основе модели [1], дополненной функцией $\sigma(\eta)$, отражающей внешнее воздействие на контакт бортов разлома. Модифицированное таким образом обобщенное уравнение sin-Гордона [1], примет вид

$$\frac{\partial^2 U}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2} = \sin U + \alpha \frac{\partial U}{\partial \eta} + \gamma(\xi) \delta(\xi - L) \sin U + \sigma(\eta), \quad (1)$$

$$U = 2\pi \frac{u}{a}, \xi = \frac{\pi x}{ap}, \eta = \frac{\pi \omega_0 t}{p}, p^2 = \frac{a^2 D_t}{4mgh}, \omega_0^2 = \frac{D_t}{m},$$

$$\alpha \approx \frac{a\mu}{d\Delta\rho_s(gh)^{1/2}}, \gamma = \frac{H}{L}.$$

Здесь u - смещение блоков (зерен), периодически расположенных по длине разлома; a - расстояние между центрами блоков; D_t - тангенциальная контактная жесткость; m - масса блока; h - расстояние между соседними слоями блоков; g - ускорение силы тяжести; μ - вязкость прослойки между блоками; d - диаметр кругового контакта блоков; Δ - толщина прослойки; ρ_s - плотность материала блока; α , γ - параметры трения и неоднородности; H , L - высота шероховатостей и расстояние между ними, нормированные на ap/π ; $\delta(\xi)$ - дельта-функция Дирака.

В правой части обобщенного уравнения sin-Гордона (1) первое слагаемое характеризует восстанавливающую силу, возникающую при сдвиге вдоль синусоидально-однородных поверхностей разрыва; второе - силу трения, пропорциональную скорости относительного смещения; третье - соответствует поправкам на неоднородности, распределенные на расстоянии apL/π ; четвертое - описывает внешнее инициирующее воздействие на разлом.

Интегрирование уравнения (1) осуществлялось приближенным методом Мак-Лафлина - Скотта [2], а численная реализация проводилась по схеме Рунге-Кутты-Фельберга [8]. Задавались параметры среды: $\rho_s = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $D_t = 10^5$ Н/м, $g = 9,8$ м/с², $r = 0.1 - 1.0$ м, $a = h = 2r$. Расчеты проводились при варьировании параметров трения α и неоднородности γ , характеризующих состояние контакта в разломе, а также величины $\sigma(\eta)$, определяющей внешнюю нагрузку.

Режим скольжения по разрыву в представленной модели зависит от величины скорости V_α волны активизации и соответственно - скорости подвижки v , поэтому в дальнейшем для анализа расчетов будем использовать именно эти характеристики.

ЭФФЕКТ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТРЕНИЯ ВНУТРИ РАЗЛОМА

Эволюция скорости V_α волны активизации разлома при дополнении параметра трения α некоторой периодически изменяющейся составляющей α_1 соответствует режиму циклического внесения возмущения в некоторые сегменты разлома. Тогда параметр α в уравнении (1) переходит в $\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 \sin(\eta/\tau)$, где α_0 , α_1 , τ - некоторые постоянные.

Результаты расчетов по (1) при $\sigma(\eta) = 0$, $\tau = 10^2$ и вариации α_0 , α_1 , γ показывают (рис. 1, 2), что максимум скорости V_α достигается при $t = 2-8$ с от момента возмущения, а промежуток времени, в течение которого V_α соответствует подвижке - 1-5 с. В реальных разломах при сильных землетрясениях время скольжения, действительно, составляет величину порядка секунд [9].

При постоянном параметре неоднородности $\gamma = 0.9$ максимальное значение V_α фиксируется в один и тот же момент времени, но кривые 1, 2, 3 различаются по амплитуде: наибольшему параметру трения α_0 соответствует минимальное значение V_α (рис. 1). Кривые 3 и 4, рассчитанные при различных γ и равных α_0 , α_1 , в момент $t = 30$ с сливаются и далее становятся неразличимыми. Из рис. 1 также следует, что

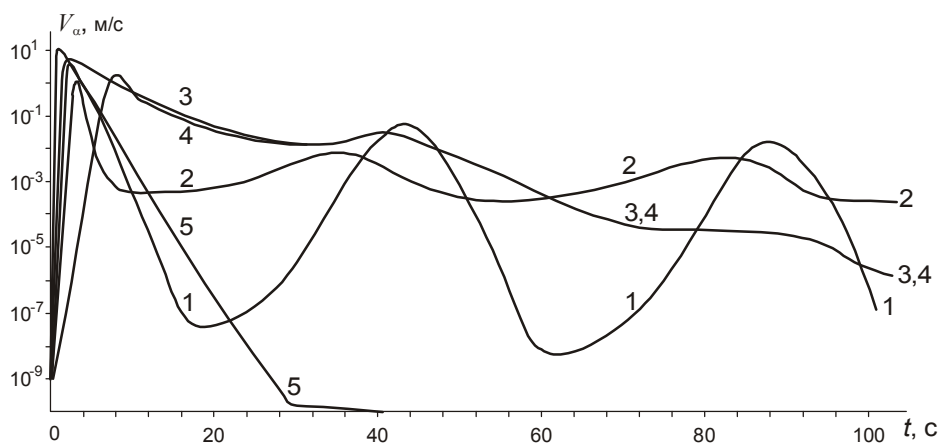


Рис.1. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 1$ м.

- 1 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 2 - $\alpha_0 = 0.09$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 3 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.9$;
- 4 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.1$;
- 5 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0$, $\gamma = 0.9$

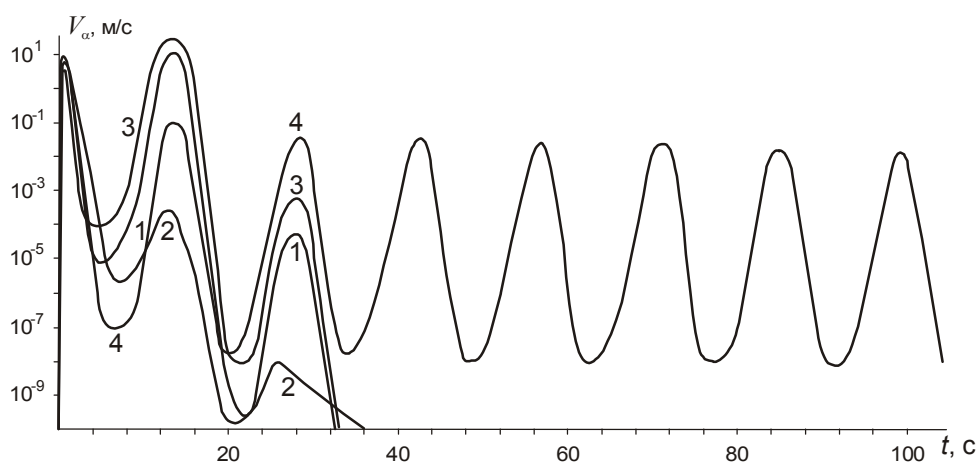


Рис. 2. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 0.1$ м.

- 1 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.6$;
- 2 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.05, \gamma = 0.9$;
- 3 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.45$;
- 4 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.9$.

при увеличении γ максимальное значение V_α наступает намного раньше. При малых α_0 и α_1 (кривые 3 и 4) скорость V_α постепенно затухает до нуля. Более высокие значения α_0 и α_1 (кривые 1 и 2) выводят V_α на периодический режим со скоростями, близкими к скоростям быстрых деформационных волн в 1-10 км/сутки [10]. Эволюция V_α без периодически изменяющегося дополнительного трения ($\alpha_1=0$) представлена кривой 5. Этот вариант расчета соответствует единичному акту генерирования уединенной волны с переходом системы в режим “разлом заперт”.

Рис. 2 показывает, что только при определенном состоянии контакта бортов разлома, т.е. сочетании параметров трения и неоднородности, возможно периодическое генерирование волн активизации со скоростями, соизмеримыми со скоростями деформационных волн (кривая 4). В остальных случаях (кривые 1, 2 и 3) V_α относительно быстро спадает до нуля. Отличительной особенностью является то, что при более мелких неоднородностях ($r = 0.1$ м) второй максимум скорости V_α (кривые 1 и 3) превосходит по величине первый максимум.

Увеличение амплитуды α_1 периодической составляющей трения при неизменных прочих параметрах модели приводит к понижению максимального значения скорости v подвижки в разломе (рис. 3). Увеличение параметра неоднородности γ , характеризующего “зацепление” бортов разлома, наоборот, вызывает рост амплитуды скорости v_{max} подвижки.

ИНИЦИИРОВАНИЕ ПОДВИЖКИ ВНЕШНИМ ПЕРИОДИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

Внешнее иницирующее воздействие на разлом будем моделировать включением в уравнение (1) безразмерной периодической функции $\sigma(\eta) = \sigma_0 \sin(\Omega\eta)$, где σ_0, Ω - безразмерные амплитуда и частота внешней нагрузки, при постоянном параметре трения α . Неустойчивая подвижка без внешнего воздействия, следуя [6], в дальнейшем называется естественной подвижкой, а подвижка, возникаю-

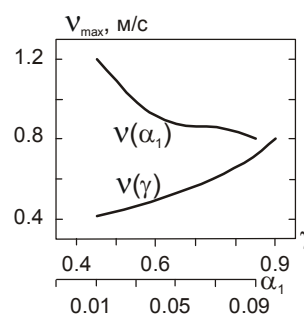


Рис. 3. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от величины периодически изменяющейся компоненты трения α_1 ($\alpha_0 = 0.02, \gamma = 0.9$) и параметра неоднородности γ ($\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09$).

щая при дополнительной внешней периодической нагрузке, - иницированной.

Профиль скорости V_α уединенной волны (кривые 2 и 3) по разрыву резко отличается от профиля скорости в случае естественной подвижки (кривая 1) (рис. 4,а). Если форма начальной части кривых V_α во всех случаях совпадает, то после достижения максимума она имеет существенные различия. На более высоких частотах (кривая 3) V_α представляет собой периодическую кривую, модулируемую ниспадающей частью кривой V_α , рассчитанной при отсутствии источника внешнего воздействия (кривая 1). Об этом же свидетельствует и рис. 5, на котором более детально показаны эффекты высокочастотного внешнего воздействия разной амплитуды. Низкочастотный ($\Omega=0.1$) внешний источник вызывает более плавные изменения V_α , причем внутреннее трение в разломе уже не может полностью скомпенсировать влияние внешнего источника (рис. 4,а).

Из рис. 4,б следует, что первая иницированная подвижка на любой частоте внешнего воздействия наступает всегда раньше, чем естественная подвижка (кривая 1). В этом варианте расчетов временной интервал ΔT между V_{cmax} и v_{max} при естественной подвижке (кривая 1) больше, чем при инициро-

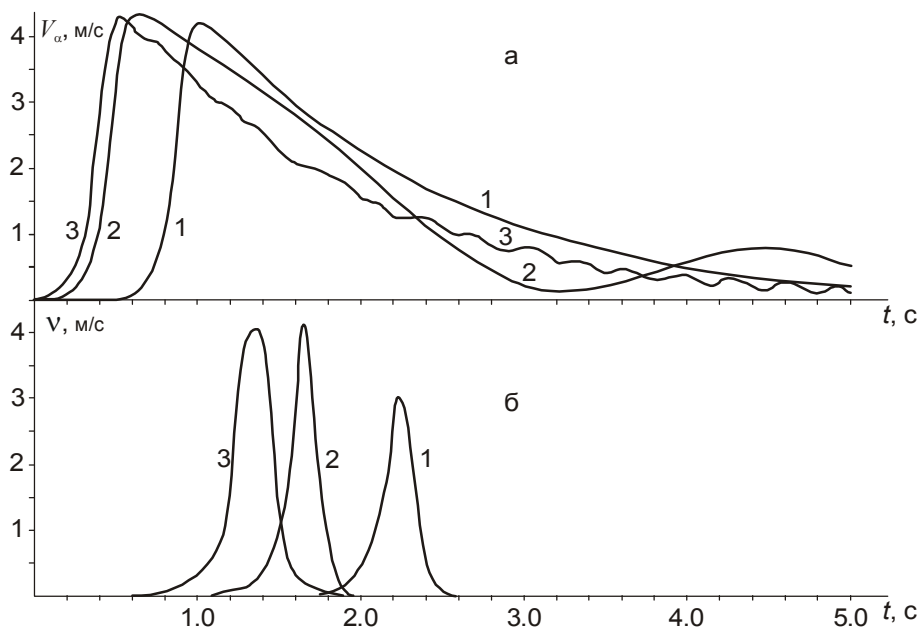


Рис. 4. Эволюция скорости волны активизации V_{α} (а) и скорости подвижки v (б) при естественной (1) и инициированной (2, 3) подвижках.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;

2 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 0,1$;

3 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 1,0$.

Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

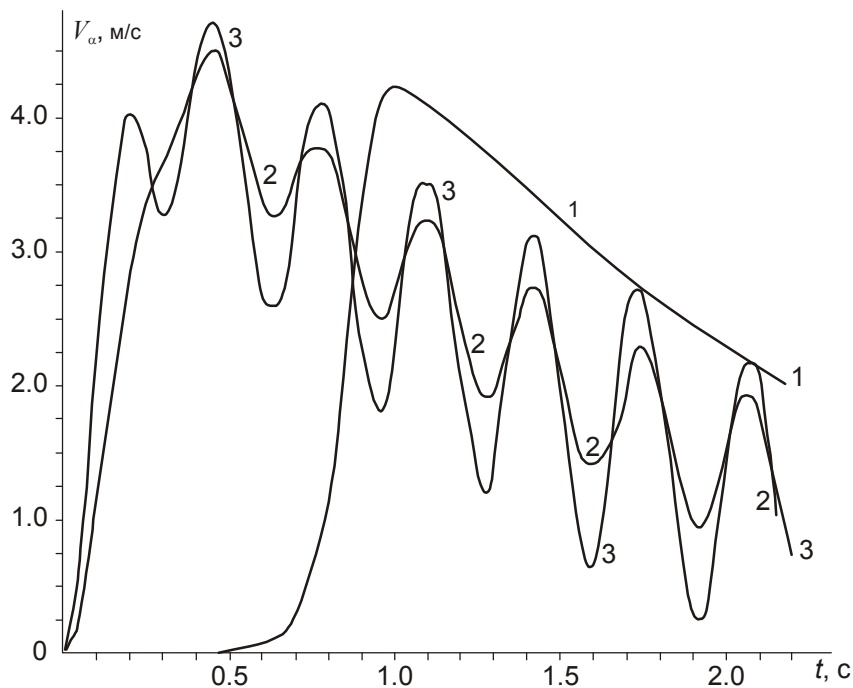


Рис. 5. Эволюция скорости V_{α} волны активизации при различных параметрах внешнего воздействия.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;

2 - $\sigma_0 = 0,1$, $\Omega = 1,0$;

3 - $\sigma_0 = 0,2$, $\Omega = 1,0$.

Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

ванной подвижке (кривые 2, 3). При увеличении частоты воздействия нагрузки этот интервал возрастает. Максимальные значения скорости волны активизации V_{α} , как и скорости подвижки v_{max} , соответствуют минимальной частоте внешней синусоидальной нагрузки ($\Omega = 0,1$).

Время задержки инициированной динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды внешнего воздействия (рис. 6), что находится в хорошем согласии с лабораторными [7] и полевыми [5] экспериментами. Вместо одного проскальзывания возникает несколько подвижек, причем амплитуда

скорости первой подвижки максимальна. Амплитуды скорости подвижек и временные интервалы между ними не равны. Максимумы скоростей почти всех подвижек совпадают по величине. Скорости подвижек слабо зависят от амплитуды σ_0 внешнего воздействия (рис. 6-7). Количество подвижек пропорционально амплитуде нагрузки.

С увеличением частоты постоянной синусоидальной нагрузки количество подвижек растет, а промежуток времени между последовательными подвижками уменьшается (рис. 6), что также совпадает с экспериментами [5-6]. Уменьшение частоты

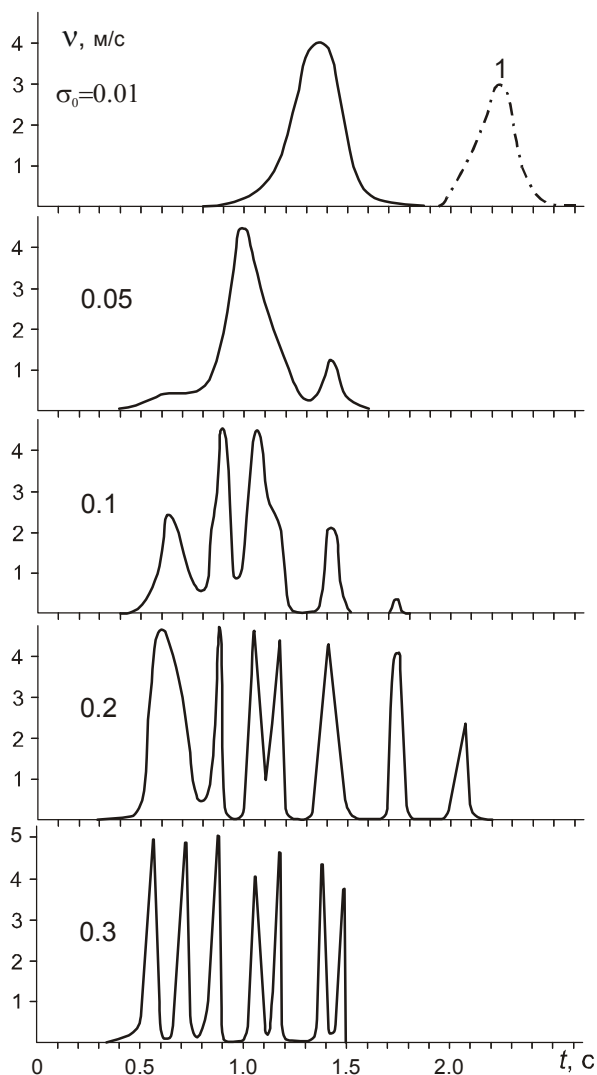


Рис. 6. Изменение скорости инициированной подвижки v при постоянной частоте внешнего воздействия $\Omega = 1,0$ и различной амплитуде нагрузки σ_0 .

1 - профиль скорости естественной подвижки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

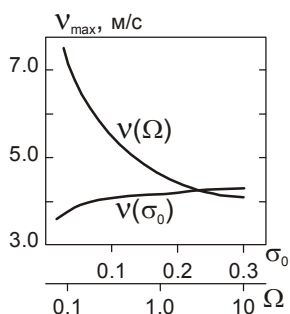


Рис. 7. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от частоты Ω ($\sigma_0 = 0.1$) и амплитуды σ_0 ($\Omega = 10$) внешней нагрузки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

внешнего воздействия Ω приводит к существенному росту амплитуды скорости подвижки. Даже незначительная по амплитуде σ_0 внешняя нагрузка может вызвать сейсмическую подвижку (рис. 7). Особенно, если учесть, что на завершающей стадии подготовки землетрясения процесс становится чрезвычайно чувствительным к внешним воздействиям [4].

Таким образом, внешнее воздействие на разлом можно рассматривать как усиление волны активизации волнами накачки или деформационными волнами различной частоты, излучаемыми при ударе, взрыве или землетрясении.

Из расчетов характеристик подвижек при различных физико-механических параметрах разлома следует, что интенсивность и амплитуда скорости инициированной подвижки зависят от состояния контакта бортов разлома.

ВЫВОДЫ

Проведенные теоретические исследования эффектов циклически изменяющегося трения внутри разлома и периодического внешнего воздействия на процесс развития неустойчивого скольжения по неровному разрыву показали:

1. Обобщенное уравнение sin-Гордона с учетом трения, неоднородности и периодического внешнего источника описывает основные черты деформационного процесса при инициировании подвижек по неоднородному разлому. Подбор соответствующих параметров в уравнении (1) дает возможность применять это уравнение при моделировании сейсмического процесса.
2. Внешнее периодическое воздействие является эффективным механизмом инициирования неустойчивой динамической подвижки.
3. Внешнее высокочастотное воздействие может инициировать активизацию разлома, но не обеспечивает периодическое генерирование деформационных волн и проявление сейсмических подвижек, как в случае циклически изменяющегося трения внутри разлома.
4. Основное влияние на интенсивность инициирования разлома, т.е. на амплитуду скорости подвижек v_{max} и временной интервал между ними, оказывает именно частота внешней нагрузки.
5. Увеличение амплитуды внешней синусоидальной нагрузки приводит к сокращению времени задержки инициированной сейсмической подвижки.
6. Процесс инициирования неустойчивой подвижки по разлому и особенности его протекания зависят от состояния контакта бортов разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С.104-108.
2. Мак-Лафлин Д., Скотт Э. Многосолиitonная теория возмущений // Солитоны в действии / Под ред. К.Лонгрена, Э.Скотта. М.: Мир, 1981. С.210-268.
3. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с.
4. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности и управляемой разрядки тектонических напряжений // Науч. конф. «Современная сейсмология: Достижения и Проблемы», 7-9 октября, 1998 г., Москва. М., 1998. С.12.
5. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 3. С.360-372.
6. Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В. Возбуждение колебаний в модели сейсмического источника // Физика Земли. 1995. № 12. С.72-78.
7. Соболев Г.А., Кольцов А.В., Андреев В.О. Триггерный эффект колебаний в модели землетрясения // Докл. АН СССР. 1991. Т.319, № 2. С.337-341.
8. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 279 с.
9. Carlson J.M. Time intervals between characteristic earthquakes and correlations with smaller events: An analysis based on a mechanical model of a fault // J. Geophys. Res. 1991. V.96, N B3. P.4255-4267.
10. Nikolaevskiy V.N. Tectonic stress migration as nonlinear wave process along earth crust faults // Proceed. of 4th Inter. Workshop on Localization and Bifurcation Theory for Soils and Rocks, Gifu, Japan, 28 Sept.- 2 Oct. 1997/ Eds.: T.Adachi, F.Oka and A.Yashima. Rotterdam: A.A.Balkema, 1998. P.137-142.

Поступила в редакцию 27 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Model of seismic slip initiation in the inhomogeneous crustal fault

V. G. Bykov

A mathematical model of initiation of stick-slip along the crustal fault is presented. On the basis of generalized sine-Gordon equation, analysis is made of asperity and friction effects in the fault and also the amplitude and frequency of periodic load on fault dynamics. A relative role of different processes in the initiation of seismic slip is investigated.

МОДЕЛЬ ИНИЦИИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ В НЕОДНОРОДНОМ РАЗЛОМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Представлена математическая модель инициирования неустойчивого скольжения по разлому земной коры. На основе обобщенного уравнения slip – Гордона проведен анализ эффектов шероховатости и трения в разломе, а также амплитуды и частоты внешней периодической нагрузки на динамику разлома. Исследована относительная роль различных процессов в инициировании сейсмической подвижки.

Ключевые слова: неустойчивое скольжение, деформационные волны, инициирование подвижки, сейсмогенерирующий разлом, землетрясение.

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмоактивные разломы непрерывно подвергаются внешним инициирующим воздействиям переменного напряжения в результате земных приливов, деформационных волн от землетрясений или гидрологических факторов [3]. При этом в активном состоянии они могут генерировать колебания и влиять таким образом на другие разломы. Зарождение сейсмической подвижки может быть инициировано также неоднородностью физических свойств вдоль разломов при постоянной величине внешней нагрузки.

В предыдущей работе [1] было показано, что локальные деформационные эффекты на мезоуровне, связанные с понижением трения в контактах неоднородных бортов разломов, способны вызывать уединенные волны активизации, эволюция которых приводит к сейсмическим подвижкам в разломах.

Возмущения, действующие на уединенную волну активизации, могут быть двоякого рода. Прежде всего, это регулярные возмущения, например, внешние постоянные или переменные геофизические поля, дефекты структуры и т.п. Во-вторых, это случайные возмущения, обусловленные как флуктуациями внешних полей, так и параметров среды. Действие возмущения на отдельную уединенную волну может привести к изменению ее скорости и, соответственно, динамики сейсмогенерирующего разлома.

В ходе полевых экспериментов [5] по инициированию микросмещений в отдельных сегментах разломов было зафиксировано запаздывание реакции разрыва на воздействие вибрации, ударов и ма-

лых взрывов. Внешнее воздействие вызывало не “мгновенное” смещение в разрыве, как при землетрясениях, но плавное, а количество микроподвижек в разломе существенно увеличивалось. Эти выводы соответствуют более ранним лабораторным экспериментам по инициированию неустойчивой подвижки на контакте блоков горных пород [6-7]. Установлено, что дополнительная вибрация приводит к уменьшению промежутка времени между последовательными неустойчивыми подвижками [6], причем время задержки начала динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды колебаний инициирующего воздействия [7].

Разработанная в [1] математическая модель неустойчивого скольжения с трением по неоднородному разлому земной коры дает качественное и количественное согласие расчетов скорости деформационных волн, смещения и скорости подвижки с реальными величинами. Там же было показано, что профиль скорости смещения v на поверхности разлома имеет форму солитона, распространяющегося вдоль разлома со скоростью V_α . Если значение V_α мало, то v - незначительно и фиксируется устойчивое криповое движение без заметного ослабления контакта. Относительно большие скорости V_α в 1-10 м/с приводят к v порядка 0,1-1 м/с и резкому увеличению смещения u до 0,2-2 м, что соответствует сейсмической подвижке.

Поскольку изменение режима скольжения связано с резким увеличением скорости V_α , то необходимо установить, какие параметры и факторы оказывают наибольшее влияние на эволюцию скорости волны активизации и инициирование сейсмической подвижки.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕГО РАЗЛОМА

Теоретическое исследование эффектов периодически изменяющегося трения в разломе и инициирования неустойчивой подвижки проводилось на основе модели [1], дополненной функцией $\sigma(\eta)$, отражающей внешнее воздействие на контакт бортов разлома. Модифицированное таким образом обобщенное уравнение sin- Гордона [1], примет вид

$$\frac{\partial^2 U}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2} = \sin U + \alpha \frac{\partial U}{\partial \eta} + \gamma(\xi) \delta(\xi - L) \sin U + \sigma(\eta), \quad (1)$$

$$U = 2\pi \frac{u}{a}, \xi = \frac{\pi x}{ap}, \eta = \frac{\pi \omega_0 t}{p}, p^2 = \frac{a^2 D_t}{4mgh}, \omega_0^2 = \frac{D_t}{m},$$

$$\alpha \approx \frac{a\mu}{d\Delta\rho_s (gh)^{1/2}}, \gamma = \frac{H}{L}.$$

Здесь u - смещение блоков (зерен), периодически расположенных по длине разлома; a - расстояние между центрами блоков; D_t - тангенциальная контактная жесткость; m - масса блока; h - расстояние между соседними слоями блоков; g - ускорение силы тяжести; μ - вязкость прослойки между блоками; d - диаметр кругового контакта блоков; Δ - толщина прослойки; ρ_s - плотность материала блока; α , γ - параметры трения и неоднородности; H , L - высота шероховатостей и расстояние между ними, нормированные на ap/π ; $\delta(\xi)$ - дельта-функция Дирака.

В правой части обобщенного уравнения sin-Гордона (1) первое слагаемое характеризует восстанавливающую силу, возникающую при сдвиге вдоль синусоидально-однородных поверхностей разрыва; второе - силу трения, пропорциональную скорости относительного смещения; третье - соответствует поправкам на неоднородности, распределенные на расстоянии apL/π ; четвертое - описывает внешнее инициирующее воздействие на разлом.

