

Том 17, номер 1
ISSN 0207-4028

Январь-Февраль 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 17 № 1 1998 Январь-Февраль

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

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

Редакционная коллегия

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

Редакционный совет

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

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1998 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.17 № 1 1998 January-February

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

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

Editorial Board

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

Editorial Council

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

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1998

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника

<i>С.М. Сипица.</i> Парадокс кливажа	3
<i>М.В.Алексютин, С.Д. Соколов.</i> Результаты палеомагнитных исследований в Пенжинско-Тайгоносском сегменте Тихоокеанского пояса и их тектоническая интерпретация	13

Седиментология и стратиграфия

<i>А.М.Короткий, Н.Г.Раззигаева, Т.А.Гребенникова, Л.А.Гаизей, Л.М.Мохова, В.Б.Базарова, Л.Д.Сулержисцкий.</i> Голоценовые террасовые морские отложения о.Кунашир	28
<i>Е.С.Панасенко, В.С.Руденко.</i> О возможности расчленения монотонных кремнистых отложений по соотношению породообразующих микрофоссилий (на примере пермских кремней Сихотэ-Алиня)	46
<i>И.В.Келкин, Р.А. Келкина.</i> Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь)	59
<i>С.В.Зябрев.</i> Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр. Хехцир и кинематика асимметричных складок – индикаторы субдукционной аккреции	76

Магматизм и геохимия

<i>И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева.</i> Ассоциации щелочных и субщелочных базальтов Тихого океана и их петрогенетическая природа	85
<i>Л.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова, В.И.Гвоздев, Д.З.Журавлев, Н.С.Герасимов.</i> Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье)	99

Металлогения

<i>В.А.Приставко, В.И.Гоичаров, А.А.Сидоров.</i> Систематизация и оценка перспектив сереброносных рудопроявлений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геолого-геохимическим данным	109
<i>А.А.Черепанов, Г.Г.Архипов.</i> Стратиформное флюоритовое оруденение юго-восточной окраины Сибирской платформы	117

Математические методы в геологии

<i>О.А.Кисловский, В.И.Исаев.</i> О концептуальной модели создания Государственного Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБНД-НГ)	131
--	-----

Дискуссия

<i>Ч.Б.Борукаев.</i> И снова о террейнах.	141
--	-----

Юбилей

<i>Н.А.Шило</i> (к 85-летию со дня рождения)	143
--	-----

<i>Правила представления статей</i>	144
---	-----

CONTENTS

Tectonics

- S.M.Sinitsa*. Paradox of cleavage 3
M.V.Alexyutin, S.D.Sokolov. Paleomagnetic researches in the Penzhin-Taigonos part of the Pacific belt: results and their tectonic interpretation 13

Sedimentology and stratigraphy

- A.M.Korotky, N.G.Razjigaeva, T.A.Grebennikova, L.A.Ganzev, L.M.Mokhova, V.B.Bazarova, L.D.Sulerzhitsky*. Holocene marine terraces of Kunashir Island 28
E.S.Panasenko, V.S.Rudenko. On possible division of the monotonous siliceous deposits on the ratio of rock-forming microfossils in the instance of the Sikhote-Alin bedded chert 46
I.V.Kemkin, R.A.Kemkina. Jurassic-Early Cretaceous biostratigraphy of cherty and terrigenous deposits of Dalnegorsk ore area (Southern Sikhote-Alin) 59
S.V.Zyabrev. A stratigraphic record of the cherty-terrigenous complex in the Khekhtsyur range, and kinematics of asymmetric folds – indicators of subduction accretion 76

Magmatism and geochemistry

- I.N.Govorov, E.D.Golubeva*. Association of alkalic and subalkalic basalts of the Pacific Ocean and their petrogenetic nature 85
L.N.Khetchikov, V.A.Pakhomova, V.I.Gvozdev, D.Z.Zhuravlev, N.S.Gerasimov. Rb-Sr isotope age and fluid regime peculiarities of granitoid formation of the Lermontovsky skarn-sheelite deposit (Primorye) ... 99

Metallogeny

- V.A.Pristavko, V.I.Goncharov, A.A.Sidorov*. Systematization and evaluation of silver occurrences and deposits of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt by geologic and geochemical data 109
A.A.Cherepanov, G.G.Arhipov. Stratiform fluorspar mineralization in the south-eastern Siberian platform 117

Mathematic methods in geology

- O.A.Kislovsky, V.I.Isayev*. The conceptual model of the State Far Eastern Regional Bank of Digital Geological-Geophysical Information on Oil and Gas 131

Discussion

- Ch.B.Borukaev*. And again on terranes 141

Anniversaries

- N.A.Shilo* (to the 85-th birth anniversary) 143

- Notes for Contributors* 144

ТЕКТОНИКА

УДК 551.252:551.255

ПАРАДОКС КЛИВАЖА

С.М. Сеница

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На основе данных автора и опубликованных фактов обсуждается вопрос об условиях образования кливажа тектонитов. Обосновывается положение о том, что развитие кливажа обусловлено неоднородностью деформации.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о происхождении кливажа тектонитов обсуждается с прошлого века и продолжает оставаться актуальным. В настоящей статье этот вопрос рассматривается с точки зрения приложимости пространственных моделей образования кливажа к природным его проявлениям, в частности, в изучавшихся автором комплексах деформированных и в той или иной мере метаморфизованных пород Забайкалья, Камчатки, Приморья и ряда других регионов.

КЛИВАЖ В КОНТЕКСТЕ ДРУГИХ ТЕКТУРНЫХ СВОЙСТВ ТЕКТОНИТОВ

Терминология, относящаяся к текстурам тектонитов, сложна и запутана. В отношении таких, в частности, широко используемых терминов как кливаж и сланцеватость автор одного из руководств по структурной геологии заметил, что они окружены “завесой таинственности” [21, р. 216]. Уточним в связи с этим значения указанных терминов, в которых они будут использоваться ниже. Кливаж - система сближенных субпараллельных трещин, разделяющих тектонит на более или менее линзовидные пластины (литоны). Сланцеватость - единообразное, плоско- и линейнопараллельное расположение гетерометричных структурных элементов тектонитов - минеральных зерен и их сегрегаций, а также разного рода разлинзованных включений, таких как гальки, оолиты, конкреции, ксенолиты и др.

Кливаж часто сочетается со сланцеватостью и при этом располагается согласно с ней (в таких случаях его обычно называют сланцевым кливажом, кливажом сланцеватости или кливажом течения). Это обстоятельство и составляет разгадываемый более 100 лет секрет кливажа. Сланцеватость объяснима в рамках модели деформации чистого сдвига, или сплющивания (рис. 1). Кливаж же в этой модели мес-

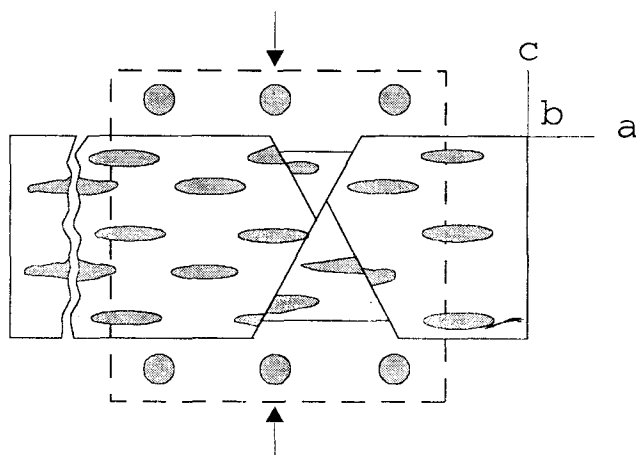


Рис. 1. Взаимоположение ориентированной текстуры и трещин (отрыва и скалывания) в модели однородной деформации чистого сдвига (сплющивания).

В верхнем правом углу схемы - структурные координаты (а - направление максимального удлинения, с - направление максимального укорочения, в - нормальное к поверхности схемы направление промежуточной деформации).

та не находит. По теории и данным эксперимента при чистом сдвиге трещины могут образовываться либо параллельно деформирующему сжатию (трещины отрыва), либо под острым углом к нему (трещины скалывания). Попытки объяснить согласные со сланцеватостью трещины предпринимались многократно. Рассмотрим главные направления мысли при таких попытках.

КЛИВАЖ КАК НЕДИСЛОКАЦИОННОЕ ЯВЛЕНИЕ

В структурную геологию термин “кливаж” был привлечен из минералогии и использовался в близком значении: в материале существуют ослабленные направления, по которым он легче раскалывается при механическом воздействии. Применительно к тектонитам это означало, что порода при

ударе расщепляется на пластины по направлению сланцеватости [20]. Трещины кливажа при этом рассматривались как потенциальные, т.е. реализуемые не в процессе деформации горной породы. Какие-либо смещения по кливажу в процессе деформации не предполагались. Представления о вторичности кливажа по отношению к сланцеватости, одно из наиболее ранних в истории рассматриваемого вопроса, отражено во многих публикациях нашего времени*. Приемлемо оно, однако, лишь в частных случаях. Такого рода расщепляемость местами обнаруживается в комплексах метаморфических тектонитов, например в гнейсовых куполах, в частности в окаймленных гнейсовых куполах Забайкалья [10], где автор наблюдал ее в основном в гранито-гнейсовых (метагранитных) ядрах, а изредка и в парагнейсах (метапесчаниках) юрского слоистого обрамления. Но в тех же комплексах, как и в других, широко распространены согласные со сланцеватостью трещины, хорошо выраженные в обнажениях и не требующие для своего обнаружения механического воздействия. Стенки таких трещин обычно более или

менее притерты. При этом на поверхностях кливажа часто видны штрихи скольжения, соориентированные с линейностью сланцеватости. В сечениях, параллельных линейности и нормальных к сланцеватости (а-с, см. рис. 1), обычно видны следы взаимного смещения смежных литонов. Такие смещения могут достигать значительной амплитуды и еще в начале века были классифицированы как особый вид разрывных нарушений - "разломы скольжения" (см. [17]).

Смещение по кливажу сланцеватости с видимой амплитудой не менее 10 м можно наблюдать в зоне смятия на полуострове Трудный (Южное Приморье), в 3,5 км к северу от мыса Пассека, где этим нарушением сорвано крыло антиклинальной складки интенсивно дислоцированных девонских туфо-терригенных отложений. Смещения с меньшими амплитудами (вплоть до субмикроскопических) автором наблюдались многократно как в линейных зонах смятия, так и в гнейсовых куполах (примеры - на рис. 2а, б).

Таким образом, кливаж - это все-таки дислокационное явление и его объяснение должно считаться с этим обстоятельством.

КЛИВАЖ С ПОЗИЦИЙ ГИДРОДИНАМИКИ

В середине нашего века Э.Клоос [4], высказал мнение, что кливаж может быть объяснен как следствие ламинарного течения вязкого материала. В 60-70^х годах это направление интенсивно и всесторонне (с привлечением эксперимента) развивал Е.И.Паталаха [6 и др.]. Направление оказалось плодотворным. В рамках указанной модели нашли согласованное объяснение многие черты строения тектонитов и их комплексов. Однако исследования в этом направ-



Рис. 2. Сдвиговые смещения по кливажу: а) в метагранитных гнейсах. Масштаб 1:25. Цаган-Олуевский купол в Забайкалье; б) в слоистых породах (девон). Масштаб 1:40. Зона смятия на п-ове Трудный в Южном Приморье.

лении проблему кливажа от затруднений полностью не избавили, т.к. были нацелены на объяснение только одного из известных кинематических видов кливажа - кливажа течения, тогда как другой его вид - кливаж разлома – остался “за бортом”. Два указанных вида кливажа, выделенные еще в начале нашего века Ч.К.Лейтом, различаются по характеру и интенсивности деформации, сопутствовавшей кливажированию. В тектонитах с кливажом течения на первом плане - проявления пластической деформации, в таковых же с кливажом разлома – хрупкой. В первых – литоны тонкие, вплоть до микроскопических**, в литонах - совершенная сланцеватость; проявления дробления нехарактерны. Во вторых - литоны грубые, с толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров; тенденция к параллельной ориентировке внутри литонов выражена слабо или вообще не проявлена; в кристаллических породах обычны признаки катаклаза.

При рассмотрении проблемы кливажа внимание обычно концентрируется на кливаже течения, а кливаж разлома игнорируется не случайно. Издавна распространено убеждение в том, что два рассматриваемых вида кливажа различны по происхождению. Предполагается при этом, что кливаж разлома образуется по направлениям скалывания, под острым углом к деформирующему сжатию, в соответствии с известными в механике закономерностями (см. рис. 1), и его происхождение объясняется просто. Загадочный же кливаж течения развивается нормально к деформирующему сжатию, поэтому он, как явление “аномальное”, и оказывается в центре внимания.

Представление о различном положении кливажа рассматриваемых видов в полях напряжений не является сугубо умозрительным. Существуют данные, которые, казалось бы, дают основание для такой трактовки. В тектонитах широко распространены трещины скалывания, располагающиеся несогласно относительно кливажа сланцеватости. Часто такие трещины единичны, но местами группируются и в таких случаях определяются как кливаж.

Между тем, с середины нашего века стали накапливаться данные другого рода. Обнаружилось, что кливажи течения и разлома могут не совмещаться, а переходить один в другой, сохраняя однообразное положение в геологической структуре [2]. Такого рода соотношения автор настоящей статьи наблюдал многократно как в гнейсовых куполах, так и в линейных зонах смятия. Вот два показательных примера.

В гнейсовых куполах Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье степень метаморфизма и деформации образующих купола пород варьирует в

широких пределах. При этом метаморфическая зональность не строго конформна с дислокационными купольными формами, так что указанные вариации можно наблюдать, прослеживая один стратиграфический горизонт, например внутриформационные (“базановские”) конгломераты юрского слоистого обрамления Цаган-Олуевского купола. В высоко-температурном ядре метаморфического комплекса (амфиболитовая фация) эти породы представлены конгломерато-гнейсами с совершенным кливажом течения (рис. 3а), в более низкотемпературной же, периферической зоне (фация зеленых сланцев) - грубокливажированными несланцеватыми конгломератами (рис. 3б). Прослеживая горизонт, можно видеть переходы одного вида кливажа в другой. Положение кливажа остается одинаковым – пологий наклон от ядра купола. Сходная картина наблюдается и в Западно-Кутомарском фрагменте той же цепи купольных форм (см. рис. 24 в [10]).

В линейной зоне смятия на п-ове Трудный (Южное Приморье) в складки собраны терригенные, частью туфогенные отложения, начиная с девонских. В ядрах антиклиналей из-под последних выступает додевонское кристаллическое основание, представленное в основном плутонитами габбро-плаггиогранитоидной ассоциации. Девонские слоистые породы большей частью (за исключением грубозернистых разностей обломочных пород на отдельных участках) интенсивно рассланцованы и тонкокливажированы. Сланцеватость и соориентированный с ней кливаж параллельны осевым плоскостям складок и имеют выдержанное северо-восточное простираие при крутом юго-восточном падении. В плутонитах основания последевонская деформация проявлена неравномерно и зачастую слабо (обнаруживаемый лишь микроскопически незначительный катаклаз). Местами же наложенная деформация в древних плутонических породах выражена ясно. В одних случаях это грубый кливаж разлома (рис. 4), в других - мило-нитовый сланцевый кливаж. И в тех, и в других случаях наложенный кливаж в древних плутонитах ориентирован одинаково с кливажом течения девонских слоистых пород.

Данные такого рода позволяют присоединиться к высказанному ранее мнению [2], что и кливаж течения, и кливаж разлома должны быть объяснены в рамках единой модели. Очевидно, что модель “жидкостной” деформации таковой не является.

КЛИВАЖ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ СКАЛЫВАНИЯ

Если признать кливаж проявлением скалывания, то приходится отвечать на два трудных вопроса. Один уже упоминался: почему скалывание проявляется на плоскостях сплющивания, на которых, по теории, скалывающие напряжения не действуют?

** Термин “литон”, предложенный на примере кливажа течения, был введен в литературу с приставкой “микро-” [12].

а



б



Рис. 3. Кливаж: а) течения в метаконгломерате. Юрское слоистое обрамление Цаган-Олуевского купола (Забайкалье); б) разлома в слабо метаморфизованном конгломерате. Масштаб 1:50. Там же.

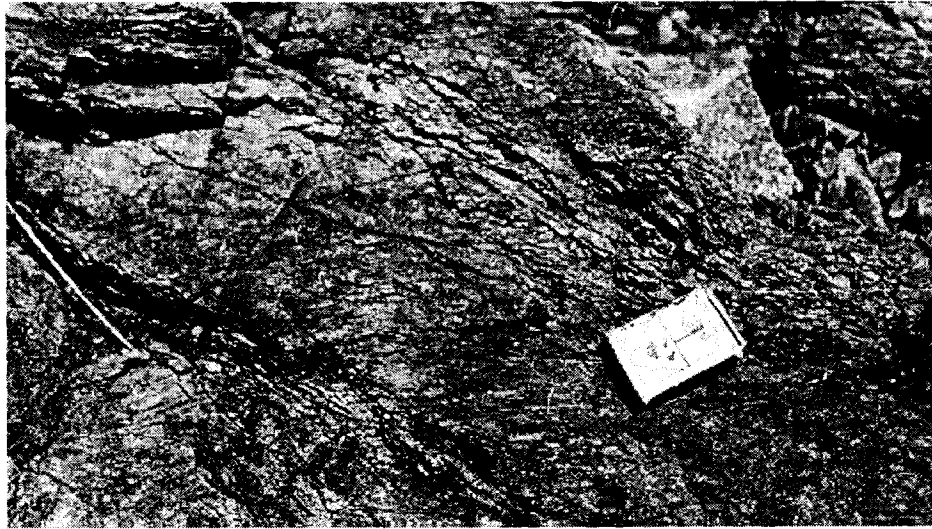


Рис. 4. Наложенный мезозойский кливаж разлома в додевонском гнейсовидном плагиогранодиорите. Первичная гнейсовая текстура плутонита и соответствующий кливаж примерно параллельны длинной стороне снимка. Зона смятия на пове Трудный (Южное Приморье).

Второй же вопрос касается односистемности трещин кливажа. По теории, максимальные скалывающие напряжения действуют на двух сопряженных поверхностях, биссекторных относительно направлений максимального и минимального сжимающих напряжений (соответствующие схемы даны во всех учебных и методических изданиях, см. также рис. 109 в [7]), и им соответствуют две системы трещин скалывания (см. рис. 1). Кливаж же - это единая система субпараллельных трещин. Вопрос - почему?

Наиболее известные модели образования кливажа как трещин скалывания были предложены в конце прошлого века Г.Беккером. Одна из них была призвана объяснить односистемность трещин скалывания в условиях деформации чистого сдвига (см. рис.1), другая - при деформации по схеме простого сдвига (рис. 5).

В рамках первой модели легко объяснялась сланцеватость, что же касается согласного с нею кливажа, то для его объяснения вводилось допущение: в ходе деформации плоскости максимальных касательных напряжений, а соответственно и обусловленных последними сколовых смещений, вращаются и в конце концов приходят во взаимно параллельное положение. В середине нашего века интерес к этой модели со стороны геологов стал угасать и теперь сошел на нет. Было показано, что модель сугубо умозрительна и несостоятельна с точки зрения физической теории [3]. При физическом моделировании выяснилось, что возникшие в ходе деформации трещины скалывания при продолжении деформации действительно вращаются, но уже как пассивные деформируемые маркеры, новые же сколы возникают под тем же острым углом к направлению деформиру-

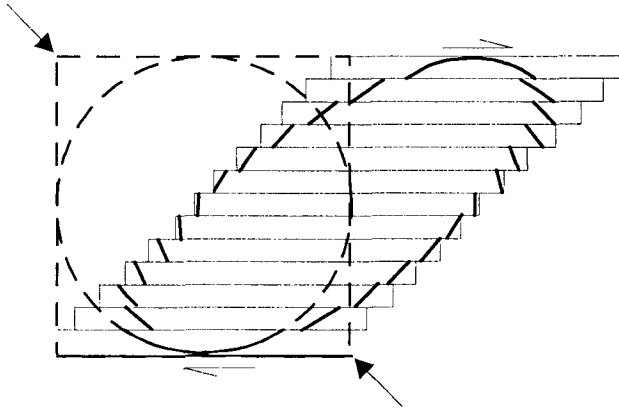


Рис. 5. Взаиморасположение трещин односистемного скалывания и направления удлинения в модели деформации простого сдвига.

Односторонние стрелки - максимальные касательные напряжения, двусторонние - максимальные нормальные напряжения.

ющего сжатия, что и первые (см. рис. 115 в [1]). По данным изучения тектонитов, содержащих расплющенные, первично субизометричные включения (оолиты, конкреции), степень деформации (в пределах единой зоны она непостоянна и может изменяться в десятки раз) не влияет на взаиморасположение кливажа и сланцеватости, кливаж при всех вариациях степени деформации остается односистемным и согласным со сланцеватостью [4, 5] (см. также выше о деформации конгломератов в обрамлении забайкальских окаймленных куполов).

Вторая модель оказалась более жизнестойкой. Она используется и в наше время, в чистом виде или с некоторыми дополнениями [7, 8 и др.]. Эта модель, казалось бы, легко объясняет односистемность кливажа. Так, в использующей данную модель теории, разрабатываемой Е.И.Паталахой со второй половины 70-х годов, принимается, что зоны дислокационного метаморфизма – это приразломное явление и обусловлены относительным смещением смежных блоков. Положение сместителя определяет положение кливажа. Сложнее обстоит дело с объяснением параллельности кливажа и сланцеватости. По этой модели направления сдвиговых смещений и поверхности расплющивания располагаются под углом друг к другу (что согласуется с данными эксперимента [9]). Этот угол, правда, уменьшается с возрастанием степени деформации, но, чтобы стать достаточно малым, чтобы не бросаться в глаза, деформация должна быть весьма значительной (сотни %%), а чтобы вовсе сойти на нет - бесконечно большой. Между тем, как отмечалось выше, в реальных зонах развития тектонитов, однообразное (согласное) расположение кливажа и поверхностей расплющивания на-

блюдается и при небольшой (первые десятки %) степени деформации.

В последние десятилетия получили развитие новые представления о генетических соотношениях кливажа и сланцеватости. Согласно этим представлениям [16, 18, 19], эти два свойства тектонитов не вполне парагенетичны, т.е. они развиваются в течение одного эпизода деформации, но на разных его стадиях и в разных полях напряжений. Сначала развивается сланцеватость в условиях деформации чистого сдвига, или расплющивания. В ходе деформации поверхности сланцеватости несколько отклоняются от нормали к деформирующему сжатию. Даже при небольших отклонениях на этих поверхностях появляются касательные, или скалывающие напряжения и, поскольку эти поверхности представляют ослабленное направление в механически анизотропной породе, по ним происходят смещения с развитием кливажа.

Рассмотренная модель явно не приложима к тектонитам, содержащим расплющенные, первично субизометричные включения. Так, в случае, описанном Э.Клоосом [4], кливаж появляется на ранней стадии деформации, когда ее степень в известняках, например, составляет не более 20%, а в глинистых породах и того меньше. С возрастанием степени деформации кливаж становится совершеннее (трещины становятся более протяженными, а литоны более плоскими, т.е. с менее выраженной линзовидностью, и более тонкими), сохраняя свое положение относительно поверхностей расплющивания. Такого рода наблюдения определенно указывают на парагенетичность кливажа и сланцеватости.

Надо сказать, что случаи появления более позднего сравнительно со сланцеватостью кливажа в ходе одного эпизода деформации теперь выявлены в ряде сдвиговых зон. В таких случаях поздний кливаж не приспособляется к сланцеватости, а пересекает ее подчас под небольшими углами, при этом ранее существовавшая параллельная текстура приспособляется к новому направлению, а не наоборот. Породы с такими соотношениями известны как “S-S тектониты” [14]. Такого рода тектониты автор наблюдал по окраинам некоторых гнейсовых куполов, в частности – Западно-Кутомарского купола в Забайкалье и Среднего массива на Камчатке (рис. 6).

В связи с вопросом о динамических условиях образования кливажа представляют интерес трещины, сочетающиеся с кливажом. По наблюдениям автора, такие трещины в тектонитах обильны. Они имеют различную протяженность - от субмикроскопической до многометровой. В неоднородных породах, содержащих разного рода включения, жилы, прослои отличающегося от окружения состава, трещины бывают транзитными, нередко же они локали-



Рис. 6. S-C тектонит по тоналиту. Западный край Срединнокамчатского кристаллического массива. Полир. штупф. Натур. вел. Сланцеватость (S) полого наклонена справа налево, кливаж (C) примерно параллелен длинной стороне снимка.

зованы в отдельных структурных элементах пород. Присутствуют трещины обоих известных в механике типов: отрыва и скалывания. Трещины отрыва (рис. 7а, б) обычно заполнены жильным материалом, иногда они полые с корочками минерализации на стенках (кварц, полевой шпат, биотит). Такие трещины всегда ориентированы нормально к линейности, фиксирующей направление максимального удлинения в деформированных породах. Трещины скалывания (рис. 8а, б; 9а, б) обычно четкие, ровные, их стенки нередко притертые. Часто видны следы сме-

щения вдоль них. Такие трещины обычно представлены парными системами, ориентированными симметрично относительно нормали к сланцеватости и направления максимального удлинения***. Такое положение трещин и характер смещений по ним вполне соответствуют модели чистого сдвига (см. рис. 1). Трудно усомниться в том, что трещины, о ко-

*** Картина взаимоотношения кливажа с сопутствующими трещинами, сходная с наблюдавшейся автором, ранее была описана Э.Клоосом (см. рис. 71 в [4]).

а

б



Рис. 7. Трещины отрыва: а) минерализованные, в гранитном blastoclaseite. Перпендикулярно к ним проходят затухающие трещины кливажа разлома. В центре снимка просматривается тенденция к параллельной ориентировке темных выделений (скопления мелкочешуйчатого метаморфогенного биотита). Масштаб 1:1,9. Восточно-Кутомарский купол в Забайкалье;

б) выполненные пегматоидным кварцево-полевошпатовым материалом в ортоамфиболите. Мурсульский окаймленный купол в Северном Приладожье.

торых идет речь, и кливаж развивались сопряженно и близкоодновременно. Что касается временных соотношений, то особый интерес представляет рисунок 10. Здесь показана галька сланцеватого конгломерата. В гальке имеется тонкий сланцевый кливаж (согласный по направлению с общей ориентированной текстурой породы) и косые трещины двух направлений. Трещина одного из двух направлений срезает кливаж. Трещины другого направления сами деформированы движениями по кливажу и теперь это уже,

собственно, и не трещины, а их “тени” (при попытке извлечь гальку она раскололась по кливажу и по трещине первого направления, трещины же второго направления как ослабленные места себя не проявили). Ситуация, когда диагональные сколы возникают, затем деформируются, а на смену им появляются новые сколы, воспроизведена в эксперименте (рис. 115 в [1]), так что принадлежность всех наблюдаемых на рис. 10 деформационных элементов к единому эпизоду деформации не вызывает сомнений.

а

б



Рис. 8. Трещины скалывания: а) в сланцеватом юрском метапесчанике. По одному из субвертикальных сколов сорвана часть известковистой конкреции. Масштаб 1:5. Цаган-Олуевский купол (Забайкалье); б) в сланцеватом метагранитном гнейсе. Сверху выход гнейса ограничен поверхностью кливажа, согласного с гнейсовой текстурой. Там же.

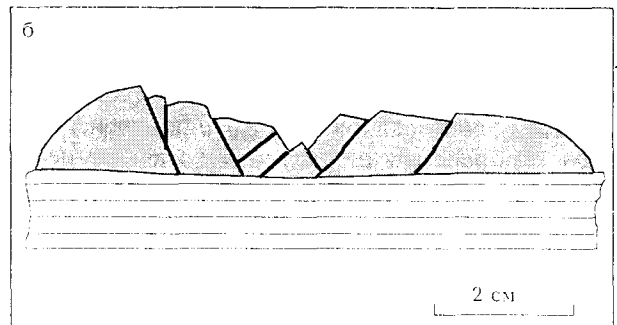
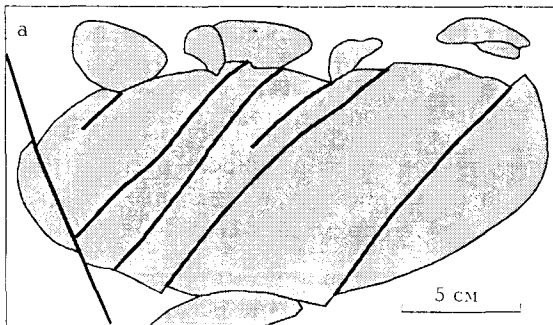


Рис. 9 Смещения гальки сланцеватого юрского конгломерата по диагональным трещинам скалывания. а) Рис. по фото. Фрагмент обнажения. Обрамление Цаган-Олуевского купола (Забайкалье).

б) Схема строения штуфа. Чачинская зона смятия на левобережье р Шилка (Забайкалье).



Рис. 10. Взаимоотношения разновременных трещин скалывания с кливажом в гальке сланцеватого юрского конгломерата. Примерный масштаб 1:1,9. Обрамление Западно-Кутомарского купола (Забайкалье). Пояснения в тексте.

С учетом всего изложенного приходится признать, что развитие кливажа обязано сдвиговым (сколовым) дислокациям. Это, однако, не означает обращения к распространенным представлениям об односистемном скалывании как о механизме кливажирования. С учетом кливажа и диагональных сколов следует сказать, что сдвиговые движения при развитии текстуры тектонитов были не одно- и не двух-, а трехсистемными.

КЛИВАЖ КАК СЛЕДСТВИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ДЕФОРМАЦИИ

Долгое время попытки объяснить сдвиговые смещения по поверхностям расплющивания ограничивались рамками представлений об однородной деформации. Теперь появились разработки, в которых деформация пород с образованием тектонитов рассматривается как неоднородная [13, 15]****. Наблюдения автора позволяют считать такой подход вполне оправданным.

Однородность деформации означает ее единообразие во всех ячейках деформируемого тела. Это условие явно не соблюдалось при развитии тектонитов в метагранитоидных ядрах окаймленных куполов Забайкалья [10] и Камчатки [11]. Здесь в зонах переходов от окраин ядер к их внутренним частям наблюдается разнопорядковая линзовидно-ячеистая структура с поперечными размерами ячеек от нескольких метров до субмикроскопических. В линзовидных ячейках - несланцеватые или несовершенство-

ланцеватые гранитные бластокатаклазиты. В окружении - бластомилониты с более или менее ясно выраженной струйчатой текстурой. Степень деформации в бластомилонитах, определяемая по интенсивности грануляции первичных минеральных зерен гранита и по степени растянутости мономинеральных гранулированных выделений, варьирует. Обычно она более значительна в непосредственном обрамлении линз слабдеформированного гранита.

Другое свидетельство неоднородности деформации дают данные о форме жил и прослоев в ядрах и обрамлении тех же куполов и о характере контактов этих тел с вмещающими породами. Такие жилы и прослои нередко пересекаются сланцеватостью и кливажом при сохранении неизменной ориентировки последних. Отсутствие рефракции свидетельствует о близости реологических свойств вмещающих пород и пород содержащихся в них тел. Будь деформация однородной, прослои и жилы сохранили бы свою первоначальную плоскую форму, а их границы с вмещающими породами остались бы ровными, какковыми они выглядят там, где деформация проявилась слабо. В действительности же наблюдается иная картина (рис. 11а, б). Прослои и жилы, пересекаемые кливажом, образуют складки, а их границы приобретают зубчатую форму*****

Искажение первичной формы жил и прослоев и их контактов - явление широко распространенное, но не повсеместное. Так, в отдельных участках юрского слоистого обрамления Цаган-Олуевского купо-

**** Фактически как неоднородная, деформация с образованием кливажа рассматривалась в первом варианте теории Е.И.Паталахи (модель ламинарного течения - [6]). В более поздних разработках того же автора (модель односистемного сдвигового течения, или скалывания [7 и др.]) неоднородность деформации лишь допускается как возможное, осложняющее процесс развития кливажа явление.

*****Зубчатый характер контактов прослоев в кливажированных породах отмечался Э.Клоосом (см. рис. 76 в [4]), а контактов деформированных конкреций (в их торцах) - Е.И.Паталахой [5].