Интегрирование уравнения (1) осуществлялось приближенным методом Мак-Лафлина - Скотта [2], а численная реализация проводилась по схеме Рунге-Кутты-Фельберга [8]. Задавались параметры среды: $\rho_s = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $D_t = 10^5$ Н/м, $g = 9,8$ м/с², $r = 0.1 - 1.0$ м, $a = h = 2r$. Расчеты проводились при варьировании параметров трения α и неоднородности γ , характеризующих состояние контакта в разломе, а также величины $\sigma(\eta)$, определяющей внешнюю нагрузку.

Режим скольжения по разрыву в представленной модели зависит от величины скорости V_α волны активизации и соответственно - скорости подвижки v , поэтому в дальнейшем для анализа расчетов будем использовать именно эти характеристики.

ЭФФЕКТ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТРЕНИЯ ВНУТРИ РАЗЛОМА

Эволюция скорости V_α волны активизации разлома при дополнении параметра трения α некоторой периодически изменяющейся составляющей α_1 соответствует режиму циклического внесения возмущения в некоторые сегменты разлома. Тогда параметр α в уравнении (1) переходит в $\alpha = \alpha_0 + \alpha_1 \sin(\eta/\tau)$, где α_0 , α_1 , τ - некоторые постоянные.

Результаты расчетов по (1) при $\sigma(\eta) = 0$, $\tau = 10^2$ и вариации α_0 , α_1 , γ показывают (рис. 1, 2), что максимум скорости V_α достигается при $t = 2-8$ с от момента возмущения, а промежуток времени, в течение которого V_α соответствует подвижке - 1-5 с. В реальных разломах при сильных землетрясениях время скольжения, действительно, составляет величину порядка секунд [9].

При постоянном параметре неоднородности $\gamma = 0.9$ максимальное значение V_α фиксируется в один и тот же момент времени, но кривые 1, 2, 3 различаются по амплитуде: наибольшему параметру трения α_0 соответствует минимальное значение V_α (рис. 1). Кривые 3 и 4, рассчитанные при различных γ и равных α_0 , α_1 , в момент $t = 30$ с сливаются и далее становятся неразличимыми. Из рис. 1 также следует, что

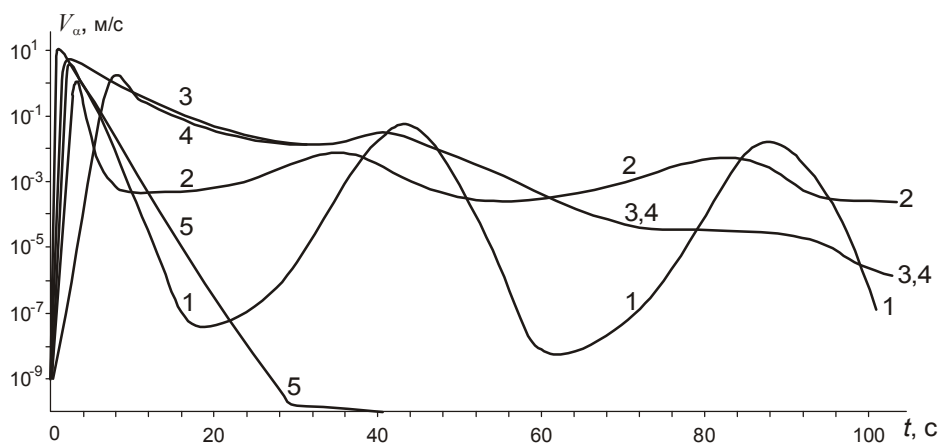


Рис.1. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 1$ м.

- 1 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 2 - $\alpha_0 = 0.09$, $\alpha_1 = 0.09$, $\gamma = 0.9$;
- 3 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.9$;
- 4 - $\alpha_0 = 0.01$, $\alpha_1 = 0.01$, $\gamma = 0.1$;
- 5 - $\alpha_0 = 0.02$, $\alpha_1 = 0$, $\gamma = 0.9$

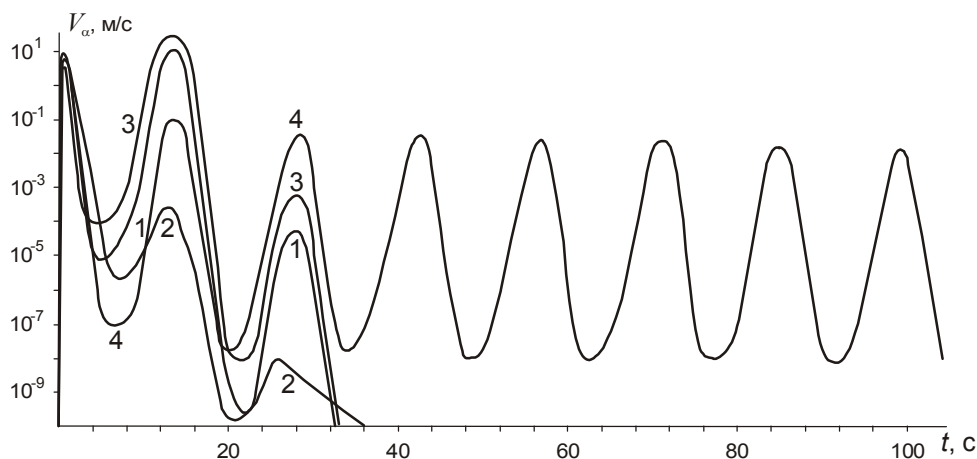


Рис. 2. Эволюция скорости V_α волны активизации при различных параметрах состояния контакта и размерах шероховатостей в разломе $r = 0.1$ м.

- 1 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.6$;
- 2 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.05, \gamma = 0.9$;
- 3 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.45$;
- 4 - $\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09, \gamma = 0.9$.

при увеличении γ максимальное значение V_α наступает намного раньше. При малых α_0 и α_1 (кривые 3 и 4) скорость V_α постепенно затухает до нуля. Более высокие значения α_0 и α_1 (кривые 1 и 2) выводят V_α на периодический режим со скоростями, близкими к скоростям быстрых деформационных волн в 1-10 км/сутки [10]. Эволюция V_α без периодически изменяющегося дополнительного трения ($\alpha_1=0$) представлена кривой 5. Этот вариант расчета соответствует единичному акту генерирования уединенной волны с переходом системы в режим “разлом заперт”.

Рис. 2 показывает, что только при определенном состоянии контакта бортов разлома, т.е. сочетании параметров трения и неоднородности, возможно периодическое генерирование волн активизации со скоростями, соизмеримыми со скоростями деформационных волн (кривая 4). В остальных случаях (кривые 1, 2 и 3) V_α относительно быстро спадает до нуля. Отличительной особенностью является то, что при более мелких неоднородностях ($r = 0.1$ м) второй максимум скорости V_α (кривые 1 и 3) превосходит по величине первый максимум.

Увеличение амплитуды α_1 периодической составляющей трения при неизменных прочих параметрах модели приводит к понижению максимального значения скорости v подвижки в разломе (рис. 3). Увеличение параметра неоднородности γ , характеризующего “зацепление” бортов разлома, наоборот, вызывает рост амплитуды скорости v_{max} подвижки.

ИНИЦИИРОВАНИЕ ПОДВИЖКИ ВНЕШНИМ ПЕРИОДИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

Внешнее иницирующее воздействие на разлом будем моделировать включением в уравнение (1) безразмерной периодической функции $\sigma(\eta) = \sigma_0 \sin(\Omega\eta)$, где σ_0, Ω - безразмерные амплитуда и частота внешней нагрузки, при постоянном параметре трения α . Неустойчивая подвижка без внешнего воздействия, следуя [6], в дальнейшем называется естественной подвижкой, а подвижка, возникаю-

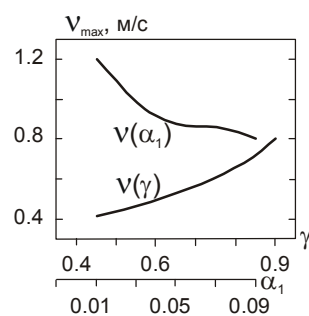


Рис. 3. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от величины периодически изменяющейся компоненты трения α_1 ($\alpha_0 = 0.02, \gamma = 0.9$) и параметра неоднородности γ ($\alpha_0 = 0.02, \alpha_1 = 0.09$).

щая при дополнительной внешней периодической нагрузке, - иницированной.

Профиль скорости V_α уединенной волны (кривые 2 и 3) по разрыву резко отличается от профиля скорости в случае естественной подвижки (кривая 1) (рис. 4,а). Если форма начальной части кривых V_α во всех случаях совпадает, то после достижения максимума она имеет существенные различия. На более высоких частотах (кривая 3) V_α представляет собой периодическую кривую, модулируемую ниспадающей частью кривой V_α , рассчитанной при отсутствии источника внешнего воздействия (кривая 1). Об этом же свидетельствует и рис. 5, на котором более детально показаны эффекты высокочастотного внешнего воздействия разной амплитуды. Низкочастотный ($\Omega=0.1$) внешний источник вызывает более плавные изменения V_α , причем внутреннее трение в разломе уже не может полностью скомпенсировать влияние внешнего источника (рис. 4,а).

Из рис. 4,б следует, что первая иницированная подвижка на любой частоте внешнего воздействия наступает всегда раньше, чем естественная подвижка (кривая 1). В этом варианте расчетов временной интервал ΔT между V_{cmax} и v_{max} при естественной подвижке (кривая 1) больше, чем при инициро-

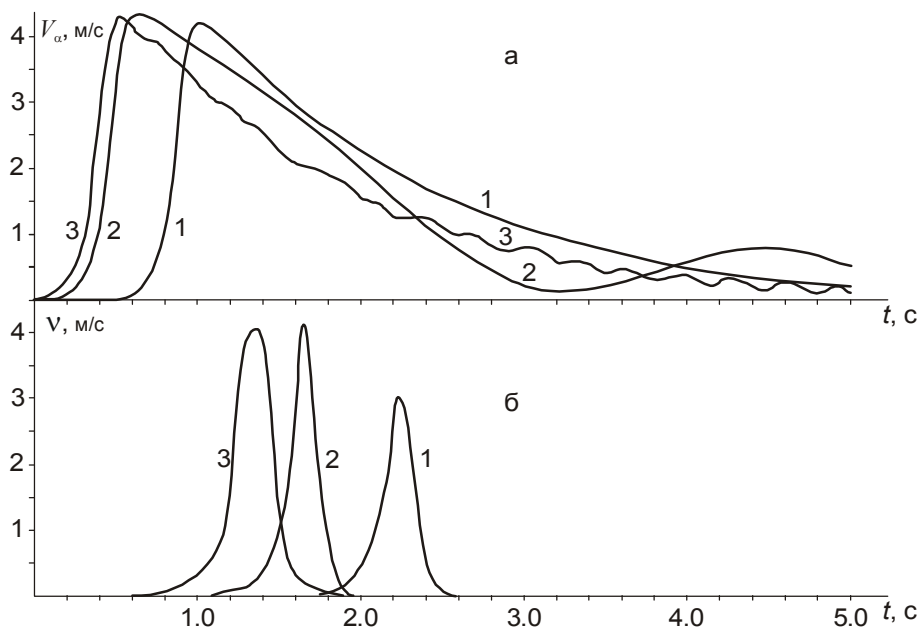


Рис. 4. Эволюция скорости волны активизации V_{α} (а) и скорости подвижки v (б) при естественной (1) и инициированной (2, 3) подвижках.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;

2 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 0,1$;

3 - $\sigma_0 = 0,01$, $\Omega = 1,0$.

Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

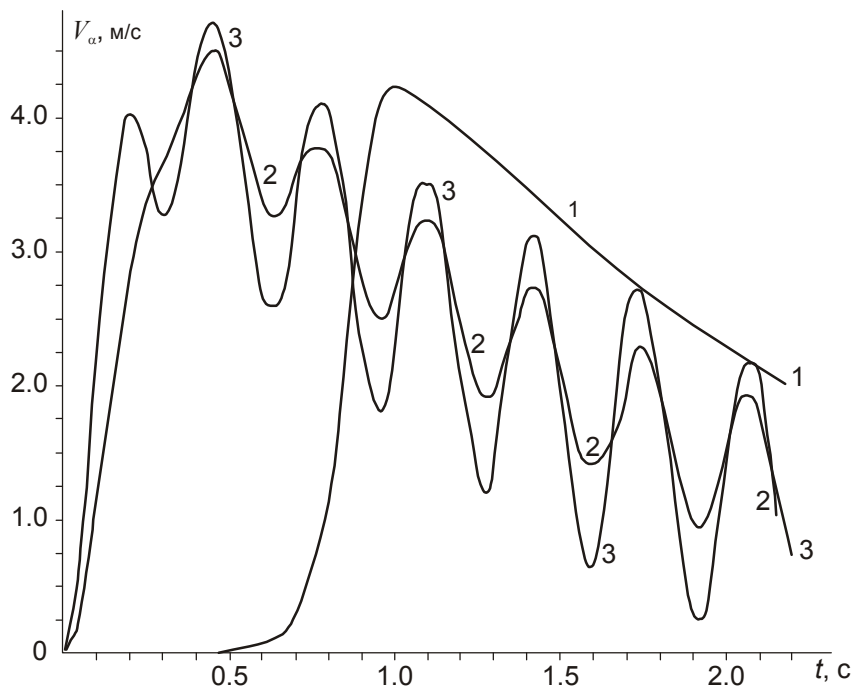


Рис. 5. Эволюция скорости V_{α} волны активизации при различных параметрах внешнего воздействия.