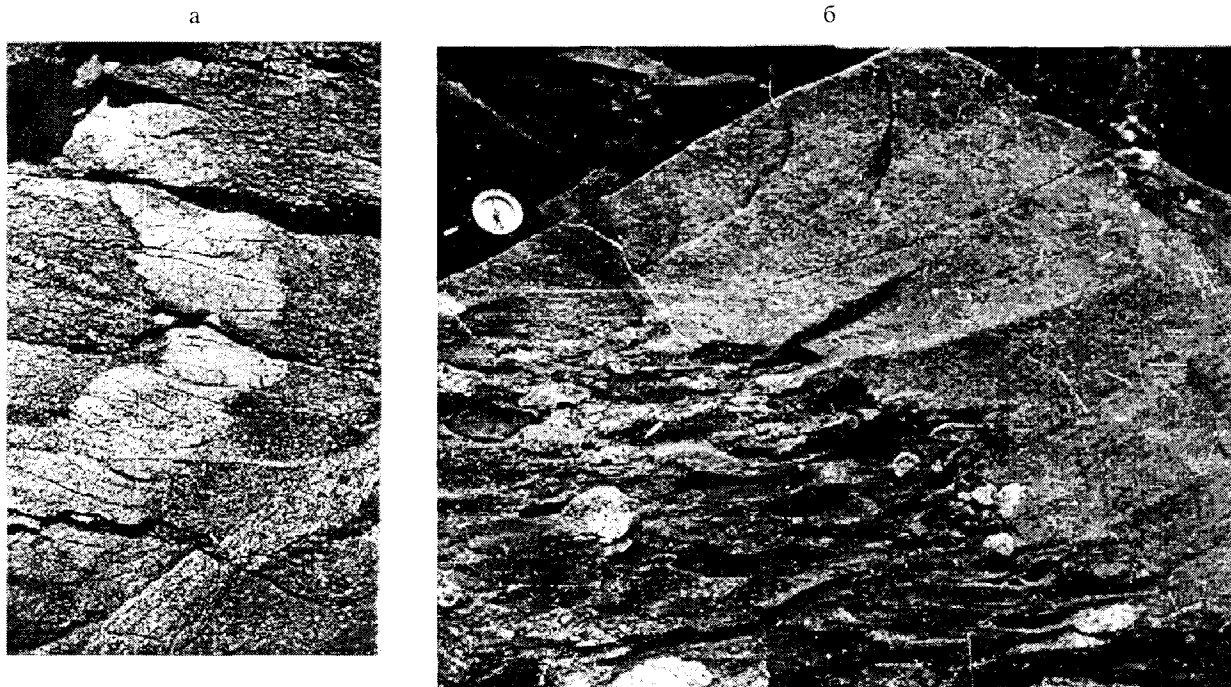


Рис. 11. Деформация: а) жилы аплита в метагранитном гнейсе. Примерный масштаб 1:15. Цаган-Олуевский купол (Забайкалье); б) контакта конгломерата и песчаника. Там же.

ла в Забайкалье, в частности в районе с. Тюкавкино, прослои алевритистых метапесчаников в обычных разностях этих пород таких искажений не обнаруживают. В этих участках сланцеватость метапесчаников, выраженная в параллельной ориентировке метаморфогенного биотита, совершенная, а кливаж скольжения отсутствует. Здесь имеется лишь “принудительная” отдельность, характеризуемая неровной (бугристой или ступенчатой) формой трещин, появляющихся при механическом воздействии, и их шероховатой поверхностью. Таким образом, связь между отклонениями деформации от однородной и развитием кливажа скольжения в тектонитах окаймленных куполов Забайкалья проявлена достаточно ясно.

Представления о неоднородном характере геологических деформаций имеют давнюю историю. Не раз в контексте с ними затрагивалась проблема кливажа (см. [1], например), в частности – вопрос о роли первичной неоднородности деформированных пород. Какое-то влияние первичная неоднородность на процесс развития тектонитов, судя по имеющимся данным, оказывала. Так, в зоне перехода от несланцеватых конгломератов с кливажом разлома к сланцеватым конгломератам с кливажом течения видно, что последний сначала появляется в непосредственном окружении галек и лишь затем распространяется на всю массу заполнителя. Но фактор первичной неоднородности трудно признать первостепенным. В тех же конгломератах кливаж (и разлома - см. рис.

3б, - и течения - см. рис. 11б) пересекает прослой песчаника. Независимость положения кливажа от слоистости представляет собой широко распространенное и хорошо известное явление. По-видимому, справедливо высказывавшееся ранее мнение, согласно которому причина неоднородности деформации в самой ее механике, возможно в волновых свойствах полей механических напряжений (см. [8]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кливаж перестает выглядеть явлением парадоксальным, если признать в соответствии с накопленными данными, что его образование протекало в условиях неоднородной деформации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 277 с.
2. Гонсалес-Бонорино Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости // Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во ИЛ, 1963. Вып. 2. С. 362-397.
3. Гуревич Г.И. О “механическом анализе вопросов тектоники” в его традиционном изложении // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955. № 31 (158). С. 3-106.
4. Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // Вопр. структурной геологии. М.: Изд-во ИЛ, 1958. С. 96-156.
5. Паталах Е.И. Деформация конкреций Успенского медного месторождения в Центральном Казахстане // Изв.

- АН Каз. ССР. Сер. геол. 1962. Вып. № 3 (48). С. 44-57.
6. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
 7. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
 8. Плотников Л.М. Структуры сдвига в слоистых геологических телах. Л.: Недра, 1991. 151 с.
 9. Рамберг Г. Экспериментальное и теоретическое изучение птитиматовых складок // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. I. С. 579-606.
 10. Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
 11. Синица С.М. К геологии южной части Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 67-76.
 12. Ситтер де Л.У. Структурная геология. М.: Изд-во ИЛ, 1960. 474 с.
 13. Bell T.H. Foliation development - the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening // Tectonophysics. 1981. V. 75, N 1-4. P. 273-296.
 14. Berthe D., Choukroune P., Jeogouzo P. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone // J. Struct. Geol. 1979. V. 1, N 1. P. 31-42.
 15. Choukroune P., Gapais D. Strain pattern in Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening // J. Struct. Geol. 1983. V. 5, N 3/4. P. 411-418.
 16. Dieterich J.H. Origin of cleavage in folded rocks // Amer. J. Sci. 1969. V. 267, N 2. P. 155-165.
 17. Fleuty M.J. Tectonic Slides // Geol. Mag. 1964. V. 101, N 5. P. 452-456.
 18. Ghosh S.K. The problem of shearing along axial plane foliations // J. Struct. Geol. 1982. V. 4, N 1. P. 63-67.
 19. Schwerdtner W.M. Schistosity and penetrative mineral lineation as indicators of paleostrain directions // Can. J. Earth Sci. 1973. V. 10, N 8. P. 1233-1243.
 20. Scott W.B. An introduction to geology. New York-London: Macmillan & Co, 1897. 573 p.
 21. Whitten E.H.T. Structural geology of folded rocks. Chicago: Rand McNally & Co, 1966. 678 p.

Поступила в редакцию 21 октября 1996г.

S.M. Sinitsa

Paradox of cleavage

Based on the original data and published information, the author discusses the problem of tectonic cleavage formation. It is concluded that the cleavage is resulted from inhomogeneity of the tectonic deformation.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПЕНЖИНСКО-ТАЙГОНОССКОМ СЕГМЕНТЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

М.В.Алексютин, С.Д.Соколов

Геологический институт РАН, г. Москва

Островные дуги являются маркерами конвергентных границ литосферных плит и их изучение крайне важно для палеотектонических реконструкций. В данной работе представлены некоторые результаты палеомагнитного изучения разновозрастных комплексов (поздний палеозой-ранний мел) из различных структур Удско-Мургальской островодужной системы. Показано, что изученные породы были перемагничены на различных стадиях деформации. Дана также тектоническая интерпретация полученных результатов с учетом региональных геологических данных. Формирование изученных структур рассматривается как результат взаимодействия Северо-Американской и Сибирской плит при раскрытии Атлантического океана.

ВВЕДЕНИЕ

Тайгоноско-Западно-Корякская складчатая система отделяет структуры Верхояно-Кольмских мезозонд и Корякско-Камчатского складчатого пояса. В ее пределах широко развиты вулканогенно-осадочные комплексы карбона-нижнего мела. Они интерпретируются, как образования единой длительно живущей островной дуги (Южно-Тайгоноская по Г.Е.Некрасову [13] и Н.Б.Заборовской [9]; Кони-Мургальская по Л.М.Парфенову [14] и Удско-Мургальская по Н.И.Филатовой [22], или двух разновозрастных дуг Кони-Тайгоносской (карбон-средняя юра) и Удско-Мургальской (поздняя юра-ранний мел) [18]. Эти образования прослеживаются на значительное расстояние (более 2500 км) и долгое время оставались неизученными в палеомагнитном отношении. Оценка палеоширотного положения рассматриваемых островодужных комплексов имеет важное значение не только для реконструкции конвергентной границы Северо-Восточной Азии, но непосредственно связана с известной и остро-дискуссионной проблемой перемещения Омолонского массива [10,11,17].

В рамках программы “Структура и эволюция континентальных окраин Северо-Востока России” (Геологический институт РАН) в Пенжинском районе и на п-ве Тайгонос было выполнено палеомагнитное опробование разновозрастных вулканогенно-осадочных и терригенных пород. Результаты этих исследований обсуждаются в данной статье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

При полевых исследованиях в Пенжинском районе (1989-1991 г.г.) и на Тайгоносе (1993-1995 г.г.) удалось реконструировать латеральный ряд

структур позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, который включает осевую вулканическую зону, предостроводужье и аккреционную призму. Существенно вулканогенные образования осевой вулканической зоны известны на п-вах Кони и Пьягина [9], широко развиты на Тайгоносе (Южно-Тайгоноская) [13] и прослеживаются далее в северо-восточном направлении в Ичигемском и Мургальском хребтах [2,14,22]. К фронтальной предостроводужной зоне относятся верхнеюрско-нижнемеловые туфо-терригенные отложения юго-восточного Тайгоноса и Понтонейских гор (Пенжинский район). Комплексы аккреционной призмы, сложенные пластинами турбидитов и офиолитов, обнажаются на Тайгоносе в районе м.Поворотного и п-ва Елистратова и в Таловских горах Пенжинского района (Айнынский и Кулюльский террейны).

Полуостров Тайгонос

Современные представления о геологическом строении и развитии Тайгоноса базируются главным образом на исследованиях, выполненных Г.Е. Некрасовым [13] и Н.Б.Заборовской [9]. С северо-запада на юго-восток выделяются следующие тектонические элементы (рис.1).

Авековский (Тайгоносский) блок сложен древними докембрийскими кристаллическими комплексами, перекрытыми пологим слабо деформированным чехлом палеозойского возраста [8]. Не исключено, что данный блок является продолжением Омолонского массива и отделен от него наложенными прогибами.

Северо-Тайгоноская зона сложена вулканогенно-осадочными породами перми, триаса, юры и мела, образование которых происходило в тыловодужном бассейне [13]. В структурном отношении она представляет собой синклиниорий, огра-

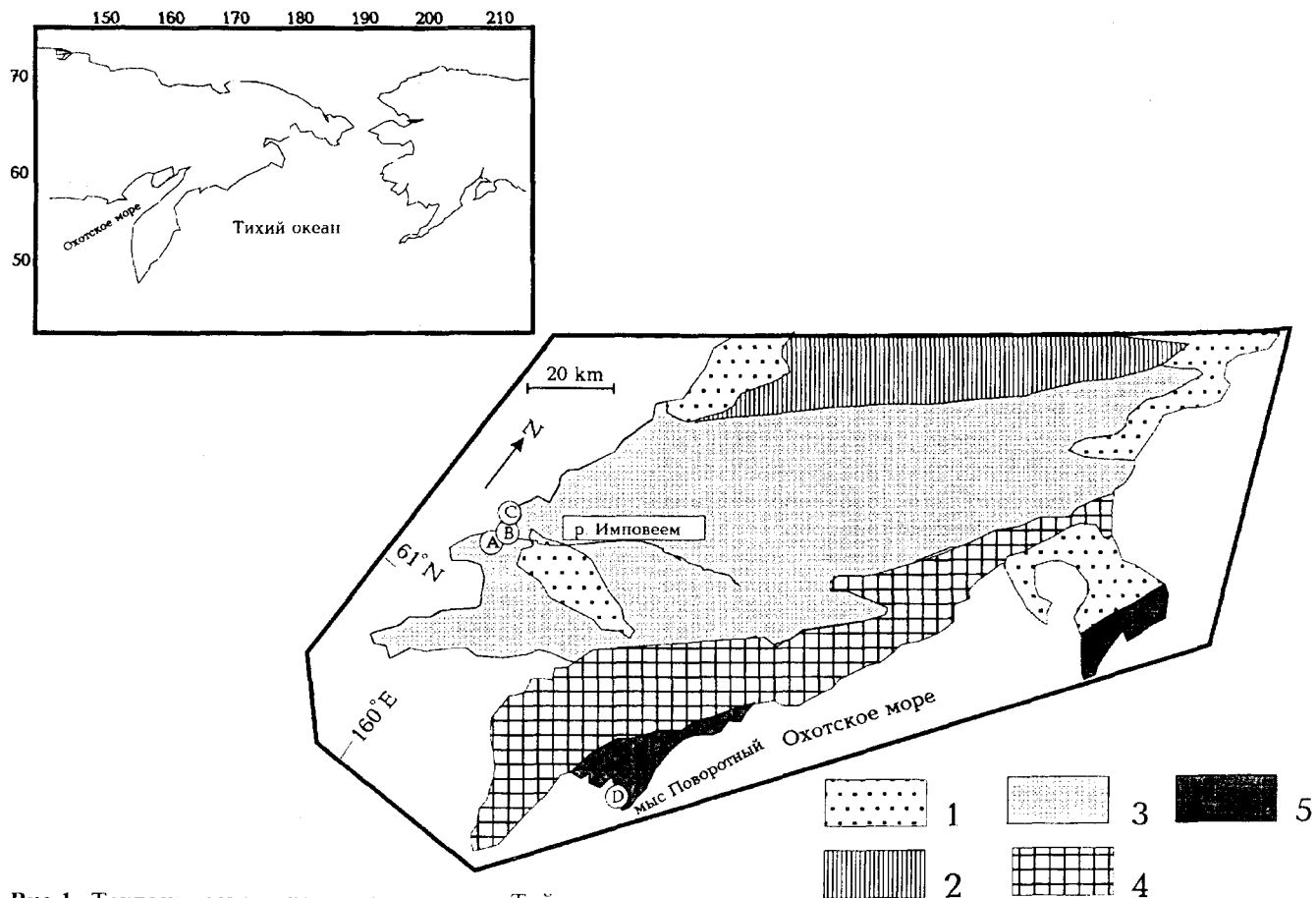


Рис.1. Тектоническая схема полуострова Тайгонос.

1-Наложенные впадины неоген-четвертичного возраста, 2- Тайгоносский микроконтинент, 3- Северо-Тайгоносская зона, 4- Южно-Тайгоносская антиклинорная зона, 5- Аккреционные структуры мыса Поворотный и полуострова Елистратова. Буквы в кружках - изученные разрезы (см. текст).

ниченный на северо-западе и юго-востоке крупными разломами надвигового и взбросового характера.

Южно-Тайгоносская зона, характеризующаяся сложным чешуйчатым строением, представлена интенсивно дислоцированными в основном вулканогенными породами юрско-раннемелового возраста. Морфологические структуры образуют антиклинорий, который рассматривается как осевая вулканическая часть островной дуги [13]. В ее пределах широко развиты гранитоиды мелового возраста. В останцах кровли плутонов сохранились метаморфизованные вулканогенные образования пермо-триасового (?) и терригенные отложения каменноугольного возраста, а также туфо-терригенные отложения нижнего мела. Последние накапливались во фронтальной предостроводужной части дуги. Согласно представлениям авторов статьи, верхнеюрские-нижнемеловые комплексы являются частью протяженной Удско-Мургальской дуги.

Чешуйчато-надвиговые структуры мыса Поворотного и полуострова Елистратова представля-

ют собой деформированную аккреционную призму Удско-Мургальской дуги. Среди аккрецированных комплексов различаются энсиматические островодужные образования (верхний триас-юра), глубоководные базальт-кремнистые океанические ассоциации (юра-нижний мел) и турбидиты (верхняя юра-нижний мел) [5,25]. Эти пластины нередко отделены друг от друга зонами серпентинитового меланжа.

Пенжинский район

Структуры Таловских и Понтонейских гор представляют собой раннемеловую континентальную окраину, сложенную разнообразными террейнами, аккрецированными к фронтальной части Удско-Мургальской дуги [4,18,20]. Здесь с северо-запада на юго-восток выделяются следующие террейны (рис.2).

Харитонинский терреин сложен островодужными вулканогенно-терригенными отложениями карбона, которые по всей вероятности являются частью позднепалеозойской-раннемезозойской Кони-Тайгоносской островодужной системы.

Ганычаланский террейн состоит из нескольких тектонических пластин, сложенных (снизу-вверх) толщей зеленых и глаукофановых сланцев (ильпенейская пластина) с радиологическим возрастом 325 млн лет (K/Ag метод, [7]) и 327 млн лет (Rb/Sr метод [4]), раннепалеозойскими офиолитами с телами амфиболитов в основании (520 млн лет, Ag/Ag метод [23]) и перекрывающими их ордовикскими вулканогенно-терригенными отложениями эльгеминайской серии [19].

Улупкинский террейн имеет чешуйчатое строение и сложен девонскими, пермскими, триасовыми и раннемеловыми отложениями. Среди домеловых разнофациальных комплексов преобладают мелководные шельфовые и предостроводужные отложения с фрагментами древней аккреционной призм [32].

Кроме того в одной из пластин были найдены вулканогенно-пирокластические островодужные образования позднепалеозойского возраста.

Формирование перечисленных террейнов было связано с развитием Кони-Тайгоносской островодужной системы и часть из них, например Ганычаланский террейн, могли служить фундаментом дуги. В составе Удско-Мургальской островодужной системы эти террейны слагали предостроводужную часть вулканической дуги.

Айнынский террейн сложен туфо-терригенными, флишоидными отложениями верхней юры - нижнего мела с отчетливо выраженными структурами дуплекса [24]. Они рассматриваются как отложения аккреционной призм. Частью этой структуры является Куюльский офиолитовый террейн, который состоит из системы пластин, сложенных серпентинитовым меланжем с упорядоченной внутренней структурой [6,20]. Пластины имеют разный состав включений: триас-юрские океанические и бат-раннетитонские надсубдукционные офиолиты, метаморфиты с радиологическими возрастами 139, 92, 82 млн лет (K/Ag и Rb/Sr методы [4]).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

На полуострове Тайгонос в пределах Северо-Тайгоносской зоны и аккреционной структуры м.Поворотный были опробованы следующие объекты:

А. Разрез среднеюрских песчаников на западном побережье бухты Имповеем. Породы представлены вулканогенными серыми среднезернистыми песчаниками, черными глинистыми сланцами и темно-серыми гравелитами. Среднеюрский возраст подтвержден многочисленными находками иноцерамов [13]. Опробованная мощность разреза - около 350 м. По разрезу наблюдаются значительные вариации залегания. Было отобрано 36 штучков.

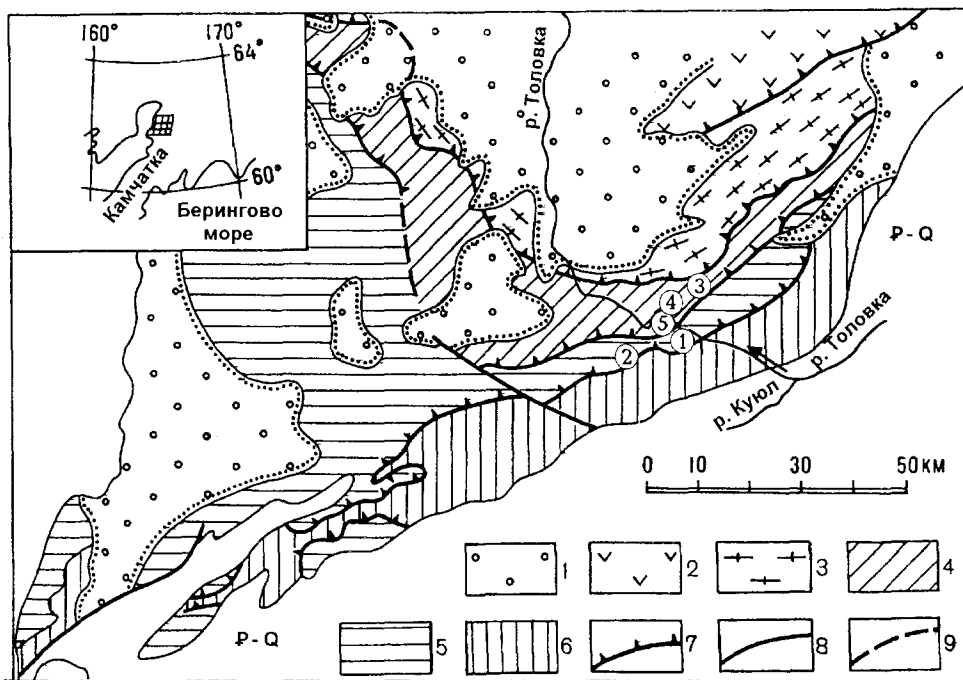


Рис.2. Тектоническая схема Пенжинского района.

1 - постаккреционный чехол (мел - палеоген); 2-6 - террейны: 2 - Харитонинский, 3 - Ганычаланский, 4 - Улупкинский, 5 - Айнынский, 6 - Куюльский; 7 - надвиги; 8 - разломы; 9 - предполагаемые разломы; цифры в кружочках - опробованные разрезы (см. текст)

В. Разрез верхнеюрских пород на восточном побережье бухты Имповеем. Породы представлены черными плитчатыми сланцами и алевролитами с прослоями серых мелко-, среднезернистых песчаников. Возраст подтвержден находками фауны, датирующими эти слои верхней половиной оксфорда - нижней частью кимериджа [12]. Опробовано не менее 300 м по разрезу. Вариации залегания значительны. Было отобрано 20 штуфов.

С. Нижнеюрская базальтовая толща западнее бухты Имповеем. Базальтовые потоки мощностью от 2 до 15 м. Надежных данных о возрасте нет. Имеются незначительные вариации залегания. Отобрано 20 штуфов.

Д. Разрез верхнеюрских - нижнемеловых флишевых пород на мысе Поворотный. Породы представлены ритмично чередующимися серыми часто туфогенными песчаниками, черными алевролитами и аргиллитами. Возраст подтверждается редкими находками фауны [12]. Опробовано около 450 м разреза. Имеются значительные вариации залегания. Отобрано 32 штуфа.

В пределах Пенжинского района Корякии были изучены комплексы Упупкинського и Айнынского террейнов, в том числе:

Разрез 1. Нижнемеловые породы на левом берегу реки Таловка. На геологических картах масштаба 1:50000 эти отложения отнесены к готеривскому ярусу. К сожалению, наши сборы иноцерамов позволили определить возраст только с точностью до отдела (определения В.П.Похиалайна). Породы представлены ритмично чередующимися темно-серыми алевролитами и более светлыми песчаниками различной зернистости. По разрезу имеются значительные вариации залегания пластов. Опробованная мощность разреза около 470 м. Отобрано 32 палеомагнитных ориентированных штуфа.

Разрез 2. Нижнемеловые породы тылакрьльской свиты готеривского яруса. Здесь была собрана фауна *Coloniceramus cf. colonicus*, *Lima ex gr. consobrina* Or., *Nucula sp. indet.*, *Clathrithyris clathriensis* Smirnova (определения В.П.Похиалайна). Опробовались ритмично чередующиеся голубовато-серые алевролиты, туфоалевролиты и мелкозернистые песчаники. Залегание пластов практически моноклиальное. Общая мощность разреза около 450 м. Отобрано 16 штуфов.

Разрез 3. Верхнепермские породы (уфимский ярус?) по р.Ганычалан. Возраст определен по фауне *Nucula sp. indet.*, *Kolymia sp. undet.*, *Kolymia ex. gr. inoceramiformis* Lish., *Kolymia sp. Indet.* (определения В.П.Похиалайна), Разрез сложен голубоватыми туфоалевролитами, серыми известковистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

Вариации залегания пластов значительны. Опробованная мощность разреза около 70 м. Было отобрано 15 штуфов.

Разрез 4. Верхнепермские породы по р.Таловке. Возраст определен по находкам фауны *Nucula sp. indet.*, *Kolymia ex. gr. inoceramiformis* Lish., *Kilymia sp. indet.* (определения В.П.Похиалайна). Породы представлены чередующимися серыми алевролитами и аргиллитами. Элементы залегания пластов изменяются по разрезу значительно. Опробованная мощность разреза около 75 м. Отобрано 10 штуфов.

Разрез 5. Метаморфизованные породы по р.Таловка. Породы представлены измененными базальтами, а также алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Степень метаморфизма не превышает хлормеланитовую и зеленосланцевую фации. Минералогические признаки высокобарического метаморфизма отсутствуют. Надежных данных о возрасте этих пород и возрасте метаморфизма нет. Однако верхний возраст предел метаморфизма оценивается поздним мелом. Вариации элементов залегания пластов значительны. Опробовано около 60 м по мощности. Отобрано 8 штуфов.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные исследования проводились в палеомагнитной лаборатории Геологического института РАН. Образцы палеомагнитных коллекций (в основном по 2 кубика из каждого штуфа) были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Максимальная температура прогрева составляла 510-620°, что связано с лабораторным подмагничиванием при более высоких температурах. Используемые высокотемпературные печи имели 4 пермалловых экрана для компенсации внешнего магнитного поля лаборатории. Измерения остаточной намагниченности выполнялись на рок-магнитометрах JR-4 (Чехословакия). Часть образцов разреза А и В была обработана в палеомагнитной лаборатории Парижского университета при использовании установки температурного размагничивания Schonsted и криогенного магнитометра.

Компонентный анализ данных магнитной чистки [30,35], который проводился с помощью компьютерных программ Р.Энкина, позволил выделить две компоненты намагниченности (см.рис.3). Первая, низкотемпературная компонента, разрушалась при температурах до 250° С. Направление этой компоненты хаотично и она, вероятно, является суммой различных по времени образования компонент (древней, современной и лабораторной). Вторая, высокотемпературная, компонента характеризуется по разрезам следующим образом.

Разрезы А. В. Д. Вторая компонента разрушилась для большинства образцов при температурах до 390° С. Лишь 40% образцов выдержали нагрев до 430-520° С. Для более высоких температур направления стали хаотично меняться, а у ряда образцов к тому же резко возросла величина намагниченности. Судя по кривым размагничивания и блокирующим температурам, причиной этого вероятно является то, что носителем намагниченности для большинства образцов являлся минерал из групп сульфидов. Образующийся при разрушении

сульфида магнетит не позволил провести эффективную чистку.

Разрез С. Высокотемпературная компонента оказалась стабильной и разрушилась при температурах 550-620° С. Величина оставшейся после магнитной чистки намагниченности составляла от 2 до 10% от величины NRM. Судя по кривым размагничивания и блокирующим температурам носителем намагниченности, вероятно, является магнетит.

Распределения направлений высокотемпературной компоненты намагниченности для каждого разреза представлены на рис.4, где показаны ос-

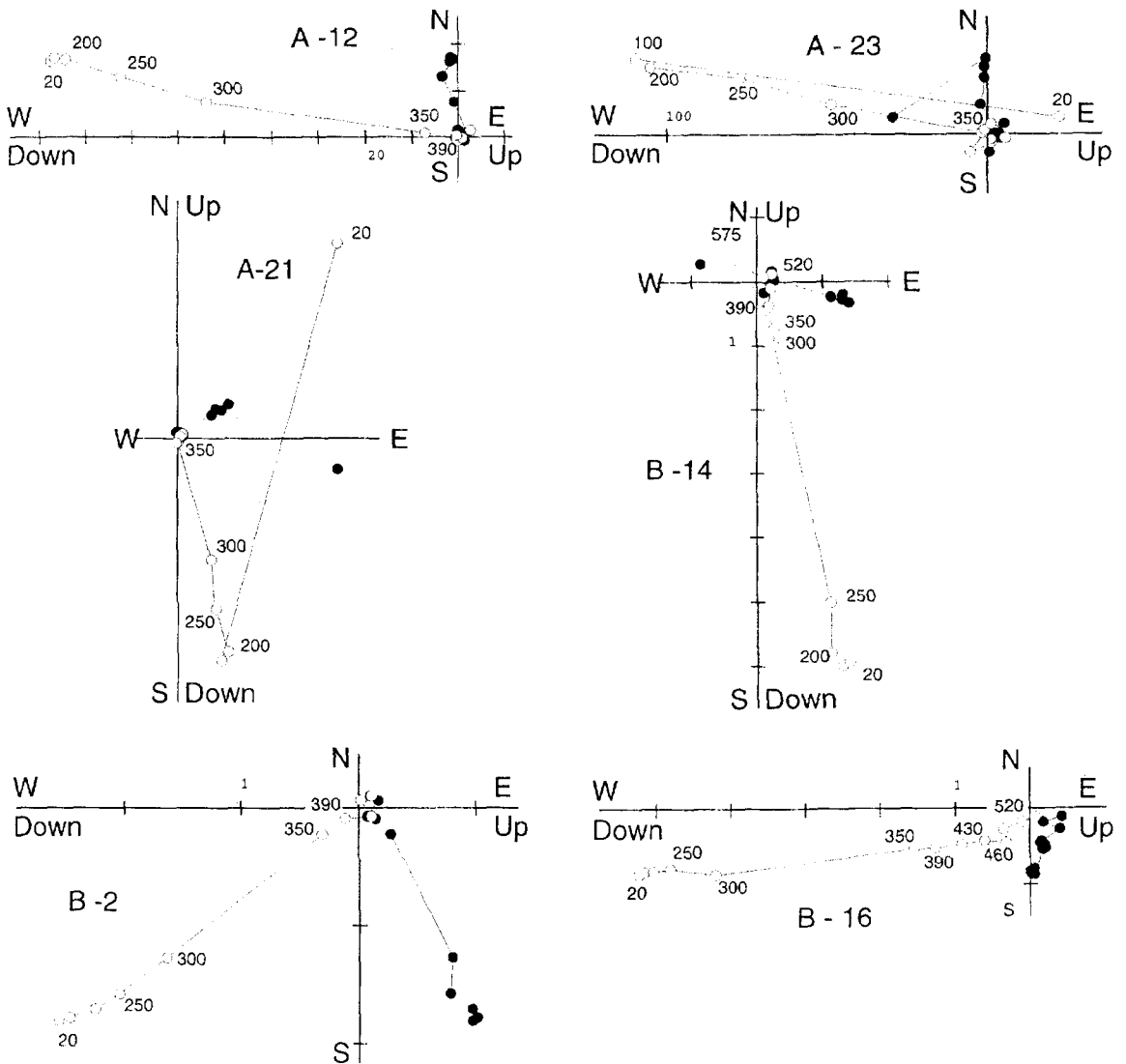


Рис. 3. Примеры диаграмм Зейдверельда изученных пород. Географическая система координат.

Пунктирной линией показаны выделенные компоненты. Температура в градусах Цельсия. 1 деление - $1 \cdot 10^{-3}$ Ам/м. Номера образцов соответствуют обозначениям в табл. 1. Открытые (залитые) - проекции на вертикальную (горизонтальную) плоскости.

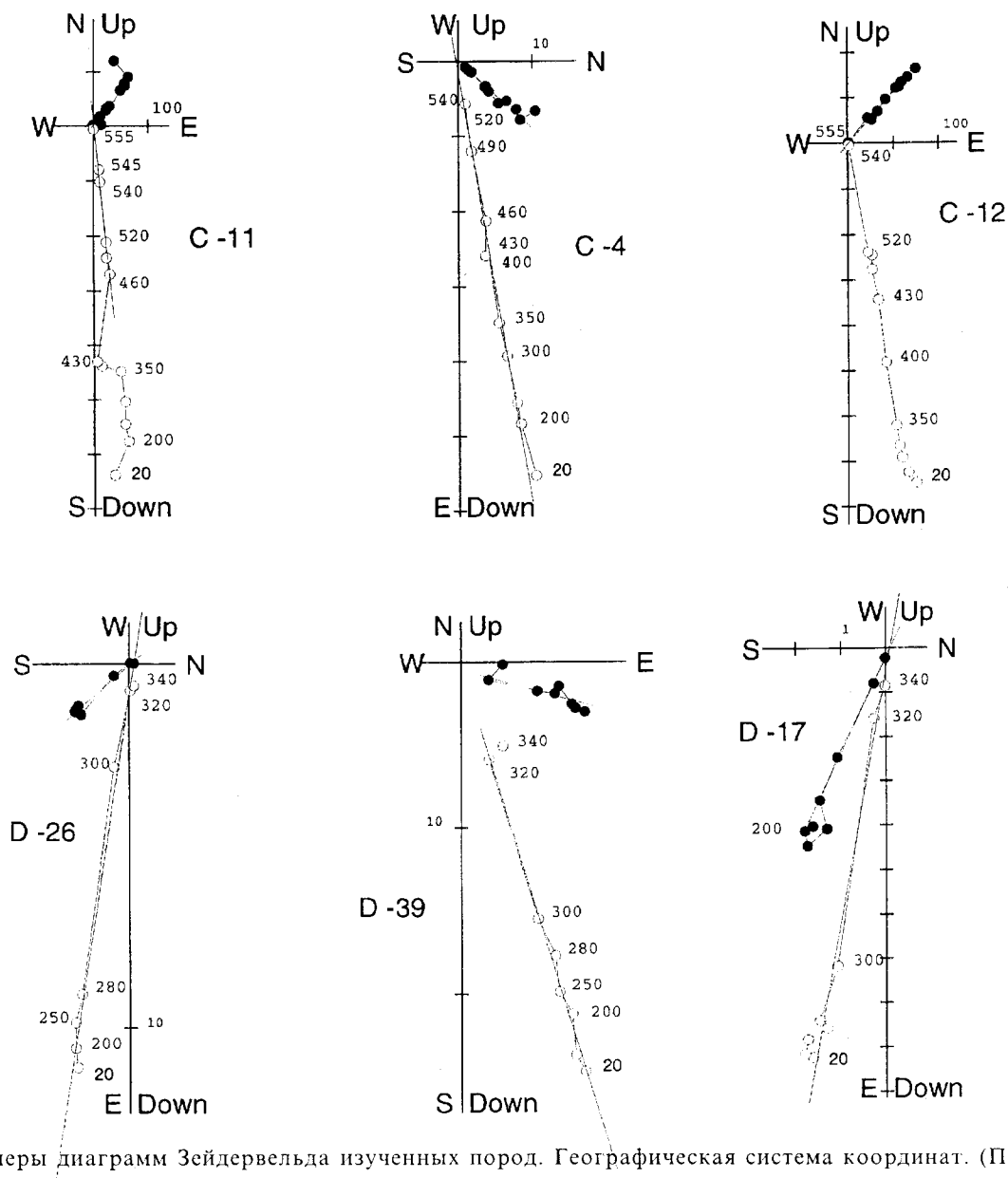


Рис. 3. Примеры диаграмм Зейдверельда изученных пород. Географическая система координат. (Продолжение)

редненные для каждого штупа направления. Из рассмотрения было исключено около 15% образцов, изменения направлений намагниченности которых в процессе чистки были бессистемны и/или направления намагниченности для кубиков из одного штупа сильно различались.