1 - $\sigma_0 = 0$, $\Omega = 0$;

2 - $\sigma_0 = 0,1$, $\Omega = 1,0$;

3 - $\sigma_0 = 0,2$, $\Omega = 1,0$.

Параметры $\alpha = 0,04$, $\gamma = 0,9$.

ванной подвижке (кривые 2, 3). При увеличении частоты воздействия нагрузки этот интервал возрастает. Максимальные значения скорости волны активизации V_{α} , как и скорости подвижки v_{max} , соответствуют минимальной частоте внешней синусоидальной нагрузки ($\Omega = 0,1$).

Время задержки инициированной динамической подвижки уменьшается при увеличении амплитуды внешнего воздействия (рис. 6), что находится в хорошем согласии с лабораторными [7] и полевыми [5] экспериментами. Вместо одного проскальзывания возникает несколько подвижек, причем амплитуда

скорости первой подвижки максимальна. Амплитуды скорости подвижек и временные интервалы между ними не равны. Максимумы скоростей почти всех подвижек совпадают по величине. Скорости подвижек слабо зависят от амплитуды σ_0 внешнего воздействия (рис. 6-7). Количество подвижек пропорционально амплитуде нагрузки.

С увеличением частоты постоянной синусоидальной нагрузки количество подвижек растет, а промежуток времени между последовательными подвижками уменьшается (рис. 6), что также совпадает с экспериментами [5-6]. Уменьшение частоты

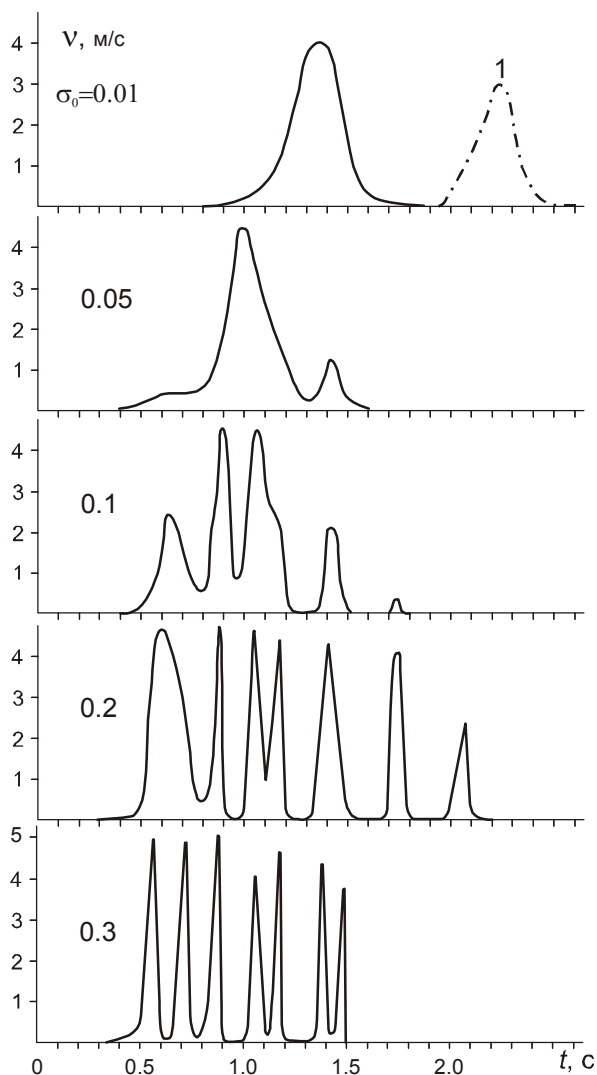


Рис. 6. Изменение скорости инициированной подвижки v при постоянной частоте внешнего воздействия $\Omega = 1,0$ и различной амплитуде нагрузки σ_0 .

1 - профиль скорости естественной подвижки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

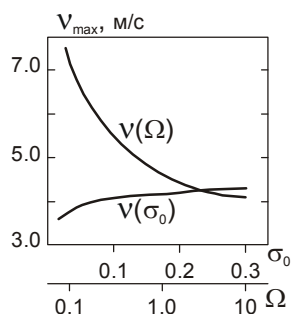


Рис. 7. Зависимость максимума скорости подвижки v_{max} в разломе от частоты Ω ($\sigma_0 = 0.1$) и амплитуды σ_0 ($\Omega = 10$) внешней нагрузки. Параметры $\alpha = 0.04, \gamma = 0.9$.

внешнего воздействия Ω приводит к существенному росту амплитуды скорости подвижки. Даже незначительная по амплитуде σ_0 внешняя нагрузка может вызвать сейсмическую подвижку (рис. 7). Особенно, если учесть, что на завершающей стадии подготовки землетрясения процесс становится чрезвычайно чувствительным к внешним воздействиям [4].

Таким образом, внешнее воздействие на разлом можно рассматривать как усиление волны активизации волнами накачки или деформационными волнами различной частоты, излучаемыми при ударе, взрыве или землетрясении.

Из расчетов характеристик подвижек при различных физико-механических параметрах разлома следует, что интенсивность и амплитуда скорости инициированной подвижки зависят от состояния контакта бортов разлома.

ВЫВОДЫ

Проведенные теоретические исследования эффектов циклически изменяющегося трения внутри разлома и периодического внешнего воздействия на процесс развития неустойчивого скольжения по неровному разрыву показали:

1. Обобщенное уравнение sin-Гордона с учетом трения, неоднородности и периодического внешнего источника описывает основные черты деформационного процесса при инициировании подвижек по неоднородному разлому. Подбор соответствующих параметров в уравнении (1) дает возможность применять это уравнение при моделировании сейсмического процесса.
2. Внешнее периодическое воздействие является эффективным механизмом инициирования неустойчивой динамической подвижки.
3. Внешнее высокочастотное воздействие может инициировать активизацию разлома, но не обеспечивает периодическое генерирование деформационных волн и проявление сейсмических подвижек, как в случае циклически изменяющегося трения внутри разлома.
4. Основное влияние на интенсивность инициирования разлома, т.е. на амплитуду скорости подвижек v_{max} и временной интервал между ними, оказывает именно частота внешней нагрузки.
5. Увеличение амплитуды внешней синусоидальной нагрузки приводит к сокращению времени задержки инициированной сейсмической подвижки.
6. Процесс инициирования неустойчивой подвижки по разлому и особенности его протекания зависят от состояния контакта бортов разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С.104-108.
2. Мак-Лафлин Д., Скотт Э. Многосолиitonная теория возмущений // Солитоны в действии / Под ред. К.Лонгрена, Э.Скотта. М.: Мир, 1981. С.210-268.
3. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с.
4. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности и управляемой разрядки тектонических напряжений // Науч. конф. «Современная сейсмология: Достижения и Проблемы», 7-9 октября, 1998 г., Москва. М., 1998. С.12.
5. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 3. С.360-372.
6. Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В. Возбуждение колебаний в модели сейсмического источника // Физика Земли. 1995. № 12. С.72-78.
7. Соболев Г.А., Кольцов А.В., Андреев В.О. Триггерный эффект колебаний в модели землетрясения // Докл. АН СССР. 1991. Т.319, № 2. С.337-341.
8. Форсайт Дж., Малькольм М., Моулер К. Машинные методы математических вычислений. М.: Мир, 1980. 279 с.
9. Carlson J.M. Time intervals between characteristic earthquakes and correlations with smaller events: An analysis based on a mechanical model of a fault // J. Geophys. Res. 1991. V.96, N B3. P.4255-4267.
10. Nikolaevskiy V.N. Tectonic stress migration as nonlinear wave process along earth crust faults // Proceed. of 4th Inter. Workshop on Localization and Bifurcation Theory for Soils and Rocks, Gifu, Japan, 28 Sept.- 2 Oct. 1997/ Eds.: T.Adachi, F.Oka and A.Yashima. Rotterdam: A.A.Balkema, 1998. P.137-142.

Поступила в редакцию 27 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

Model of seismic slip initiation in the inhomogeneous crustal fault

V. G. Bykov

A mathematical model of initiation of stick-slip along the crustal fault is presented. On the basis of generalized sine-Gordon equation, analysis is made of asperity and friction effects in the fault and also the amplitude and frequency of periodic load on fault dynamics. A relative role of different processes in the initiation of seismic slip is investigated.

МОРФОТЕКТОНИКА

УДК 551.248.2.001

ТРЕТЬЕ ЛИЦО ГЕОТЕКТОНИКИ

Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Геотектоника представляет собой сложную науку, состоящую из трех частных направлений, имеющих различные объекты исследований (геологические тела - тектоника; физические поля - глубинная тектоника; рельеф земной поверхности - неотектоника) и формирующих общий предмет - знания о структуре и развитии Земли. Третье лицо тектоники - это неотектоника, изучающая рельеф земной поверхности, коррелятные ему отложения, а также конформные ему молодые структурные формы с целью выявления структурных форм по геоморфологическим признакам и определения их генезиса и развития. Она формирует наши знания о молодой тектонике приповерхностных частей литосферы, где условия структурообразования специфичны: малая литостатическая нагрузка, свободное полупространство и деформация полей тектонических напряжений. Теоретической основой неотектоники является принцип соответствия рельефа темпам и характеру молодых тектонических процессов. Теория неотектоники, методы ее исследований, опыт региональных и глобальных обобщений позволяют использовать их при оценке тектоники георазделов (поверхностей геоида, Конрада и Мохо, границы ядро-мантия).

Ключевые слова: геотектоника, неотектоника, рельеф земной поверхности, новейшая тектоника, тектоника георазделов.

ТРЕХЛИКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

Три основных способа получения информации определяют полноту наших знаний о структуре и динамике развития Земли как надпорядкового геологического тела. Первый способ - это изучение условий залегания, распространения, мощностей и вещественного состава геологических тел, анализ их деформаций. Это сфера деятельности традиционной тектоники, и сфера приложения ее методов исследования определяется возможностями непосредственного изучения горных пород на земной поверхности и в горных выработках и проникновением в недра с помощью бурения. Сейчас максимальная толщина этой внешней оболочки твердой Земли ограничивается глубиной забоя Кольской сверхглубокой скважины.

Глубинные части Земли изучаются с помощью геофизических методов, и знания, получаемые второй составляющей геотектоники - глубинной тектоникой, - являются результатом геологического истолкования физических полей, продуцируемых веществом и структурой Земли. В этой части тектонических построений мы имеем традиционно геологические цели, но как бы чуждый («негеологический») объект исследования.

Такая же ситуация существует и при тектоническом анализе рельефа земной поверхности, который является главным объектом геоморфологии, но одновременно и сферой интересов особого раздела геотектоники - неотектоники [13, 18].

Если геологическое истолкование физических полей является привычной работой геологов и геофизиков, то специализированный тектонический анализ рельефа земной поверхности может показаться абсурдом. Но уже в первом учебнике геотектоники на русском языке М.М. Тетяев, его автор [12], рассматривал геоморфогенез (рельефообразование) как часть общего процесса геотектогенеза. Действительно, тектонические преобразования земной поверхности сопутствуют формированию геологических тел и их деформациям.

По особенностям объекта исследований геотектоника может быть разделена на три крупных направления, и, говоря образно, можно считать ее трехликой наукой, единство которой обеспечивается сотрудничеством геологов, геофизиков и геоморфологов. Геотектоника имеет сложный (тройственный - геологическая структура, геофизические поля, рельеф земной поверхности) объект исследования и единый предмет - знания о структуре и развитии Земли, формируемые путем изучения этого сложного объекта.

Согласно такому подходу тектонический анализ рельефа или неотектоника является третьим лицом геотектоники, о котором следует рассказать особо.

ИЗ ИСТОРИИ НЕОТЕКТОНИКИ: ТРИ ПАТРИАРХА

На XVII Международном геологическом конгрессе в СССР (1937 г.) ленинградский геолог и геоморфолог С.С. Шульц в докладе о Тянь-Шане впервые показал, что эти горы, впадины между ними, изгибы и поднятия древней почти-равнины (пенеплена) и надвиги древних пород на кайнозойские отложения впадин являются следствием единого и длительного процесса новейшей тектоники [23]. В этом выводе, а сейчас, после развития неотектонических исследований в нашей стране в течение более полувека, мы это можем оценить в полной мере, заключены в сжатом виде идеи, которые являются отправными точками для разработки теоретических основ третьего лица тектоники - тектонического анализа рельефа. Вслед за работой В.А. Обручева о юных движениях во Внутренней Азии [9], С.С. Шульцем была подчеркнута самостоятельность рельефоформирующих тектонических процессов. Новейшая тектоника проявилась в кайнозойское время в равной мере и в регионах с докембрийским становлением континентальной земной коры, и в областях молодой (альпийской) складчатости. Необходимо подчеркнуть, что С.С. Шульц не определял жестких временных рамок для явлений новейшей тектоники, как это было сделано позже и, по сути своей, сузило цели третьей составляющей тектоники. Неоген-четвертичные рамки т.н. неотектонического этапа справедливы лишь для форм тектонического рельефа уровня структурных зон или меньших размеров. Для континентов и океанов нижний временной рубеж этого этапа опускается до средней юры.

Еще один важный момент в работах С.С. Шульца - это объединение разнообразных явлений молодого тектогенеза под понятием новейшей тектоники. Был ясно выделен предмет тектонического анализа рельефа и предложен удачный термин для его обозначения [23-25].

Другой патриарх третьего лица тектоники - В.А. Обручев. В отчетах о его путешествиях по Азии мы видим указания на следы проявления молодых тектонических движений, и эти наблюдения были суммированы в упомянутой выше статье о юных движениях в древнем темені Азии [9]. В 1948 году была опубликована статья Владимира Афанасьевича, из которой пришло название нового научного направления - неотектоника [10]. В этом же году вышло в свет первое обобщение по новейшей тектонике территории СССР, выполненное третьим пат-

риархом неотектоники - Н.И. Николаевым [6]. Эта работа, ее второе и дополненное издание [7], более поздняя монография [8], а также вышедшая в 1960 г. Карта новейшей тектоники СССР под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца [3] оформили в полной мере новое научное направление и вызвали, в особенности в 60-е годы, широкий интерес к изучению молодых тектонических проявлений. Существенный вклад в теорию неотектоники, ее региональные и глобальные обобщения внесли работы Н.А. Флоренсова, В.Е. Хаина и Е.Е. Милановского, В.П. Философова, О.К. Чедия, П.Н. Кропоткина и других исследователей.

Формирование неотектоники как научного направления мы можем с полным правом считать достижением отечественных ученых, но это вовсе не значит, что она - следствие изоляционистских настроений в науке, в 40-е годы насаждавшихся свыше. Напротив, существенное влияние на развитие неотектонических исследований в нашей стране оказали переводы на русский язык работы «Тектоника Азии» [1], сборника «Живая тектоника» и классических геоморфологических трудов В.М. Дэвиса, В. Пенка и Л. Кинга. Но в первую очередь следует говорить о примере Э. Зюсса, с помощью т.н. оротектонического анализа восполнившего недостаток геологических материалов при первом обобщении им планетарной тектоники Земли.

Заглянем же во внутренний мир неотектоники, ее теоретические основания и опирающиеся на них решения и попытаемся выяснить, в чем заключается привлекательность этой науки.

ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

Определение научного направления должно указывать его объект, предмет, задачи и цели, методы и средства, используемые в исследованиях. Из этих категорий основными являются объект и предмет, и именно в отношении этих понятий общая теория науки и философия не дают нам, как правило, ясных подсказок. В большинстве философских и энциклопедических словарей - а именно ими в своей работе стремится пользоваться специалист в конкретной отрасли знания - определение понятий об объекте и предмете таковы, что эти термины должны рассматриваться в качестве синонимов. Часто предмет исследования рассматривается как некоторый элемент объекта, подлежащий изучению. Но в таком варианте понятие о предмете исследования лишается смысла, поскольку достаточно конкретизировать объект исследования.

В естественных науках рациональным является различение объекта и предмета исследований следующим образом: объект - это изучаемые реальностью окружающего нас мира, а предмет - наши знания

о них. При таком подходе задачей науки является изучение объекта с целью получения предмета о нем. Методы исследований ясно показывают на объект, если даже предлагаемое определение понятия о нем ошибочно или слишком эмоционально. Такова ситуация в неотектонике. Большинство определений ее говорят, что это наука о неоген-четвертичных тектонических движениях. Однако перечисление методов исследования [7] ясно указывает на рельеф земной поверхности и коррелятные ему отложения как объект исследования, в результате изучения которого появляется возможность реконструкции молодых тектонических процессов.

Продолжая дальше, укажем, что средства науки - язык, способы хранения и обработки информации - напрямую связаны с предметом ее исследований.

Итак, что же представляет собой третье лицо геотектоники? Неотектоника изучает рельеф земной поверхности, коррелятные ему отложения и конформные ему же молодые структурные формы с целью выявления особого рода структурных форм по геоморфологическим признакам и реконструкций создавших их тектонических процессов. И, если третье лицо геотектоники мы называем неотектоникой, то понятием о новейшей тектонике, следуя традиции [25], необходимо обозначить предмет ее исследований: структурные элементы и молодую геодинамику приповерхностных частей литосферы, словом, ту часть тектонической жизни Земли, которая эффективно может быть познана благодаря использованию геоморфологических методов исследования [18]. Земная поверхность со свойственным ей рельефом - это единственная на Земле повсеместно распространенная геологическая граница, лучше всех других откартированная. Это позволяет при неотектонических исследованиях широко использовать так называемые морфометрические (картографические) методы исследования [21], сущность которых заключается в специальных преобразованиях топографических карт и получении моделей рельефа по его свойствам, наиболее информативным в отношении новейшей тектоники. Проиллюстрируем это примерами.

Горы Сибири и Дальнего Востока являются одним из результатов позднекайнозойской тектонической активизации. Это средневысотные образования с широкими междуречьями, что придает горному рельефу характерную массивность или монолитность, так что нередко говорят о сибиретипных горах, внешнее однообразие которых нарушается лишь в районах плейстоценового оледенения, где появляются альпийские ландшафты. Но за этим однообразием, однако, скрываются тектонически различные формы, которые хорошо выявляются при изучении поперечных профилей горных поднятий с использо-

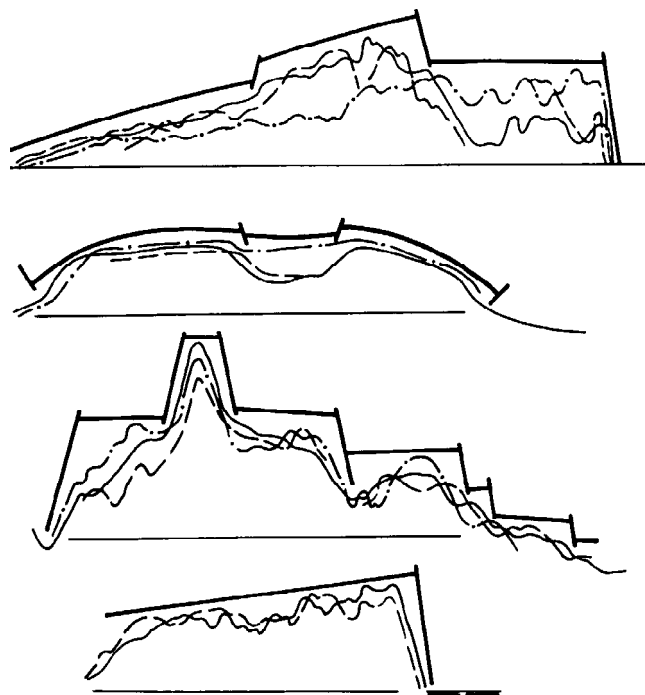


Рис. 1. Совмещенные поперечные профили хребтов-поднятий: асимметричного глыбового поднятия Кони (1) в Северном Приохотье, Заганского свода (2) в Западном Забайкалье, Гунгуртуйского ступенчатого глыбового поднятия (3) в Центральном Забайкалье, наклонного Приморского горста (4) на западном крыле Байкальской рифтовой зоны - и их тектоническая интерпретация (жирные линии). Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 10 раз.

ванием среднемасштабных топографических карт (рис. 1).

Байкальская рифтовая зона представляет собой сочетание глубоких впадин (рифтов или рифтовых долин) и горных поднятий, занимающих более половины ее территории. Внимание геологов привлекают впадины, прежде всего Байкальская, где мощности кайнозойских отложений обычно превышают 1,5-2,0 км, а под южной частью Байкала достигают 6 км и более. Изучены они фрагментарно, поскольку для получения полных разрезов необходимо глубокое бурение. Но, даже сделав это, мы будем обладать ограниченной и односторонней информацией, и для создания полной структурной и геодинамической модели рифтовой зоны необходимо изучить и горные поднятия, входящие в ее состав. Построение карт так называемого тектонического рельефа (рельефа с мысленно засыпанными эрозионными формами) позволило выявить два существенных обстоятельства. Во-первых, Байкальская рифтовая зона, в отличие от рифтов Восточной Африки, с которыми она обычно сопоставляется, не обладает билатераль-

ной структурной симметрией (продольная плоскость симметрии), а характеризуется направленной сменой структурных элементов вкост простираения, обнаруживающей тесную связь с формой выступа аномальной мантии, свойственного ее глубинной структуре. Во-вторых, в рифтовой зоне существенна роль поперечных линеаментов. Частные поперечные разломы этих систем хорошо выражены в пластике горного рельефа в обрамлении рифтовых долин, например, на западном побережье Байкала (рис. 2).

Горы Северной Монголии, Забайкалья и юга Восточной Сибири образуют сложно устроенный Монголо-Сибирский возрожденный орогенический пояс, северное крыло которого составляет Байкальская рифтовая зона [14, 15]. Нами была построена с использованием информации, заключенной в топографических картах, цокольная (базисная) поверхность этого горного пояса - поверхность, касательная отметкам русел крупнейших рек и уровней озерных бассейнов (рис. 3). Это поверхность, выше кото-

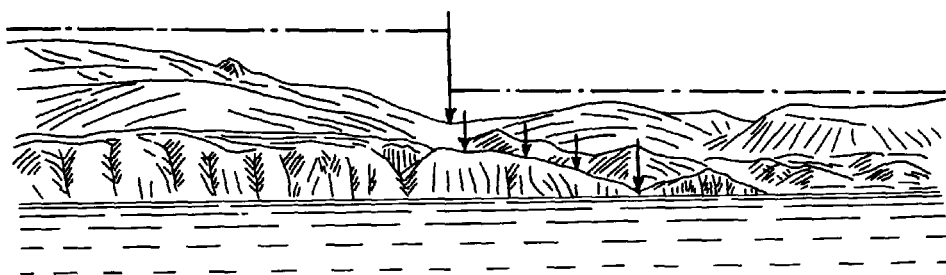


Рис. 2. Поперечный Чанчурский линеамент на западном побережье Байкала (показан стрелками), изменение по нему высоты Приморского хребта.

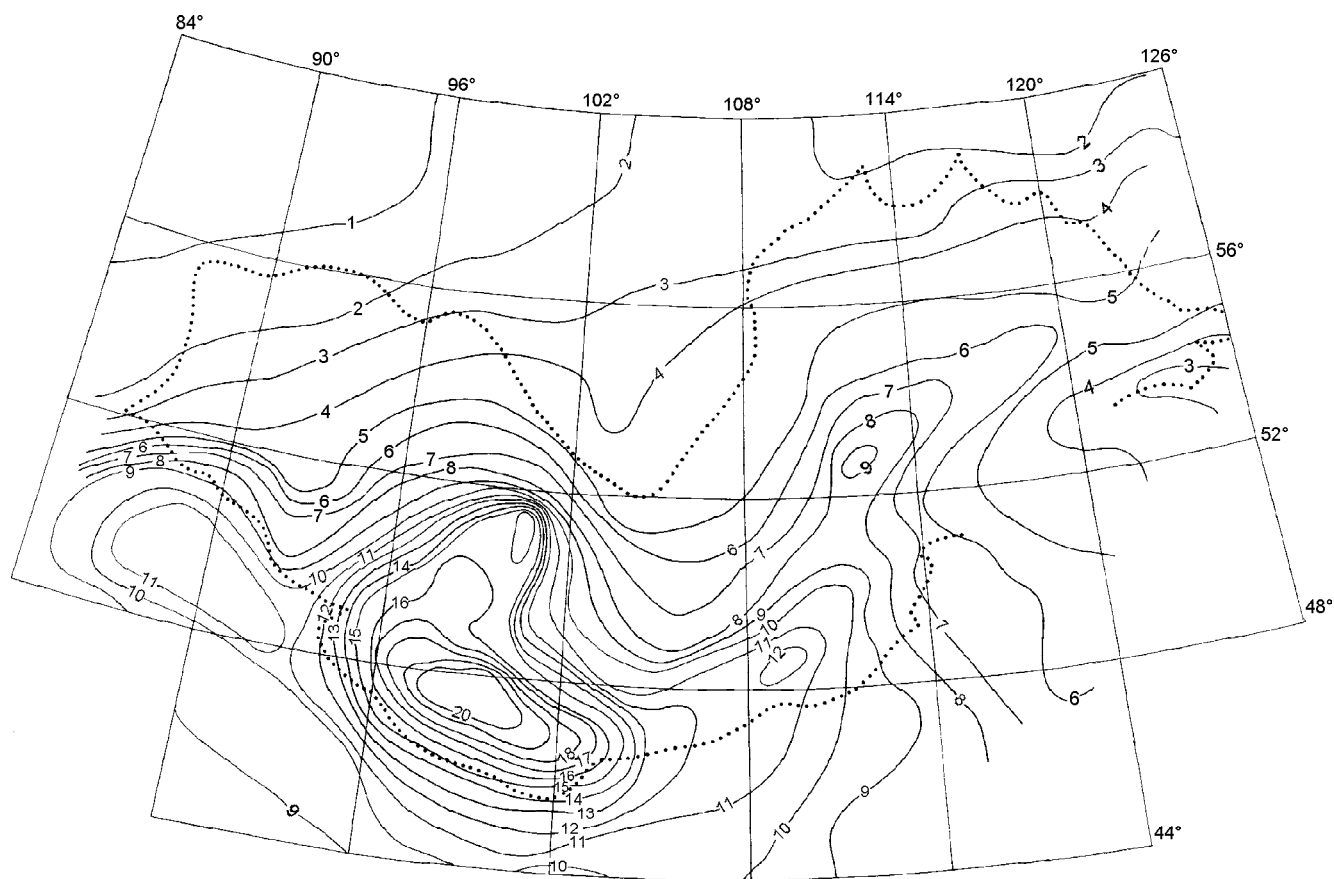


Рис. 3. Цокольная поверхность Монголо-Сибирского орогенического пояса, границы которого показаны точками, свидетельствует о его общем сводообразном изостатическом воздымании. Полоса максимальных высот вдоль меридиана 100° в.д. - "горячая линия" над астеносферным каналом [17], соединяющим подлитосферный астенолит с более глубокими частями мантии [2]. Изолинии оцифрованы в сотнях метров.

рой располагается современный рельеф земной поверхности. Цокольная поверхность горного пояса образует гигантское сводовое вспучивание, на котором закономерно располагаются крупные орогенические формы. Важны два обстоятельства: 1) топография цокольной поверхности удивительно повторяет рисунок изолиний на карте региональных аномалий поля силы тяжести в редукции Буге (но надо обратить внимание на резкое различие в затратах времени и средств для получения этих сопоставимых результатов), 2) рельеф цоколя горного пояса отчетливо связан с формой и мощностями залегающего под горным поясом астенолита - мощной (до 500 км) линзы аномально разогретой и частично расплавленной верхней мантии. Это свидетельствует об общих крупномасштабных изостатических воздыманиях всего Монголо-Сибирского орогенического пояса [14].