Использование тестов [26, 28, 29] складки для выделенных направлений высокотемпературных компонент, позволило сделать вывод о послескладчатой намагниченности пород всех разрезов.

В то же время средние направления по всем разрезам различаются незначительно, хотя и не все доверительные круги перекрываются (рис. 5, табл.1). Таким образом анализ полученных результатов дает возможность предположить, что изученные породы были перемагничены полем,

различным по направлению, либо они были перемагничены полем одного направления, а затем испытали тектонические деформации, что привело к наблюдаемой картине расхождения направлений.

Наиболее вероятное время перемагничивания соответствует этапу формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса. Тектоно-магматические процессы (аккреция, островодужный вулканизм, внедрение интрузий) сопровождаются значительным физико-химическим воздействием на породы, что приводит к их перемагничиванию.

В результате палеомагнитного изучения мезозойских покровных комплексов Упупкинского и Айнынского террейнов Пенжинского района Корякии методом пересечения малых кругов было полу-

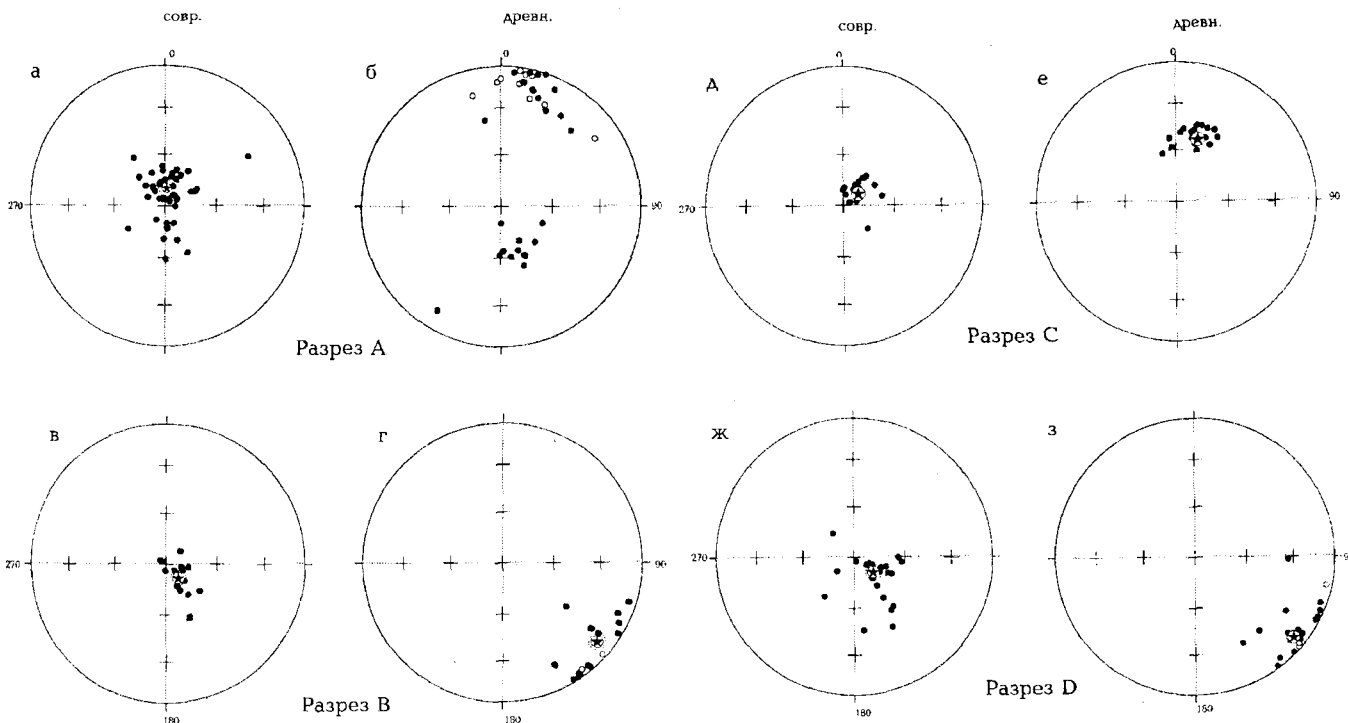


Рис.4. Распределения выделенных компонент в современной и древней системах координат.

Залитые (открытые) кружки - нижняя (верхняя) полушфера. Звездочка в кружочке - среднее значение с доверительным интервалом (кружок пунктиром).

Названия разрезов соответствуют в таблице 1. Разрезы А1 и А2 объединены (разрез А).

чено направление синскладчатой намагниченности [1,27]. При этом использовались средние направления анализируемой компоненты намагниченности в обеих системах координат не для разрезов, а для участков с приблизительно моноклиналильным залеганием (табл.2). Проведенное с помощью корреляционного теста складки тестирование подтвердило гипотезу, что полученную компоненту намагниченности действительно можно считать синскладчатой. Полученное направление синскладчатой намагниченности ($D = 143^\circ$, $I = 82^\circ$) практически совпадает с направлениями, выделенными

для некоторых комплексов п-ва Тайгонос (см. табл.1).

Полученные направления были сравнены с направлениями, рассчитанными для этого района по реферативным полюсам [33,34] и позднемеловому полюсу для ОЧВП [16].

М.И.Райкевичем [16] было проведено магнитостратиграфическое изучение позднемеловых вулканогенных пород бассейна реки Энмываам (географические координаты $172^\circ 05'$ в.д. и $67^\circ 29'$ с.ш.). Возраст изученных пород основан на на-

Таблица 1. Результаты палеомагнитных исследований на полуострове Тайгонос ($61^\circ N$, $160^\circ E$)

Объект	n/N	A	B	Система координат							
				современная				древняя			
				D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
A1	22/25	12.5	80.2	10.2	81.9	17.5	6.7	12.5	0.6	4.3	13.5
A2	11/11	155.9	20.6	153.1	85.2	27.6	8.9	155.8	64.6	48.5	6.7
A1+A2	33/36			19.2	85.1	18.3	5.6	20.3	26.3	2.0	17.7
B	15/20	130.5	67.4	137.1	78.0	34.3	6.6	131.1	10.1	17.9	19.7
C	18/20	3.5	29.4	41.3	77.6	114.3	3.1	15.4	50.2	65.7	4.1
D	24/32	127.1	67.1	138.3	73.7	20.7	6.3	129.5	6.5	13.6	7.8

Примечание. D, I, k, α_{95} - склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия, вычисленные по n образцам (N - количество отобранных образцов). A и B - средние азимут и угол пластов A1, A2 - группы с различным залеганием (разрез А).

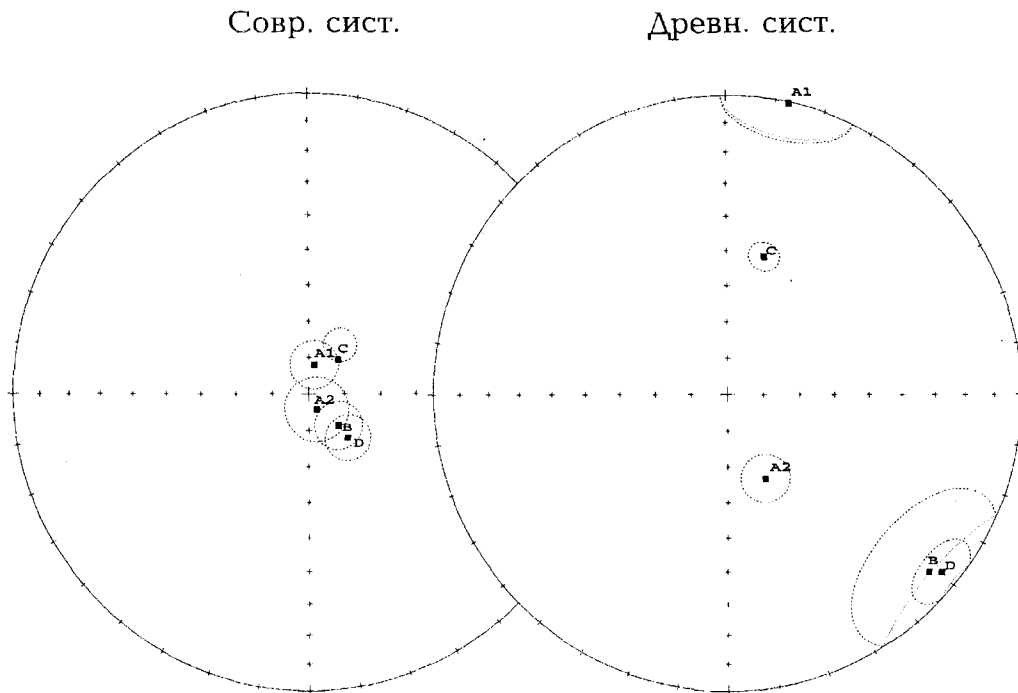


Рис.5. Средние по разрезам в древней и современной системах координат. Нижняя полусфера.

ходках флоры и радиологических определениях базальтов энмываамской свиты - 77 ± 5 млн лет (K/Ar метод).

Нами были осреднены приведенные в этой работе данные (табл.3). Среднее направление показывает, что в момент образования намагниченности данные породы находились практически на полюсе. Вычисленный палеомагнитный полюс лежит наиболее близко к нижнемеловым североамериканским полюсам [33, 34] (табл.6, 7).

Палеошироты, полученные для полуострова Тайгонос, отличаются от палеоширот, рассчитан-

ных исходя из реферативных полюсов Евразии и Северной Америки [34] (рис.6). Однако, так как в данном случае использовались направления послескладчатых намагниченностей, то делать вывод о перемагничивании пород в более южных широтах нельзя: не исключена возможность их деформаций после образования намагниченности. Тем не менее, обращает на себя внимание отличие склонений выделенных направлений изученных разрезов полуострова Тайгонос и Пенжинского района от ожидаемых склонений в случае перемагничивания этих пород верхнемеловым полем. Объяснить это

Таблица 2. Результаты палеомагнитных исследований пород Пенжинского района Корякии.

Объект	n/N	Система координат							
		современная				древняя			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
1.1	5/5	346	42	148	5.1	151	69	130	5.5
1.2	7/7	1	59	191	3.8	157	70	66	6.5
1.3	7/7	6	50	34	9.2	156	65	30	9.7
1.4	8/8	359	37	48	7.2	156	67	50	7.1
1.5	3/3	50	64	11	24	188	70	39	13
2	16/14	145	69	12	11	323	50	12	11
3.1	7/7	161	60	17	13	340	80	45	7.9
3.2	5/5	156	48	36	11	303	64	22	13
4	10/7	81	88	21	12	294	25	10	17
5	8/5	340	-53	11	19	321	-83	94	6.5

Примечание. С, I, k, α_{95} - склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия, вычисленные по *образцам (n - количество отобранных образцов). 1.1 - группы с различным залеганием для объектов 1 и 3.

Таблица 3. Палеомагнитные направления верхнемеловых вулканогенных пород бассейна р. Энмываам (по М.И. Райкевич [16]).

Номера точек наблюдения	D древнее	I древнее	к, кучность
пыкарваамская свита			
401	283	74	23.2
405	255	71	41.0
407	170	87	134.0
408	313	77	209.0
418	1	81	244.0
419	142	78	25.0
420	95	81	18.0
вороньинская свита			
406	255	79	527.0
козквуньская свита			
410	348	77	411.0
415	99	84	13.1
416	312	82	19.0
эргываамская свита			
403	176	88	56.0
413	103	70	14.0
414	311	74	68.0
421	26	56	100.0
422	41	67	154.0
423	54	61	60.0
424	40	68	725.0
431	148	68	43.0
эмунерэтская свита			
425	147	-72	9.5*
426	129	-64	74.0*
427	III	-78	742.0*
428	177	-85	170.0*
429	189	-76	33.0*
	293	72	58.0
430	50	-76	65.0*
энмываамская свита			
412	267	-85	94.0*
	91	82	70.0
432	215	75	30.0
165	71	56.0	
178	83	36.0	
139	85	45.0	
	76	77	24.0
	148	74	9.0
	173	73	16.0
	143	81	64.0
	143	81	46.0
433	256	88	68.0
434	310	82	32.0
435	334	74	360.0
среднее	24.5	88	к = 27.8, α ₉₅ = 4.2

* - осреднено с обращением

можно было бы деформациями, которые имели бы место после перемагничивания пород, но полученные направления очень близки для комплексов пород из разных структурных зон, иногда значительно удаленных друг от друга (см.рис.1, разрезы В и Д). Это свидетельствует о том, что наблюдаемая картина не является следствием более поздних локальных тектонических движений.

Совместный анализ всех палеомагнитных данных для мезозоя - нижнего кайнозоя Корякского нагорья и п-ова Тайгонос, включая доскладчатые, синскладчатые и послескладчатые направления (табл.5) показывает, что есть определенная закономерность в распределении направлений намагниченности, полученных из разных тектонических зон. Так, направления, полученные для Олюторской зоны, имеют склонения от 270° до 360°, а направления для структур Северной Корякии и полуострова Тайгонос имеют склонения в пределах от 0° до 270° (рис.7).

Отличие склонений, полученных для Пенжинского района [1] и Тайгоноса от ожидаемых в случае перемагничивания верхнемеловым полем, может быть объяснено двумя причинами. Во-первых, поворотом структур п-ова Тайгонос и Западной Корякии вокруг вертикальной оси относительно Северной Америки приблизительно на 60° после образования синскладчатой и послескладчатой намагниченностей. Во-вторых, нахождением исследованных комплексов в момент образования синскладчатой намагниченности с другой стороны северного географического полюса с последующим движением через полюс к северному положению.

ОБСУЖДЕНИЕ

Направления палеомагнитных склонений изученных пород, как уже отмечалось выше, не со-

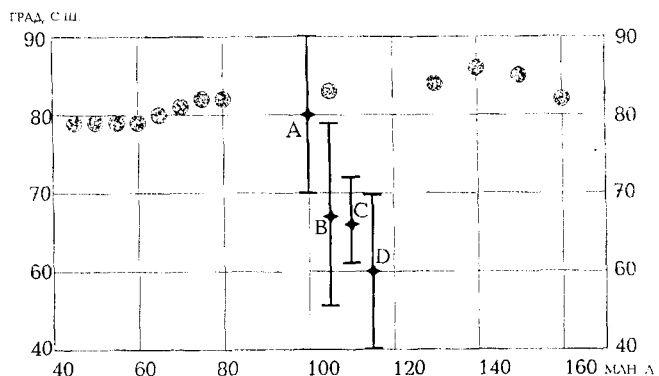


Рис.6. Сравнение возможных палеоширот перемагничивания изученных пород (затитые звездочки с доверительными интервалами) с широтами рассчитанными для района исследований по полюсам Северной Америки (незатитые кружки) (табл.6).