Специализированное тектоническое изучение рельефа земной поверхности полезно и в малом. В средней части Байкала располагается Малое Море. Занимаемая им впадина - это рифт на юной стадии развития, когда благодаря совместному действию тектонических движений, денудации и абразии еще разрушается исходный горный рельеф и в днище рифта вырабатывается поверхность ложа будущего осадочного заполнения впадины. На островах и полуостровах Малого Моря мы видим следы тектонической дезинтеграции приповерхностной части литосферы [15]. В рельефе это микрограбены (рис. 4).

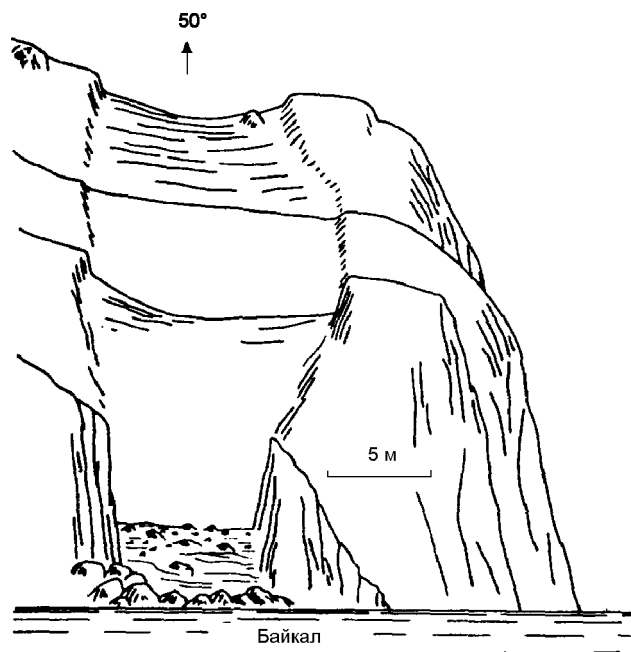


Рис. 4. Зона растяжения в днище Маломорского рифта, выраженная в рельефе в виде микрограбена на восточном берегу острова Замогай.

Они пересекают небольшие склоны и гребни островных и полуостровных массивов и выходят к берегу, где в абразионных нишах обнажаются рыхлые и грубые тектонические брекчии, внешне не отличимые от продуктов выветривания. Это зоны растяжения и дезинтеграции, расщеления, по образному выражению В.В.Ламакина [5], приповерхностных скальных массивов, и они, видимо, являются одним из характерных структурных следствий общего процесса растяжения литосферы (рифтогенеза) в ее приповерхностных частях. И не будь это явление выражено в рельефе в форме своеобразных микрограбенов, оно оказалось бы вне тектонических интерпретаций.

Мы не случайно упоминаем о тектоногенезе в приповерхностных частях литосферы. По-видимому, в изучении этих явлений и заключается главная цель неотектонических обобщений, и именно здесь использование геоморфологических методов исследования определяет значение третьего лица геотектоники в познании структуры и динамики Земли. Тектоногенез в приповерхностных частях литосферы обладает следующими особенностями. Отсутствует или невелика литостатическая нагрузка, обусловленная весом вышележащих горных пород. Еще более важен фактор свободного верхнего, а в случаях глубокорасчлененного рельефа - и бокового свободного полупространства, заполненного водой или воздухом. В результате этого вблизи земной поверхности происходят существенные деформации полей тектонических напряжений.

Наличие бокового и верхнего свободного полупространства обуславливает многие особенности приповерхностного тектоногенеза, поскольку обеспечивается перемещение деформируемых масс горных пород в свободные объемы. В результате возникают интересные формы и ансамбли структурных форм и свойственного им тектонического рельефа. В крайних зонах альпийских складчатых областей (Веркор, Предбалкан, Макран, Загрос) часто распространен так называемый юрский рельеф (по названию Юрских гор), который характеризуется хорошей выраженностью в виде положительных форм рельефа и антиклинальных и синклинальных складок. Наряду с избирательной эрозией здесь сказался и фактор свободного полупространства, в сторону которого в условиях поперечного горизонтального сжатия антиклинали растут в процессе их изгиба, а ядра синклиналей выжимаются в форме клиновидных блоков (рис. 5) [19].

Тектоногенез в приповерхностных частях литосферы образует единство с внешними (экзогенными) процессами морфоногенеза. Эндогенные и экзогенные процессы в этом случае при их противоположных тенденциях или «борьбе», как нередко образно выражаются, в действительности образуют неразрыв-

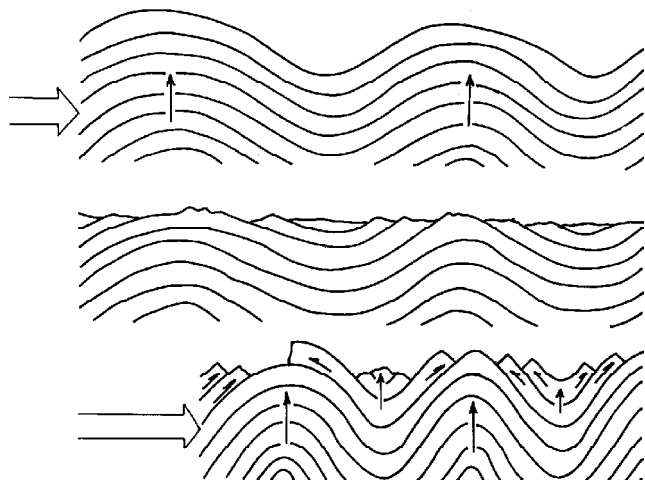


Рис. 5. Складкообразование в приповерхностной части литосферы в условиях субгоризонтального поперечного сжатия и его возможные морфологические эффекты.

ное единство и, в общем, помогают друг другу. Нагорья Хангая и Хэнтея в Северной Монголии, Восточный Саян, Становой и Верхоянский хребты Сибири представляют собой сводовые поднятия, которые сформированы благодаря длительным изостатическим воздыманиям блоков литосферы, обладающих дефицитом плотности. В пределах этих нагорий эрозия и денудация уничтожили и удалили более половины объемов, заключенных между вершинной и цокольной поверхностью, тоже обладающей сводовым изгибом. Денудационное облегчение сводов в значительной мере усиливает эффект изостатических воздыманий.

При наличии высоких тектонических уступов быстрые тектонические перемещения обычно сопровождаются гравитационным перемещением глыбового материала на земной поверхности. Этому способствуют два фактора: тектоническая дезинтеграция приповерхностных скальных массивов в широких зонах молодых разломов и периодическое проявление сейсмических ускорений или сейсмической вибрации. В результате совместного проявления перемещений по разломам, скальных оползней и глыбовых обрушений возникают специфические проявления новейшей тектоники, которые можно назвать сбросообвалами [15]. У структуры Шартла на западном берегу Байкала, сформированной геологически мгновенно, объем обрушенного материала составляет около 1 км^3 .

Сочетание эндогенных и экзогенных процессов в тектогенезе приповерхностной части литосферы обладает еще одной общей особенностью: зональное изменение экзогенных процессов под влиянием эндогенных факторов таково, что морфологи-

ческий эффект тектонических процессов оказывается значительно большим в сравнении с их интенсивностью. Например, узкие компенсационные надразломные грабены на сводовых поднятиях дополнительно углубляются благодаря эрозионному врезанию приуроченных к ним крупных рек, и перепад высот на бортах этих форм (долин-грабенов) часто на порядок выше амплитуд перемещений по оформляющим их молодым сбросам.

Взаимосвязь экзогенных и эндогенных факторов тектогенеза приповерхностных частей литосферы позволяет предложить в качестве основного теоретического положения неотектоники принцип соответствия рельефа темпам и характеру молодых эндогенных процессов. Это основная аксиома неотектоники, хорошо проверенная эмпирическим материалом, и на нее мы опираемся, выполняя тектоническую интерпретацию рельефа земной поверхности. Этот принцип обладает значительной прагматичностью, обеспечивая решение как собственных задач неотектоники, так и прикладных задач.

Следует еще упомянуть об одной практически незаменимой роли неотектоники в геотектонических обобщениях: представления о молодой тектонике регионов, практически лишенных покрова кайнозойских отложений, могут быть получены только благодаря специализированному тектоническому анализу рельефа земной поверхности.

Неотектоника, как третье направление геотектоники, вносит весомый вклад в познание структуры и динамики Земли. Она имеет свой собственный объект исследования, а предмет исследования - общий с другими отраслями геотектоники. Главная цель неотектоники - формирование знаний о тектонике приповерхностных частей литосферы и молодой геодинамике, где использование геоморфологических методов исследования наиболее эффективно, или они вообще не могут быть заменены геолого-геофизическими методами. Внося свой вклад в геотектонические обобщения, неотектоника является равноправной составной частью трехликой геотектоники.

ПРИКЛАДНАЯ НЕОТЕКТОНИКА

В 50-е годы геоморфология приобрела реноме «бесплатности», во многом благодаря трудам профессора Саратовского университета В.П. Филофова, создавшего морфометрический метод поисков нефтегазоносных тектонических структур [21]; метод, основу которого составляет камеральное преобразование топографических карт и последующая тектоническая интерпретация специализированных моделей рельефа.

Геоморфологические методы поисков нефтегазоносных структур успешно использовались во мно-

гих регионах: Поволжье и Прикаспийская низменность, Туран и Западная Сибирь, и везде малые затраты сочетались с хорошими результатами.

Другое прикладное направление - специализированный анализ рельефа при металлогенических построениях - получило широкое распространение благодаря трудам Ю.Г. Симонова, И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.Н. Сапожниковой и других. При металлогенических обобщениях геоморфологи способствуют, в частности, поиску так называемых скрытых разломов, очаговых морфоструктур, часто определяющих пространственную локализацию оруденения, оценке величин денудационного среза. Это направление прикладной неотектоники со временем, по-видимому, будет в значительной мере ориентировано на прогноз формы и размеров трехмерных геологических тел по геоморфологическим признакам. При сопоставлении тектонического рельефа континентальной части Дальнего Востока с картами локальных гравитационных аномалий и плотностей горных пород, которые в совокупности дают характеристику формы, размеров и залегания геологических тел верхней части литосферы, было выяснено, что в рельефе выражены в виде положительных

форм геологические тела определенного класса [4]. Они, во-первых, обладают избытком или недостатком плотностей относительно окружения и, во-вторых, имеют вертикальные размеры, превышающие горизонтальные. Обычно нижние кромки аномальных масс залегают в таких случаях на глубинах 10-15 км. Это небольших размеров интрузии позднекладчатых или орогенных гранитоидов, сложные вулcano-тектонические структуры, массивы офиолитов и т.п. В новейшей структуре они выражены в виде горстов, ступенчатых глыбовых поднятий. Их активное или опережающее воздымание обусловлено различными причинами: изостатическим воздыманием легких тел, выжиманием тяжелых тел под влиянием горизонтального сжатия и др. Эти явления имеют общий структурный смысл, который был назван эффектом выталкивания геологических тел: литосфера освобождается от тех элементов ее структуры, которые обладают аномальной плотностью и отклоняются от формы субгоризонтальных пластин - и тем самым нарушают устойчивость ее в поле силы тяжести.

Хребет Джаки-Унахта-Якбыяна в Нижнем Приамурье представляет собой свод, в центральной части осложненный высоким горстом, сложенным «легкими» позднемеловыми гранитоидами. Однако вблизи восточной периклинали свода его осевой горст постепенно понижается и как бы «тонет» в узком компенсационном грабене. Это позволяет по геоморфологическим признакам прогнозировать изменение формы интрузивного массива по его простиранию (рис. 6).

Еще одно направление прикладной неотектоники, пожалуй наиболее сейчас актуальное, - это оценка геоморфологического (неотектонического) риска. Примером может служить предложенный Н.А. Флоренсовым палеосейсмогеологический метод, направленный на поиск и изучение дислокаций земной поверхности, аналогичных современным сейсмодислокациям. Он позволяет существенно усилить фактологическое обоснование степени сейсмической опасности в регионах, где сейсмостатистические данные охватывают небольшие промежутки времени (горы Восточной Сибири и Дальнего Востока, Монголия и др.). Такие палеосейсмодислокации обнаружены во многих районах Байкальской рифтовой зоны [11].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБОБЩЕНИЯ

Вклад неотектонических обобщений в геотектонику особенно очевиден для познания структуры дна океанов. Существующие тектонические карты, охватывающие одновременно континенты и океаны, в сущности представляют собой двойные модели: они собственно тектонические - для суши и неотекто-

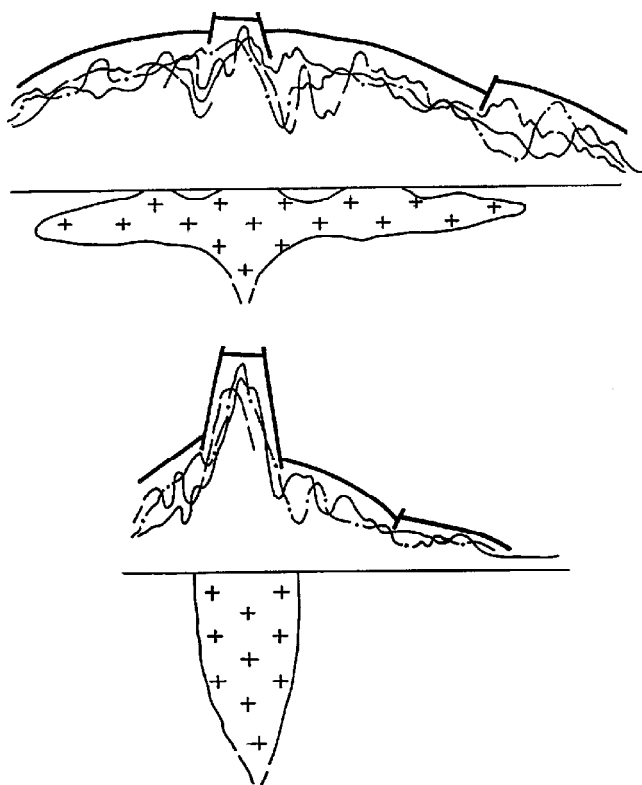


Рис. 6. Совмещенные поперечные профили хребта Джаки-Унахта-Якбыяна (Приамурье) и возможное изменение по простиранию формы позднемеловой гранитоидной интрузии, предполагаемое по геоморфологическим данным.