Таблица 4. Значения палеомагнитных полюсов и палеошироты

Объект	совр. коорд.		возраст пород	Dec	Inc	α_{95}	Φ	Λ	A_{95}	φ_7	ссылка
	шпр.	долг.									
A	61°	160°	J ₂	19.2	85.1	5.6	70.0	170.3	11.1	80	см.Табл.1
B	61°	160°	J ₃	137.1	78.0	6.6	41.8	181.9	12.4	67	см.Табл.1
C	61°	160°	J ₁	41.3	77.6	3.1	71.3	217.0	5.8	66	см.Табл.1
D	61°	160°	J ₃ -K ₁	138.3	73.7	6.3	34.9	185.2	11.3	60	см.Табл.1
Пенжинский район	61°	165°	P ₂ -K ₁	143.0	82.0	3.0	47.5	178.9	5.8	74	[1]
р.Энмываам	67°29'	172°05'	K ₂	24.5	88	4.2	71.1	177.2	8.4	86	[16]

Примечание. Dec, Inc- палеомагнитные склонение и наклонение соответственно; Φ , Λ - широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; α_{95}, A_{95} , - радиус овала доверия вокруг среднего направления и полюса соответственно; φ_7 - палеоширота;

Таблица 5. Палеомагнитные направления для Корякского нагорья

D	I	α_{95}	тест складки	возраст пород	авторы
Олюторская зона					
327	73"	6	+	30-42	Коваленко, 1992
303	69	5	+	42-50	Коваленко, 1992
299	61	6	+	57-65	Коваленко, 1992
332	65	7	+	60-65	Коваленко, 1992
321	71	11	+	62-70	Хейфец и др., 1991
336	67	11	+	62-70	Хейфец и др., 1991
298	50	13	+	75-85	Хейфец и др., 1991
Корякская зона					
6	84	7	+	56-97	Диденко и др., 1993
52	52	4	s	125-157	Морозов и др., 1994
54	50	4	s	125-157	Морозов и др., 1994
123	50	7	s	125-157	Морозов и др., 1994
207	51	15	+	97-157	Диденко и др., 1993
48	39	8	+	97-157	Диденко и др., 1993
163	54	6	+	125-157	Морозов и др., 1994
114	47	3	+	125-157	Морозов и др., 1994
187	42	15	+	208-235	Диденко и др., 1993

Примечание. D, склонение; I, наклонение; α_{95} , радиус овала доверия; + доскладчатая намагниченность, а синскладчатая намагниченность.

Таблица 6. Положения палеомагнитного полюса для Северной Америки [34].

возраст млн лет	широта, °N	долгота, °E	A_{95}
50	83	170	3
55	82	182	3
60	81	193	3
65	78	191	7
70	74	190	7
75	71	191	7
80	68	191	7
80-125	68	186	2
130	70	182	5
140	69	162	5
150	68	144	5
160	67	126	5
170	65	110	5
180	64	95	5
190	62	80	5

Таблица 7. Значения палеомагнитных полюсов Северной Америки и Европы [33].

возраст млн лет	широта, °N	долгота, E	A_{95}
Северная Америка			
33-66	83	187	5.1
67-97	67	189	5.0
145-176	65	136	8.4
177-195	67	93	4.3
Европа			
33-66	78	178	3.8
67-97	74	155	13.4
145-176	76	167	-
177-195	72	137	7.9

впадают с ожидаемыми склонениями в случае перемещения пород меловым и более молодым по-лем при приращении изученных комплексов к окраине Евразии с юга, юго-востока со стороны Тихого океана. Привлечение для объяснения наблюдаемого распределения склонений, механизм вращения вокруг вертикальной оси (почти на 180° от-

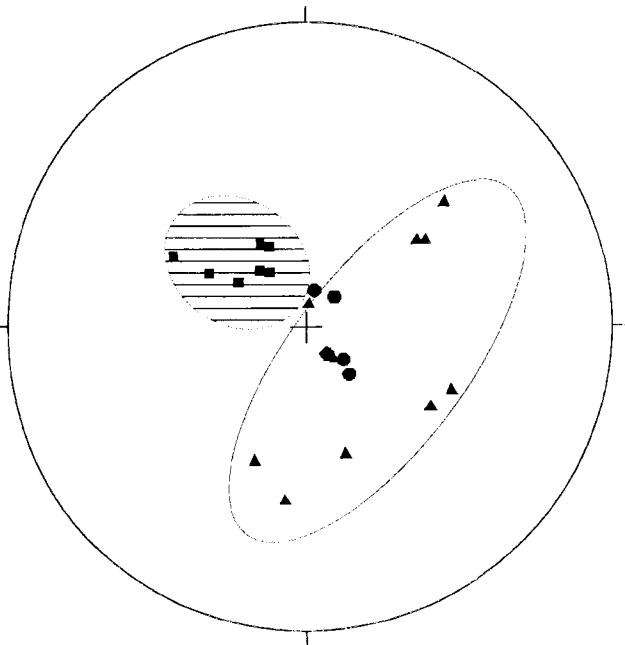


Рис.7. Палеомагнитные направления полуострова Тайгонос, Западной Корякии и Олюторской зоны по данным различных авторов. Нижняя полусфера.

Квадраты и треугольники - литературные данные по Олюторской и Корякской зонам соответственно (табл.5), кружки - данные автора (табл. 1, [1]).

носителю Евразии), для такого большого блока, охватывающего п-ов Тайгонос, Пенжинский район и северную часть Корякского нагорья, не находит подтверждения геологическими данными.

Поэтому в качестве возможного объяснения полученной картины рассмотрим мезозойскую тектонику Северо-Востока Азии в свете взаимодействия Евроазиатской и Северо-Американской плит при раскрытии Атлантического океана. При этом должны были возникнуть сжимающие напряжения в Тихоокеанском секторе Арктики, что уже отмечалось в литературе [21].

Для качественного анализа тектонических событий, которые могли происходить в этом регионе под влиянием движения Евроазиатской и Северо-Американской плит использованы полюса вращения Северной Америки относительно стабильной Евразии приведенные в статье [31], а также палеомагнитные полюса из статьи [33].

Положение Северо-Американской плиты относительно Евразии для различных интервалов времени показано на рис. 8, 9, 10. При реконструкциях использовалась следующая методика. Для временных интервалов 130-110 и 110-54 млн лет на компьютере с помощью программы GEOMAP (Т.Н. Torsvik и М.А. Smethurst 1994г.) пересчитывались современные географические координаты берего-

вых контуров Северной Америки и контуров докембрийских платформ, согласно данным о полюсах и углах вращения (табл.8) [31]. Положение Евразии при этом считалось фиксированным.

Для юрского времени, предшествовавшего раскрытию Атлантики, сначала были совмещены значения палеомагнитных полюсов (т.е. проведена широтная реконструкция), а затем был осуществлен поворот вокруг полюса до закрытия Северной Атлантики.

Из предлагаемых реконструкций следует, что в ранней юре и триасе тихоокеанские окраины Северо-Американской и Сибирской плиты были удалены друг от друга на значительное расстояние. Свободное пространство, вероятно, было занято Анюйским палеоокеаном с различными микроконтинентами (Омолонским и др.), разделенными между собой структурами с корой океанического типа.

Мы предполагаем, что это пространство было отделено от Тихого океана конвергентной границей. Ее существование для позднего палеозоя-раннего мезозоя доказывается наличием островных комплексов Кони-Тайгоносской дуги. Для поздней юры-раннего мела была протяженная Удско-Мургальская дуга. При этом рассматриваемый в статье ее сегмент находился в высоких приполярных широтах.

Как вытекает из рассчитанных перемещений Северо-Американской и Сибирской плит с началом Атлантики (средняя юра) вдоль простирания этой конвергентной границы происходило сжатие. В это время началось сокращение пространства, занятого Анюйским палеоокеаном, что в конечном итоге привело к закрытию океанических бассейнов, коллизии микроконтинентов и формированию складчатой структуры Верхояно-Колымских мезозонд. Деформации сжатия привели к разрушению островодужной системы и смещению ее фрагментов по сдви-

Таблица 8. Эйлеровы полюса и углы вращения, использовавшиеся при реконструкциях [31].

возраст млн лет	широта, °N	долгота, ° Е	A ₉₅
10	59.5	141.2	2.0
20	64.5	136.5	3.8
35	73.0	133.0	8.2
54	63.2	139.1	12.5
65	74.0	142.6	17.0
80	81.6	150.3	23.8
110	89.1	-103.1	29.6
130	86.4	158.5	30.2
141	86.4	158.5	30.2
155	86.4	158.5	30.2
190	86.4	158.5	30.2

145–195 м.у.

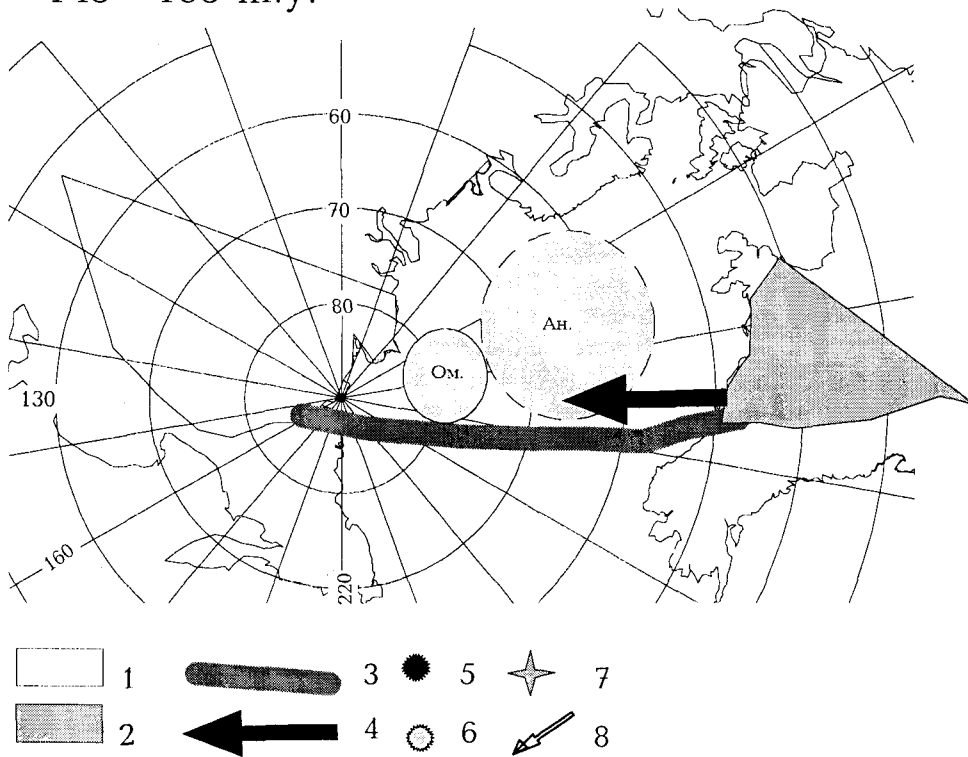


Рис.8. Схематическая реконструкция для интервала 145–195 млн лет.

1 - Сибирская плита; 2 - Северо-Американская плита; 3 - конвергентная граница, определяющая положение Конн-Тайгонской и Удско-Мургальской островных дуг; 4 - направление движения Северо-Американской плиты относительно Сибирской; 5 - среднее положение палеомагнитного полюса Северной Америки на период реконструкции; 6 - среднее положение палеомагнитного полюса Евразии на время реконструкции; 7 - среднее положение палеомагнитного полюса для Северной Америки; 8 - возможные направления палеомагнитных векторов; Ан. - Аннойский палеоокеан. Ом. - Омолонский микроконтинент.

110–130 м.у.

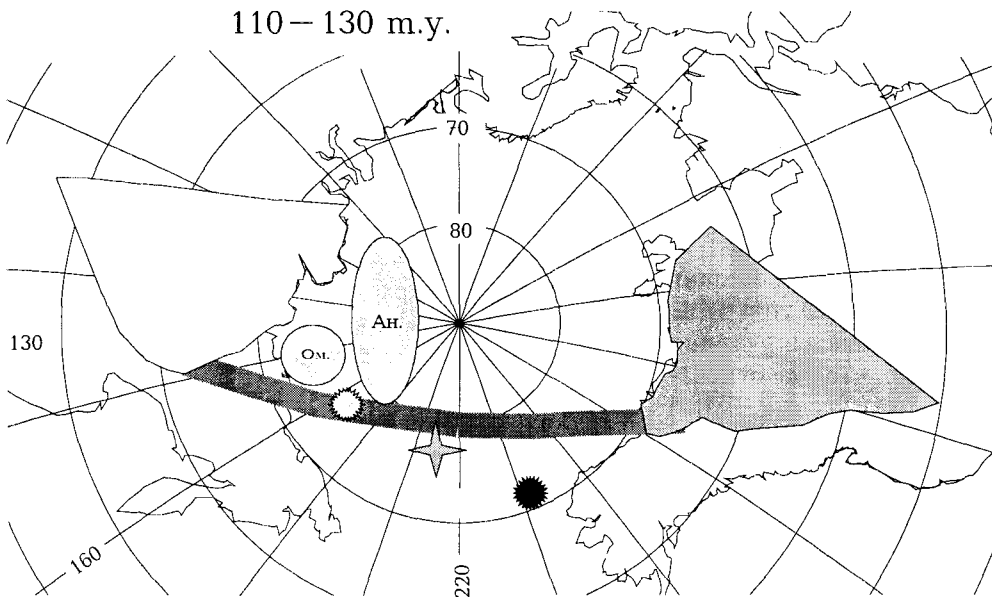


Рис.9. Схематическая реконструкция для интервала 110–130 млн лет.

Условные обозначения см. рис.8.

гам. В результате возникла структура коллажа, состоящая из островодужных террейнов, что в общем-то и наблюдается на Чукотке, где расположены Западно-Пекульнейский, Нутесынский, Золотогорский, Ушканьгорский и другие островодужные террейны [12,15].

Этот сценарий тектонического развития региона предполагает для п-ова Тайгонс и структур Северной Корякии (кроме Олюторской зоны) распределение палеомагнитных склонений от 0° до 90° - 180° - 270° . При этом нет необходимости для объяснения направлений склонений привлекать значительные вращения локальных блоков вокруг вертикальных осей (рис.11). И напротив, если бы

54–110 м.у.

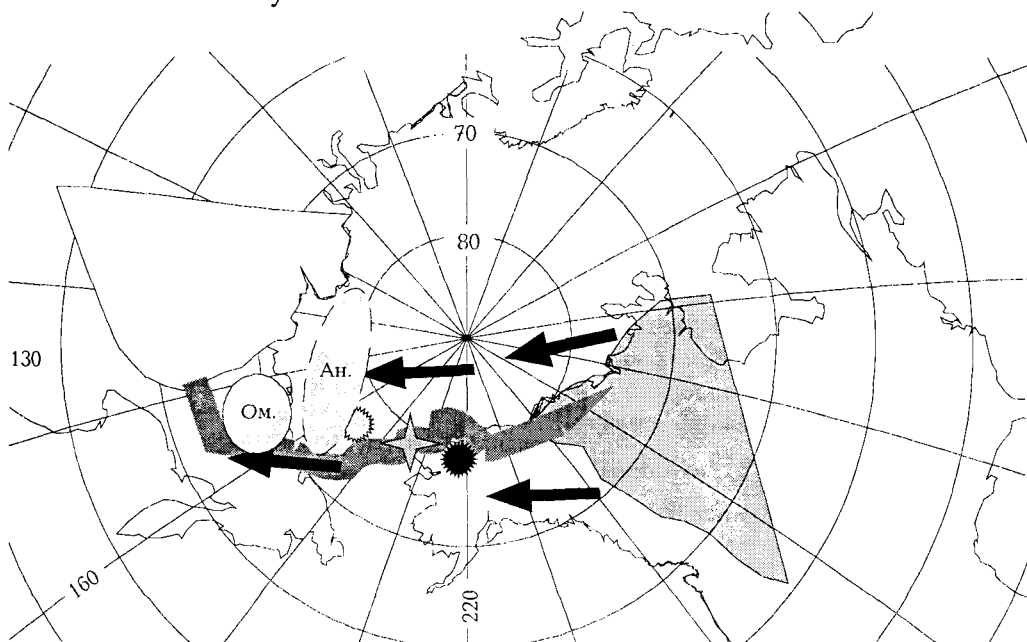


Рис. 10. Схематическая реконструкция для интервала 54-110 млн лет.

Условные обозначения см. рис.8.

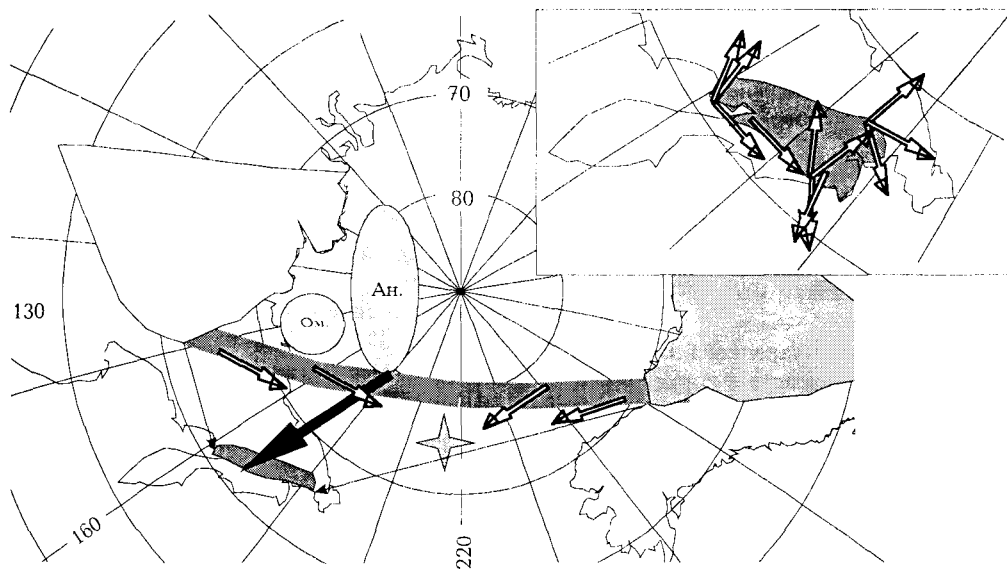


Рис.11. Схема, объясняющая наблюдаемые склонения палеомагнитных векторов для Корякского нагорья и полуострова Тайгонос.

Условные обозначения см.рис.8. Тонкими стрелками схематично показано перемещение Удско-Мургальской островодужной системы. В рамке показаны палеомагнитные направления по литературным и оригинальным данным (табл.1, табл.5).

изученные комплексы присоединились к Евразии со стороны Тихого океана палеомагнитные склонения распределились бы от 270° до 360° , что типично для южной Олюторской части Корякского нагорья.

Как результат этого взаимодействия в послесреднеюрское время островодужные комплексы и микроконтиненты должны были испытывать южное движение вдоль окраины Евразии. И при этом в процессе своего движения они должны были проходить в очень высоких широтах, приобретая наблюдаемые склонения. При такой реконструкции Омолонский массив располагался в тылу конвер-

гентной границы Тихого океана вместе со структурами мезозойд, что хорошо согласуется с палеобиогеографическими данными для верхнего палеозоя и триаса [11, 17]. Кроме того, новые палеомагнитные данные свидетельствуют о его нахождении в позднем палеозое - раннем мезозое в приполярной области вблизи Сибирского континента и возможном прохождении в юрское время через полюс [3]. Эти данные, с одной стороны, противоречат представлениям о крупномасштабных перемещениях Омолонского террейна из южных широт со стороны Тихого океана [10], а с другой стороны, свидетель-

ствуют о реальности приведенных в данной статье расчетов и направления перемещений.

Безусловно предлагаемый вариант тектонического развития региона на протяжении мезозоя требует более детальной разработки с использованием всех имеющихся геологических данных и проведением дополнительных палеомагнитных определений. Сознвая всю сложность и дискуссионность поставленных проблем, авторы не склонны делать какие-либо выводы и лишь выдвигают данный подход в качестве рабочей гипотезы для ее обсуждения и тестирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам 96-05-65323, 96-05-64359.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексютин М.В., Шипунов С.В. Синскладчатая намагнитченность пород Куюльской системы покровов, Пенжинский район, Северо-Восток России//Физика Земли. 1997. N 4. С.27-33.
2. Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть коряжского нагорья)// Палеонтология и биостратиграфия Коряжского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С.19-36.
3. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива//Геотектоника. 1997. N 2. С.34-47.
4. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.И. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. N 5. С.63-69.
5. Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте о корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря//Докл. РАН. 1997 (в печати).
6. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Коряжское нагорье)// Геотектоника. 1995. N 3. С.59-69.
7. Добрецов Н.Л. Глаукофаносланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1974. 412 с.
8. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М: Наука, 1990. 302 с.
9. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1992. 192 с.
11. Мазарович О.А., Найдин Д.А., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные аспекты. Часть 2. Дискуссия //Бюл. МОИП. Отд.геол. 1989. Т.64. N 2. С.125-146.
12. Морозов О.Л. Палеоостроводужная система хребта Пекульней, Центральная Чукотка//Региональная геодинамика и стратиграфия Советской Азии. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С.120-172.
13. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 см.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
15. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цукапов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-востока Азии//Геотектоника. 1993. N 1. С.68-78.
16. Райкевич М.И. Магнитостратиграфические исследования меловых вулканогенных пород бассейна р.Эмываам (Центрально-Чукотский сектор ОЧВП)// Магнитостратиграфические исследования фанерозоя. Магадан: СВКНИИ, 1995. С.17-29.
17. Соколов С.Д. О критике палинспастических реконструкций и аккреционных моделей Северо-Востока России//Геотектоника. 1992. N 2. С.102-106.
18. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Коряжско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
19. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна//Стратиграфия и геол. корреляция. 1997. N 6. С. 73-84.
20. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин М.В. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах//Геотектоника. 1996. N 1. С.1-16.
21. Устрицкий В.И., Храмов А.И. Геологическая история Арктики с позиций теории литосферных плит//Геологическое строение СССР. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253-265.
22. Филатова Н.И. Перипокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
23. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Коряжского нагорья//Тихоокеан. геология. 1992. N 3. С.82-93.
24. Худoley А.К. Соколов С.Д. О роли сдвигов в тектонике юго-запада Коряжского нагорья//Докл. РАН. 1994. Т.335. N 1. С.74-76.
25. Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос//Колыма. 1994. N 4. С.7-11.
26. Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. N 4. С.67-74.
27. Шипунов С.В. Синскладчатая намагнитченность: оценка направления и геологическое приложение//Физика Земли. 1995. N 11. С.40-47.
28. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal of data// Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. N 1. P. 16-24.
29. McFadden P.L. and D.L. Jones, The fold test in palaeomagnetism// Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53-58.

30. Kirshvink J. L. The least-squares lines and plate and the analysis of paleomagnetic data. // Geophys. J.R. astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699-718.
31. Savostin L.A., et al. 1986, "Kinematic evolution of the Tethis belt from the Atlntantic ocean to the Pamirs since the Triassic" // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 1-35.
32. Sokolov S.D., Grigoriev V.N., Khudoley A.K., Lutchitskaya M.V., Pralnikova I.E. Terranes of the Penzhin region. 5 th Zonenshain Conference on Plate Tectonics, Moscow, November, 22-25, 1995. P. 170.
33. Van der Voo R. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions// Reviews of Geophysics. 1990. P. 167-206.
34. Stone D.B., McWilliams M.O. Paleomagnetic evidence for relative terrane motion in western North America. From: The Evolution of the Pacific ocean margin, ed. Z. Ben-Avraham, Oxford Univ. Press. 1989. P. 53-72.
35. Zijdeveld J.D.A. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results// Methods in paleomagnetism(Ed. D. W. Collinson, K.M. Creer). Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254-286.

Поступила в редакцию 3 декабря 1996 г.

M.V.Alexyutin, S.D.Sokolov

Paleomagnetic researches in the Penzhin-Taigonos part of the Pacific belt: results and their tectonic interpretation

Island arcs serve as indicators of the convergent boundaries of the lithospheric plates, and their investigation is of high importance for paleomagnetic reconstructions. The present paper deals with some results on the paleomagnetic investigation of the complexes (Late Paleozoic-Early Cretaceous) from different structures of the UdsK-Murgal island-arc system. It is shown that the studied rocks were re-magnetized at different deformation stages. The tectonic interpretation of the obtained results regarding to the regional geological data is also presented. The formation of the studied structures is considered to be the result of the North America and Siberian plates interaction during the Atlantic Ocean opening.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.721

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ТЕРРАСОВЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ О.КУНАШИР

*А.М.Короткий**, *Н.Г.Разжигаяева**, *Т.А.Гребенникова**, *Л.А.Ганзей**,
*Л.М.Мохова**, *В.Б.Базарова**, *Л.Д.Сулержицкий***

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

**Геологический институт РАН, г. Москва

Голоценовый комплекс террас острова Кунашир включает уровни 5-6 (III), 3-4 (II) и 2-3 (I) м, образованные в разные фазы фландрской трансгрессии. Подъем уровня моря в атлантическую фазу привел к формированию крупных барьерных форм с озерами на участках абразионно-бухтового побережья (III терраса), существованию проливов на месте Серноводского и Круглового перешейков, крупных бухт и лагун в районе Южно-Курильского перешейка. На острове были распространены смешанные леса с участием пихты, ели и широколиственных пород. Террасы II и I сформировались в суббореале и субатлантике. В позднем голоцене на острове были распространены пихтово-еловые леса с участием мелколиственных пород. Корреляция кровли морских отложений в разрезах низких морских террас острова позволяет говорить о соответствии их положения разным фазам гляциоэвстатической трансгрессии в среднем-позднем голоцене и их слабой тектонической нарушенности.

Сведения о четвертичных отложениях Курильских островов немногочисленны. Они сводятся к выделению ряда морских террас с превышением до 300 м [2, 3, 5, 7, 8,10]. Их временная привязка дается, как правило, без био- и тефростратиграфических данных, основываясь на абсолютных датировках. Широко распространено мнение об активном тектоническом подъеме территории островов со скоростью 2.5-2.8 мм/год на всем протяжении четвертичного периода [5]. В 1993-1995 г. сотрудниками лаборатории палеогеографии ТИГ ДВО РАН выполнено био-, тефростратиграфическое изучение и литолого-фациальный анализ голоценовых отложений о. Кунашир, получен ряд радиоуглеродных датировок. Основной целью работы являлось выяснение взаимоотношений гляциоэвстатического и тектонического факторов и их влияния на формирование низких морских террас, восстановление истории развития природной среды острова под воздействием климатических осцилляций голоцена. Возрастные рубежи голоцена приняты в соответствии со схемой Блитта-Сернандера [9]. Выделен следующий ряд низких морских террас:

Морская терраса высотой 5-6 м сохранилась в отдельных бухтах (бух. Космодемьянская, Головинина, Южно-Курильская, Первухина, устье р. Лесной, р. Головинина). Разрез этой террасы де-

тально изучен в бух. Космодемьянской, где она представлена серией штормовых валов, перекрывающих озерные отложения (рис. 1). В т.н. 5706 описаны следующие отложения (сверху-вниз):

Мощность, м

1. Песок буровато-серый, гумусированный, мелкозернистый, хорошо сортированный, с двумя прослоями пеллов 1.46
2. Песок серый, мелкозернистый, хорошо сортированный, с обилием темноцветных минералов, в подошве интенсивно ожелезненный 1.00
3. Валунно-галечный горизонт с ожелезненным крупнозернистым песком и гравием, в кровле - конкреции гидроокислов железа 1.80
4. Алеврит темно-коричневый, заторфованный, тонкослоистый (слойки черного, темно-бурого и темно-серого цвета), с горизонтами, обогащенными песком 0.25
5. Алеврит голубовато-серый, в кровле - ожелезненный с вертикально расположенными остатками растений 0.20
6. Алеврит темно-серый с черными прослоями и слоями светло-серого песка, с остатками водных растений и древесиной 0.30
7. Переслаивание синевато-серого грубозернистого, пятнисто-ожелезненного песка, темно-серого и темно-коричневого торфянистого алеврита с остатками древесины, в подошве с гравием 0.35

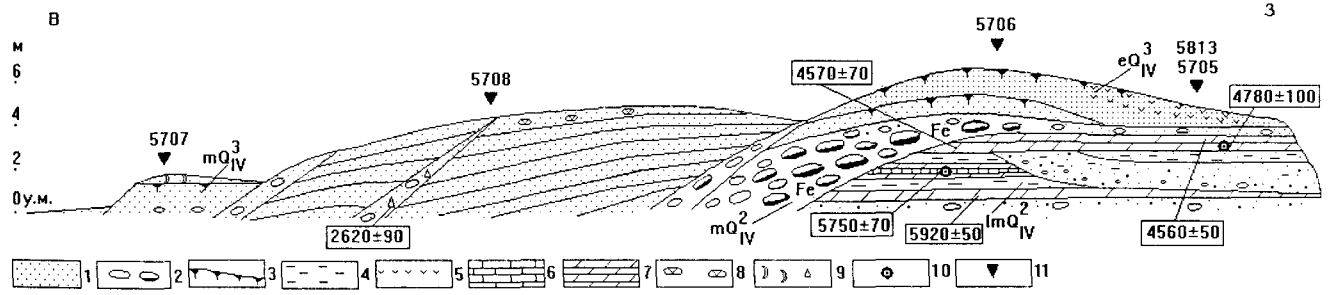


Рис. 1. Геологический разрез 5-6 м морской террасы бух. Космодемьянская. Горизонтальный масштаб произвольный.

1-песок, 2-галька, валуны, 3-почва, 4-алеврит, 5- вулканический пепел, 6-торф, 7-зоторфованный алеврит, 8-пемза, 9-ракуша, 10-древесина, 11-точки наблюдения.

8. Переслаивание темно-серого и темно-коричневого зоторфованного алеврита с прослоями и линзами светло-серого песка 0.55
 9. Песок темно-серый, грубозернистый с гравием и галькой 0.15

В разрезе вскрыты золотые (слой 1), пляжевые (слои 2, 3), озерные (слои 4-8) и аллювиальные (слой 9) отложения. Изучение диатомовых комплексов в отложениях этой террасы позволили выделить две пачки (рис. 2). Нижняя пачка (интервал 4.5-5.8 м) характеризуется высоким содержанием умеренно тепловодных пресноводных видов *Aulacoseira granulata* var. *granulata* до 25%, *Epithemia adnata* var. *adnata* до 18%, *E. turgida* var. *turgida*

до 10% и умеренно холодноводного *Cocconeis placentula* var. *placentula* до 25%. Здесь же отмечены солоновато-водные *Nitzschia circumscuta* до 2%, *Navicula peregrina* var. *peregrina* до 5% и единично-сублиторальные морские *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* var. *smithii*. Подобный состав диатомей характерен для пресного озера береговой зоны с речным стоком и заплесками морских вод. pH отложений - 5.5-6.2. Время формирования озерных отложений - оптимум голоцена (¹⁴C-даты: 5920±50 л.н., ГИН-7898; 5750±70 л.н., ГИН-7891. табл. 1), что соответствует раннему Дземону Японских островов [12].

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки из голоценовых отложений о. Кунашир

N пробы	Местоположение	Геоморфологическое положение	Интервал, м	Материал	¹⁴ C-дата	Лаб. номер, ГИН-
I/5732	Серноводский перешеек	4 м терраса	0.45-0.50	торф	2220±80	7895
1a/18-93	устье р. Лесной	5-6 м терраса	1.82-1.85	торф	4310±70	7876
I/18-93			1.6-1.7	торфянистый алеврит	6070±70	7877
II/18-93			1.4-1.6	торфянистый алеврит	5890±130	7878
III/18-93			1.0-1.2	торфянистый алеврит	5450±150	7879
V/18-93			0.2-0.4	торфянистый алеврит	4010±70	7880
I/5687	бух. Первухина	4 м терраса	2.0-2.1	древесина	современный	7888
4/9/93	бух. Южно-Курильская	3-4 м терраса	0.3-0.4	торф	510±50	7873
6/9/93			0.5-0.6	торфянистый алеврит	1770±40	7874
I/5697		2 м терраса	0.4-0.5	раковины	820±80	7903а
7/3 93	бух. Головина	3-4 м терраса	0.1-0.2	раковины	2950±100	7875
I/5706	бух. Космодемьянская	5-6 м терраса	4.3-4.4	торф	4570±70	7889
II/5706			5.5-5.7	торф	5750±70	7891
III/5706			5.7-5.8	древесина	5920±50	7898
I/5813			2.0-2.2	древесина	4560±50	8338
II/5813			2.0-2.2	торф	4780±100	8339
I/5708		4 м терраса	2.0-2.1	раковины	2620±90	7892

Во второй пачке (интервал 4.3-4.5 м) доминантами в диатомовом комплексе являются пресноводные холодноводные *Pinnularia brevicostata* var. *brevicostata* до 5%, *P. divergentissima* до 12%, *P. viridis* var. *viridis* до 12%, *P. nobilis* var. *nobilis* до 5%, *P. borealis* var. *borealis* до 8%, *Eumotia glacialis* до 7%, *E. praerupta* var. *praerupta* до 11%, *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* до 12%. рН отложений - 4.7. Отложения формировались во время регрессии океана на границе атлантик-суббореал. ¹⁴С-датировка из кровли торфа 4570±70 л.н., ГИН-7889. Эта регрессия сопоставляется с регрессией Кемигава Токийского залива на границе среднего-позднего Дземона [12].

Спорово-пыльцевой спектр, полученный из озерных отложений, отражает существование хвойно-широколиственных лесов (рис. 3) (*Abies* до 24.8%, *Picea* sect. *Omorica* до 17.5%, *P. sect. Eupicea* до 10.8%, *Pinus* n/p *Haploxyton* до 25.7%, *Juglans* до 22.1%, *Quercus* до 19.3%, *Ulmus* до 6.5%, *Carpinus*, *Corylus*, *Phellodendron*, *Tilia*). Доля пыльцы мелкоколиственных пород невелика: *Betula* sect. *Albae* до 8.3%, *B. sect. Costatae* до 9.5%, *Alnus* до 11.7%. Такой спектр соответствует теплым климатическим условиям оптимума голоцена, что подтверждается данными радиоуглеродного датирования (табл. 1). Увеличение содержа-

ния пыльцы ольхи в горизонте с ¹⁴С-датой 5750±70 л.н., ГИН-7891, по-видимому, фиксирует небольшое похолодание во второй половине атлантика и указывает на снижение уровня океана, осушение берегов и развитие ольховников на прибрежных равнинах.