нические - для акваторий, поскольку в последнем случае основными использованными материалами являются сведения о подводном рельефе. Для дна океанов тектонический анализ рельефа дает основные материалы для познания их структуры и геодинамики, и в этом случае пионерное значение неотектонических обобщений выглядит особенно наглядно.

Изучение структуры планетарного рельефа, анализ ее с использованием аппарата учения о симметрии, по-видимому, позволяет выявить многие особенности развития послепангейской Земли - послесреднеюрской, когда произошел раскол единого южного материка.

Структура планетарного рельефа Земли характеризуется, в первую очередь, антисимметрией северного и южного полушарий. Антисимметричны друг другу Арктический океанический бассейн и Антарктида, Лавразийский материковый пояс Северного полушария и Южный океан. Южные материки - фрагменты Гондваны - имеют высокие цокольные поверхности, располагающиеся в пределах платформенных равнин обычно на высоте более 300 м, а в Южной Африке и на высотах более 1000 м. Цокольные поверхности платформенных равнин северного

полушария обычно располагаются на высотах менее 200 м [14].

Еще одна особенность структуры планетарного рельефа - это наличие в экваториальном поясе Земли системы левосторонних ороклинов (изгибов в плане), построенной удивительно симметрично (рис. 7). В нее входят: срединно-океанические хребты (А); вогнутые (Б) и выпуклые (В) углы ограничений гондванских материков, островодужные сооружения (Г) и асейсмичные океанические хребты (Д). Начиная с Восточно-Тихоокеанского поднятия - и на восток, элементы системы выстраиваются следующим образом: АБВ-АБВ-АБВ-ГД. Последняя группа ГД - это островные дуги и асейсмичные хребты Западно-Тихоокеанского региона. Группы этой системы совмещаются между собой через 90 градусов, т.е. их положение описывается осью симметрии 4-го порядка с нарушением (сменой группы АБВ группой ГД) в западной части Тихого океана. Нарушения симметрии планетарного рельефа в Западно-Тихоокеанском регионе происходят по многим параметрам, и случай с системой экваториальных ороклинов лишь хорошо характеризует это явление [14].

Симметрия планетарного рельефа позволяет сделать вывод, что фоновым процессом в тектоносфере послегондванской Земли является ее анизо-

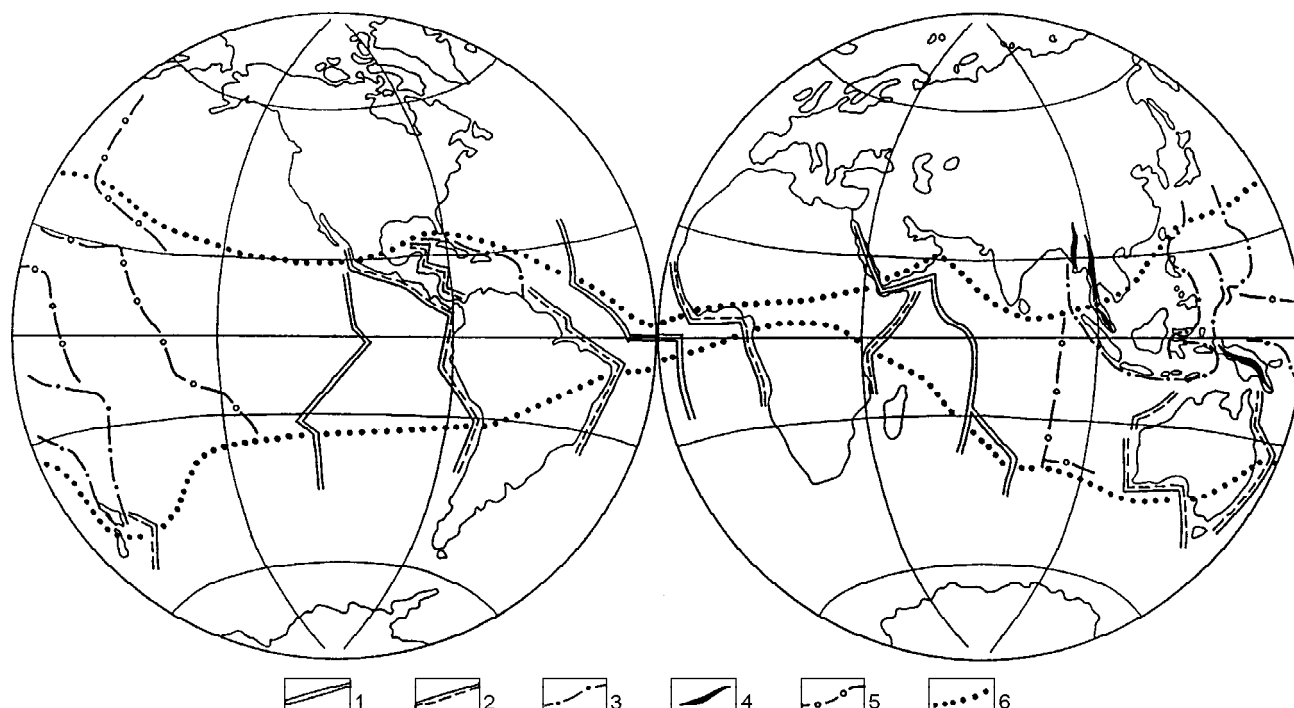


Рис. 7. Экваториальная система ороклинов [14]. 1 - срединно-океанические хребты; 2 - выпуклые и вогнутые края континентов; 3 - островодужные сооружения; 4 - молодые горные поднятия; 5 - асейсмичные горные хребты; 6 - границы экваториальной системы ороклинов. Структура пояса описывается антитрансляциями и осью симметрии 4-го порядка с нарушениями симметрии в Западно-Тихоокеанском регионе.

тропное расширение в Южном полушарии и относительное сжатие в Северном. Это определяет деформацию фигуры Земли - ее общую грушевидную форму. Но в последней запечатлены лишь относительно молодые деформации фигуры Земли, еще не компенсированные перераспределением масс благодаря ротационным процессам.

Антисимметрия мегарельефа Северного и Южного полушарий, морфология и высоты цокольных поверхностей материков, другие особенности планетарного рельефа находятся в удивительном соответствии с результатами глобальной сейсмической томографии [22]. Согласно последним, тектоносфера в южном полушарии более насыщена слоями разогретого мантийного вещества. В Западно-Тихоокеанском регионе, судя по тому, что здесь порядок в структуре планетарного рельефа устойчиво нарушается по многим параметрам, происходят главные процессы, преобразующие тектоносферу и лик Земли.

Добротный специализированный анализ рельефа земной поверхности позволяет неотектонике, с одной стороны, вносить в геотектонические обобщения незаменимый вклад и, с другой, использовать в полной мере геолого-геофизические материалы для создания моделей развития как послепангейской Земли в целом, так и отдельных ее регионов. Например, возрожденные орогенетические пояса континентов, их тектонический рельеф и глубинное строение образуют связанные структурные ансамбли (рис. 8), и это позволяет создать фактологически хорошо обеспеченные модели их происхождения и развития.

ОТ ТЕКТОНИКИ РЕЛЬЕФА К ТЕКТОНИКЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОРАЗДЕЛОВ

Опыт неотектонических исследований, их разработанные методы позволяют постепенно переходить от специализированного анализа рельефа земной поверхности к таковому же глубинных геологических границ и рельефа геоида. Первые опыты такого анализа как будто дают обнадеживающие результаты [20], и можно говорить о тектонике рельефа георазделов. Это направление геотектонического анализа структуры и динамики Земли важно, в первую очередь, в двух отношениях: 1) рельеф георазделов (поверхностей Конрада и Мохо, подошвы литосферы или границы ядро-мантия и др.) несет концентрированную информацию о процессах в окружающих геосферах; 2) сами георазделы как сложно устроенные границы разнородных сред определяют многие особенности динамики и структуры их приграничных частей, и пример верхнего ограничения литосферы в этом отношении особенно примечателен [16].

В заключение следует сделать еще одно замечание относительно неотектоники. История ее становления

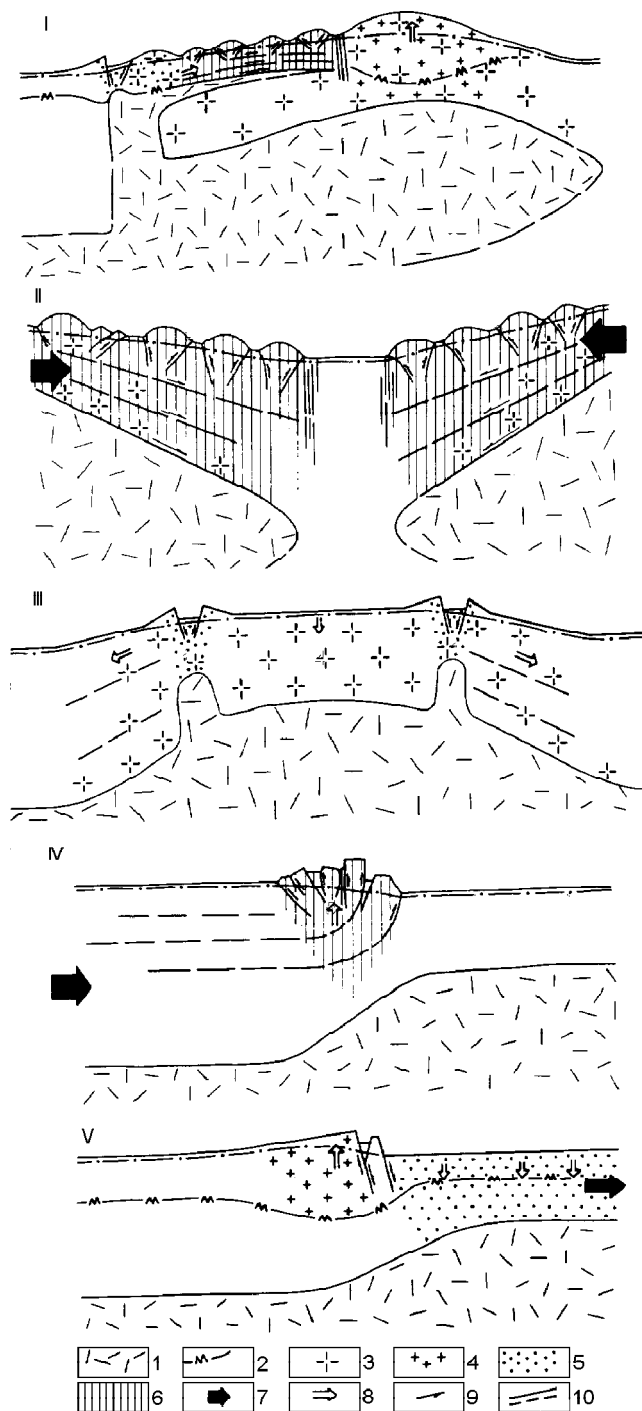


Рис. 8. Модели формирования новейших возрожденных орогенетических поясов монголо-сибирского типа (I), Центральноазиатского горного пояса (II), Восточно-Африканского рифтового пояса (III), горных поясов урал-аппалачского (IV) и восточно-азиатского (V) типов [26]. 1 - астеносфера; 2 - поверхность Мохо; 3-6 - литосфера, в т.ч. прогретая над астенолитами (3), сложенная породами с дефицитом плотностей (4), испытывающая горизонтальное растяжение (5) или сжатие (6); 7-8 - направления перемещения литосферных плит (7) или литосферных блоков (8); 9 - перемещения по активным разломам; 10 - главные разломы.

и развития как научного направления, как одной из составных частей геотектоники показывает, что неотектоника является наукой животворящей.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (96-05-64773).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арган Э. Тектоника Азии: Доклад на Брюссельской (XII) сессии МГК в 1922 г. / ОНТИ НКТП СССР, М. -Л., 1935. 192 с.
2. Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 184 с.
3. Карта новейшей тектоники СССР. 1: 5000000. 1959 г. / Гл. ред. Н.И.Николаев и С.С.Шульц. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
4. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1176-1180.
5. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины М.: Наука, 1968. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 187).
6. Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с. (Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР. Т. VIII).
7. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
8. Николаев Н.И. Неотектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 49 с.
9. Обручев В.А. Юные движения в древнем теменн Азии // Природа. 1922. № 8-9. С. 38-46.
10. Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР, сер. геол. 1948. № 5. С. 13-24.
11. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР, сер. геол. 1962. № 11. С. 68-74.
12. Тетяев М.М. Основы геотектоники М.-Л.: ОНТИ, 1934. 288 с.
13. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
14. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
15. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
16. Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.
17. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф севера Внутренней Азии // География и природ. ресурсы. 1995. № 2. С. 5-18.
18. Уфимцев Г.Ф. Определение неотектоники // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 115-117.
19. Уфимцев Г.Ф., Фогт А. Юра, Веркор и Северный Прованс (Диуа и Баронни) как пример морфотектоники внешних цепей альпийских орогенов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №12. С.1968-1979.
20. Уфимцев Г.Ф. Тектоника георазделов рельеф верхнего ограничения литосферы, геоида и подошвы мантии // Тектоника и геодинамика общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 232-233.
21. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.
22. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Динамика литосферы и сейсмо-томография // Природа. 1991. № 4. С. 32-39.
23. Шульц С.С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня: Тр. XVII сессии МГК. М.: ГОНТИ, 1939. Т. 2. С. 629-635.
24. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. Всесоюз. Геогр. о-ва, новая сер. М.: ОГИЗ, 1948. Т. 3. 222 с.
25. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
26. Ufimtsev G.F. The continental rejuvenated mountain belts // Ecografia Fisica e Dinamica Quaternaria. 1994. V.17. P. 87-102.

Поступила в редакцию 28 августа 1999 г.

Рекомендована к печати А.А. Врублевским

The third face of geotectonics

G.F. Ufimtsev

Geotectonics is a complex science involving three directions, each having different investigation targets (geological bodies – tectonics, physical bodies – deep tectonics, earth's surface relief – neotectonics) and forming a common subject – knowledge of the structure and development of the earth. The third face of tectonics is neotectonics dealing with the earth's surface relief, correlative (with respect to it) deposits and also conformable (with respect to it) young structural forms; it is aimed at recognition of structural forms according to geomorphological properties, and definition of their genesis and development. This science formulates our knowledge of young tectonics of the near-surface parts of the lithosphere where conditions for structure formation are specific: small lithostatic load, free semispace and deformation of fields of tectonic stresses. The theoretical base of neotectonics is the principle of accordance of relief to the rate and character of young tectonic processes. The theory of neotectonics, methods of its investigations, experience of regional and global generalizations allow using it when assessing tectonics of its geosections (geoid surfaces, Conrad and Moho discontinuities, and core-mantle boundaries).

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.81.044

О КНИГЕ "ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ КИМБЕРЛИТОВ"

Н.А. Шило, Н.Г. Патык-Кара

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

В начале 2000 г. в издательстве "Недра" вышло крупное обобщение по вторичным минералам кимберлитовых пород - книга Н.Н. Зинчука "Постмагматические минералы кимберлитов". Чрезвычайно характерным для кимберлитовых пород является интенсивное преобразование их первичного состава постмагматическими процессами. Это приводит к тому, что во многих случаях кимберлит представляет собой типичный метасоматит, а первичные минералы присутствуют в нём в виде реликтов. Данное обстоятельство дало основание автору монографии Н.Н. Зинчуку выделять интенсивно изменённые кимберлиты в отдельную апокимберлитовую субформацию. К настоящему времени в кимберлитах установлено более 50 вторичных минералов, которые входят в более чем десяток минеральных классов. Определение места и роли каждого из постмагматических минералов, реконструкция последовательности их образования, распределения, устойчивости при различных параметрах имеют важное значение для понимания природы кимберлитов и условий их преобразования. Не менее важной и актуальной задачей является разработка минералого-петрографических критериев диагностики таких сильно изменённых пород, как кимберлиты.

Рецензируемая книга, объёмом около 49 печатных листов, начинается с рассмотрения закономерностей строения и вопросов районирования алмазоперспективных территорий Сибирской платформы, особенностей поисков кимберлитовых трубок в различных геологических ситуациях, а также условий образования и преобразования кимберлитов. В пределах Якутской алмазоносной провинции на площади свыше 800 тыс. км² известно порядка 1000 кимберлитовых тел, которые сгруппированы в 20 кимберлитовых полей, а они, в свою очередь, объединены в 9 районов. По типоморфным признакам алмазов и структурно-тектоническим позициям в пределах Сибирской платформы выделяются четыре алмазоносные субпровинции: Лено-Анабарская, Тунгусская, Центрально-Сибирская и Алданская. Выделение в пределах Сибирской алмазоносной провинции (как её называл М.М. Одинцов) четырёх

субпровинций, различающихся типоморфными особенностями алмазов, позволяет рассматривать экзогенную историю алмазов россыпей в тесной связи с историей геологического развития платформы, установить роль отдельных типов первоисточников в россыпях различного возраста и генезиса и применять данные по типоморфизму алмазов для целей регионального и локального прогноза. В этом же разделе автором рассматриваются особенности поисков кимберлитовых трубок в различных геологических условиях: частично и полностью перекрытых рыхлыми отложениями и траппами; интродуцированных траппами без перемещения и с перемещением отторгнутых блоков; с сохранившимися кратерными осадками и образованными в условиях взрывной камеры закрытого типа. Приведённые данные показывают сложность и многообразие обстановок, что следует учитывать при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов. Отмечается, что, для того чтобы методически правильно и эффективно проводить прогнозно-поисковые работы, необходимо учитывать особенности геологического строения и историю развития каждого алмазоперспективного региона.

К постмагматическим преобразованиям кимберлитов отнесены изменения, которые они претерпели в пневматолито-гидротермальную стадию метаморфизма при температурах от 600°C и ниже. Некоторые минералы формировались при температурах менее 100°C. Наряду с автометаморфическими процессами, которые протекали в обстановке, близкой к изохимической, в кимберлитах широко распространён метасоматоз (автометасоматоз). Автором подчёркивается, что формирование кимберлитовых тел, вся дальнейшая их история тесным образом связаны с тектонической обстановкой каждого конкретного кимберлитового поля. Особенно велико влияние тектоники на все дальнейшие процессы, преобразовавшие породы кимберлитовых тел до современного состояния. Все они воздействовали на породу через физико-химические факторы.

Основной объём книги посвящён вторичным минералам кимберлитов, их составу, структурным

особенностям, характеру распределения в кимберлитовых телах и условиям формирования. В работе детально рассмотрены силикаты, карбонаты, оксиды и гидроксиды, сульфиды, бораты, сульфаты, фосфаты, галогениды.

Более половины объёма кимберлитовых тел Якутии составляют серпентины. Этим данные породы отличаются от кимберлитов Южной Африки, в которых содержания минералов группы серпентина не превышают 10 %. Оптические и рентгеноструктурные исследования показывают, что в кимберлитах присутствует несколько разновидностей серпентиновых минералов (хризотил, лизардит, серпофит), соотношения и взаимоотношения которых, степень совершенства структуры и другие параметры различаются в зависимости от локализации в теле кимберлитовой трубки. Определяющими факторами возникновения структурных разновидностей серпентинов является температура и состав растворов. Характер серпентинизации кимберлитов и гипербазитов различен, т. к. в кимберлитах типичные петельчатые структуры, характерные для серпентинизированных ультраосновных пород, не образуются.

Одними из наиболее распространённых минералов кимберлитовых пород Якутии являются также карбонаты, в частности кальцит, характеризующиеся многообразием форм выделений. Люминесцентные характеристики большинства выделений кальцита из кимберлитов существенно отличаются от таковых для изученных разновидностей минерала некимберлитового происхождения. Выявлены определённые закономерности изменения люминесцентных свойств кальцита в объёме кимберлитовых тел. Важную роль играют установленные закономерности изменения в кальцитах содержания TR-элементов в вертикальном разрезе. Приведены типоморфные особенности и ряда других карбонатных минералов кимберлитов - доломита, арагонита, пирроаурита и др. Показано, что изотопный состав углерода из вмещающих кимберлиты пород близок к таковому нормально осадочного углерода морского происхождения, что подчёркивает слабое влияние на приконтактные зоны как мантийной углекислоты, так и углерода органического происхождения. Отмечающееся различие изотопного состава углерода карбонатов из кимберлитов различных фаз внедрения позволяет использовать эти свойства при типизации пород, слагающих трубки взрыва.

Широко распространены в отдельных кимберлитовых телах Якутии флогопит и продукты его изменения (хлорит, вермикулит). Выделяется не менее трёх генераций этого минерала - образующих вкрапленники и слагающих основную массу породы, а по генезису относящихся к магматогенным и метасоматическим образованиям. Комплексные исследова-

ния, проведённые автором, позволили установить чёткое структурное и химическое различие между магматогенными флогопитами (низкая степень совершенства структуры, повышенное содержание Al в тетраэдрах) и их метасоматическими разновидностями (более высокое совершенство структуры, наличие в тетраэдрах Fe³⁺). Эти различия обусловлены специфическими условиями образования выделенных групп флогопитов. Исследована также динамика изменения флогопита в процессе формирования кимберлитовых пород.

Интересные данные приведены в монографии по типоморфным особенностям и условиям формирования в кимберлитах магнетита, кварца, брусита, сульфидов и других менее распространённых минералов из классов боратов, сульфатов, фосфатов, галогенидов. Впервые в кимберлитах Якутии обнаружен и изучен минерал, изоструктурный пирроауриту, но в его структуре отсутствуют собственные анионные комплексы [CO₃]²⁻, что позволило автору отнести его к магниевому ферригидроксиду, не имеющему аналогов по составу.

Особое место в монографии занимает рассмотрение условий вторичного минералообразования в кимберлитах, а также закономерностей распределения вторичных минералов в плане и на глубину кимберлитовых тел. Показано, что в пневматолито-гидротермальную стадию преобразования кимберлитов принимали участие глубинные эманации и вадозные термальные воды. Весь процесс вторичного минералообразования в кимберлитах Якутии происходил при пониженных окислительных условиях и сопровождался повышенным сероводородным заражением. Разработанный автором рациональный комплекс изучения вещественного состава кимберлитов даёт возможность оценить в количественном плане содержания вторичных минералов в породе и, таким образом, проводить минералогическое картирование слагающих коренные месторождения алмазов пород. Отмечается зональность в распределении вторичных минералов в кимберлитовых телах, рассмотрены причины её формирования.

Важное теоретическое и практическое значение имеют результаты изучения влияния вмещающей среды на химический состав и особенности вторичного изменения кимберлитов. Показано, что на состав кимберлитов в существенной степени влияют минералогические и химические особенности вмещающих диатремы пород, в т. ч. межпластовые воды. Особенно ярко это проявляется в приконтактных частях диатрем, где кроме обильной концентрации ксенолитов вмещающих пород наблюдается и специфическая вторичная минерализация, нередко отмечающаяся и в экзоконтактных частях трубок. Именно составом вмещающих пород (повышенная крем-

некислотность) обусловлено развитие в кимберлитах Архангельской провинции сапонита вместо обычного для кимберлитов Якутии серпентина (сапонит, как известно, по сравнению с серпентином при в целом близком составе является более "кислым" минералом).

Значительное место в монографии уделено вопросам корообразования в кимберлитах и особенностям накопления материала древних кор выветривания в верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщах. На многих кимберлитовых трубках Якутии отмечено гипергенное преобразование пород, которые демонстрируют разные стадии изменения - слабо, умеренно и сильно выветрелые кимберлиты. Детальное изучение вещественного состава и физико-химических особенностей пород даёт возможность довольно надёжно, как показано автором, выделять определённую зональность в разрезах элювия кимберлитов. В частности, для этого используется политипия и степень совершенства структуры отдельных минералов. Так, установленные автором закономерности гипергенного преобразования различных минералов, в том числе наиболее распространённого серпентина, можно использовать для определения степени зрелости коры выветривания кимберлитов, а также надёжно фиксировать переотложенный кимберлитовый материал в осадочных коллекторах алмазов. Коры выветривания установлены и в верхних частях недавно открытых трубок Нюрбинская и Ботуобинская, где они представлены площадным типом элювия с сохранившейся нижней зоной дезинтеграции и начального выщелачивания.

В разнофациальных отложениях верхнего палеозоя и мезозоя алмазоносных районов Сибирской платформы установлена различная концентрация продуктов перемыва и переотложения древних кор выветривания. Оценка доли участия выветрелого кимберлитового материала (а также других пород) может быть произведена на основе детального изучения минерального состава терригенных толщ.

Завершается работа практическими рекомендациями по использованию результатов исследований для решения различных прогнозно-поисковых задач. Показана возможность использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины денудационного среза кимберлитовых трубок, для решения ряда технологических вопросов, а

также возможность использования слюд, кварца и других лёгких минералов при поисках месторождений алмазов.

При определении величины среза трубок на данном этапе изученности вертикальной зональности диатрем рекомендуется использовать следующие критерии: а) наличие или отсутствие в верхних горизонтах осадочно-вулканогенных образований и б) степень развития и характер гидротермальной минерализации. Условия образования и преобразования кимберлитов, характер развития вторичной минерализации в кимберлитовых телах оказывают большое влияние на технологический процесс, поэтому знание закономерностей образования, состава и распределения вторичных минералов существенно повышает эффективность технологии переработки алмазосодержащих руд.

Вторичные минералы кимберлитов (флогопит, серпентин, сапонит, кварц и др.) и ранее предлагалось Н.Н. Зинчуком использовать при поисках погребённых месторождений алмазов наряду с традиционными минеральными спутниками алмазов. В настоящее время сапонит используется архангельскими геологами при поисках погребённых тел, в Якутии также изучаются лёгкие фракции шлиховых проб и глинистая составляющая терригенных отложений. Всё это даёт возможность повысить эффективность поисков алмазных месторождений в сложных геолого-геоморфологических условиях.

Оценивая работу в целом, необходимо отметить, что на сегодняшний день она является наиболее полной сводкой по вторичным (гидротермальным и гипергенным) минералам кимберлитовых пород. Применение современных прецизионных физических методов исследования - рентгеновских, электронно-графических, электронно-микроскопических, рентгеноспектральных, ядерных и др. - позволило автору не только досконально изучить типоморфизм вторичных минералов, но и установить в кимберлитах ряд новых минеральных фаз. Описание методики исследований, приведённое в книге, имеет самостоятельное значение. Работа снабжена обширной библиографией, отлично иллюстрирована и издана. Книга будет полезна всем специалистам, занимающимся геологией, минералогией, петрографией кимберлитовых пород и вопросами поисков алмазных месторождений.