Спорово-пыльцевой спектр из погребенной почвы на вершине древнего штормового вала характеризуется высоким содержанием пыльцы широколиственных видов (*Quercus* 19.3%, *Juglans* 22.1%, *Ulmus* 1.7%, *Phellodendron* 0.6%), среди хвойных преобладает пихта (23.5%). Такой спектр отражает теплые климатические условия и, по-видимому, соответствует раннесуббореальному потеплению.

Состав минералов тяжелой фракции при небольшом разнообразии отражает смену фаций в разрезе. В озерных отложениях отмечено низкое содержание тяжелых минералов (0.4-1.9%), в их составе преобладают пироксены (до 76%). В пляжевых и эоловых песках выход тяжелой фракции достигает 28.7%, доминирует магнетит (до 80%) и пироксены (до 63%). Высокое содержание тяжелых минералов (до 14.8%) в кровле песчанистого торфа, образованного на границе атлантик-суббореал, свидетельствует о поступлении обломочного материала со стороны моря за счет эоловых процессов. В составе глини-

Таблица 2. Состав глинистых минералов голоценовых отложений о. Кунашир (%).

Местоположение	Разрез	Интервал, м	Фации	Смектиты	Гидрослюда	Каолинит (к) + хлорит (х)	Примечание
руч. Прозрачный бух. Космодемьянская	5705		современный аллювий	78	15	7	х>к цеолиты
		2.4-2.5	озерные	25	50	25	х>к цеолиты
		2.6-2.7	озерные	43	34	25	х>к цеолиты
		2.7-2.8	озерные	34	42	21	х>к цеолиты
		3.6-3.7	озерные	28	54	18	х>к цеолиты
		3.95-4.0	озерные	34	49	17	х>к цеолиты
		4.4-4.55	озерные	37	36	27	х>к цеолиты
		4.65-4.75	озерные	45	28	27	х>к цеолиты
		5.15-5.25	озерные	43	41	16	х>к цеолиты
		5.6-5.7	озерные	34	34	32	х>к цеолиты
р. Лесная	18-93	5.7-5.8	озерные	31	43	26	х>к цеолиты
		2.6-2.7	озерные	78		22	к>х
		2.2-2.3	озерные	75		25	к>х
		1.94-1.95	вулканический пепел	45		55	к>х
		1.6-1.7	озерные	76		35	к>х
		1.3-1.4	озерные	39		61	к>х
		0.2-0.3	прибрежно- морские		45	55	
Серноводский перешеек	5732	0.8-0.9	прибрежно- морские	41	35	24	

Примечание: рентгеноструктурный анализ выполнен в ДВГИ ДВО РАН Л.А.Ганзей

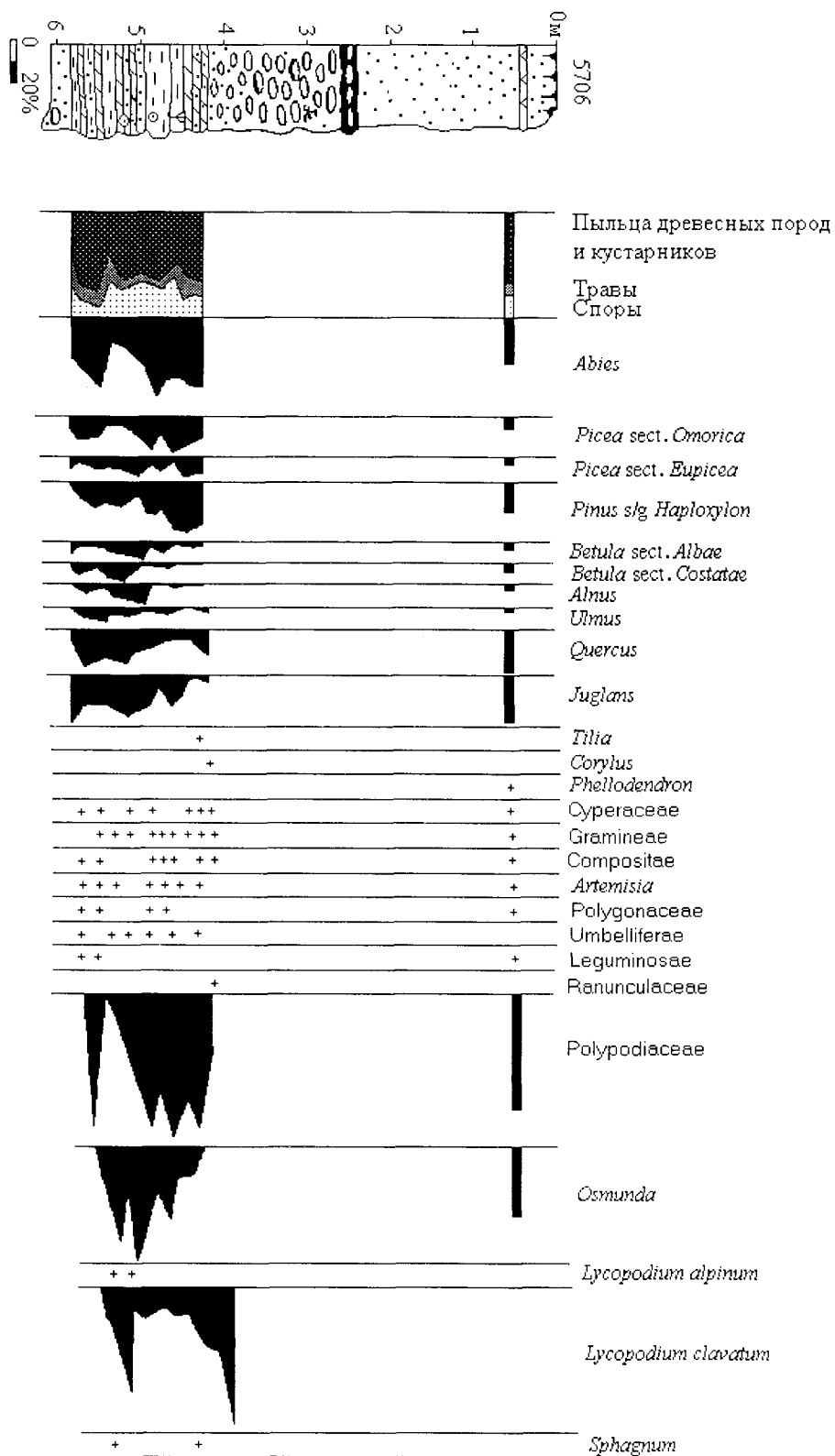


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза 5-6 м морской террасы N 5706, бух. Космодемьянская.

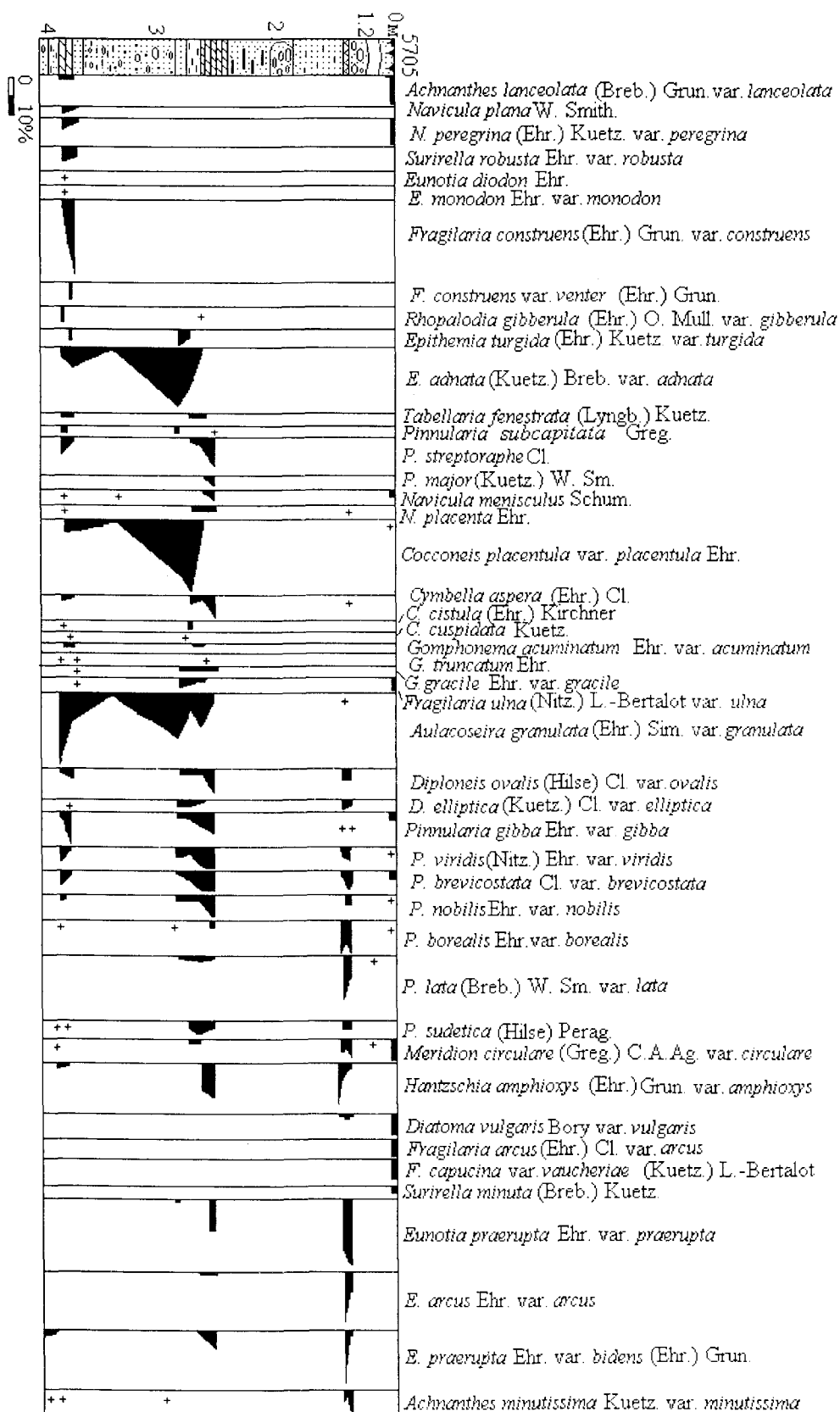


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе 5-6 м морской террасы (N 5705), бух. Космодемьянская.

тых минералов отмечены смектиты, гидрослюды, в общей доле каолинита с хлоритом преобладает хлорит (табл. 2). Содержание смектитов отражает интенсивность речного стока в озеро. В современном наилке руч. Прозрачного, впадающего в бух. Космодемьянскую, их доля достигает 78%. Количество гидрослюды увеличивается в заторфованных прослоях. По всему разрезу в пелитовой фракции встречаются цеолиты.

В береговой части разреза террасы к атлантическим озерным отложениям прислонена пачка более молодых озерных осадков (рис.1, т.н. 5705, 5813), перекрытых морскими и эоловыми отложениями. По результатам диатомового анализа эти отложения можно подразделить на четыре пачки (рис. 4). Нижняя пачка (интервал 3.4-3.8 м) характеризуется комплексом диатомей, аналогичным озерным отложениям разреза 5706, и относится к атлантику. Вторая пачка отложений (интервал 2.75-3.6 м) вмещает в себя единичные створки видов, характерных для речных и болотных обстановок. Вероятно, отложения накапливались во время регрессии на границе атлантик-суббореал. Понижение уровня моря привело к эрозионному врезу, в результате чего была уничтожена барьерная форма, озеро было спущено и на его месте сформировалось болото.

Третья пачка (интервал 2.4-2.75 м) включает комплекс диатомей, характерный для озер: планктонные *Aulacoseira granulata* var. *granulata* до 20%, *Fragilaria ulna* var. *ulna* до 4% и сублиторальный бентический *Cocconeis placentula* var. *placentula* до 30%. Высокое содержание реофилов - до 25% (*Achnanthes lanceolata* var. *lanceolata*, *A. lanceolata* var. *capitata*, *A. minutissima* var. *minutissima*, *Diatoma vulgare* var. *vulgare* и др.) - говорит об интенсивном речном влиянии. pH отложений - 5.1. Увеличение содержания *Pinnularia gibba* var. *gibba*, *P. viridis* var. *viridis*, *P. brevicostata* var. *brevicostata*, *P. nobilis* var. *nobilis*, *P. sudetica*, *Eunotia praeurupta* var. *praeurupta*, *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* в верхней части пачки свидетельствует о заболачивании озера. В интервале 1.85-2.4 м вскрываются морские пляжевые пески, не содержащие диатомей.

Четвертая пачка (интервал 1.1-1.85 м) характеризуется высоким содержанием холодноводных видов *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys*, *Eunotia praeurupta* var. *praeurupta*, *E. arcus* var. *arcus*, *E. praeurupta* var. *bidens*, типичных для болот. Остается высоким содержание видов рода *Pinnularia*. Снижение содержания реофильных форм свидетельствует об изоляции водоема. pH отложений - 5.2-5.8.

Спорово-пыльцевые комплексы отложений включают 5 палинозон (рис. 5). Палинозона *Abies-Pinus-Quercus-Juglans* (интервал 3.6-4.1 м) соответ-

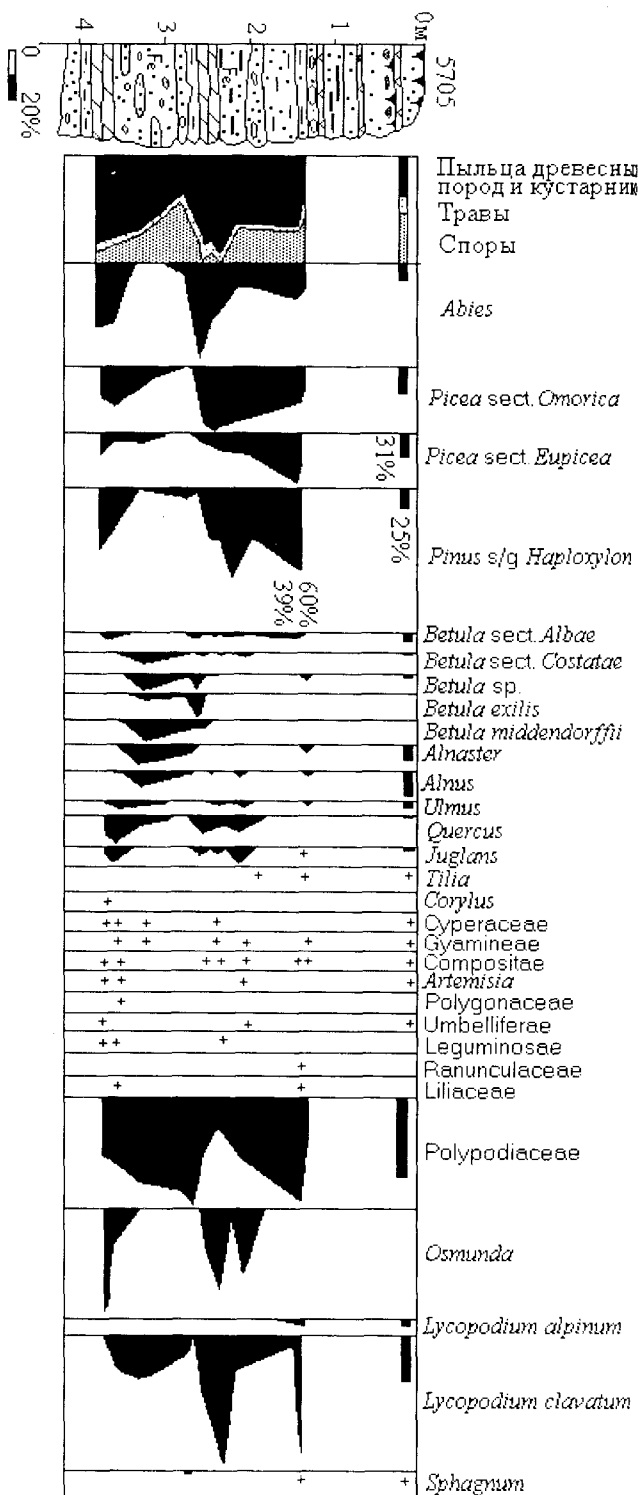


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 5-6 м морской террасы (N 5705), бух. Космодемьянская.

ствует атлантическим спектрам из озерных отложений т.н. 5706. Палинозона *Betula-Alnaster* (интервал 2.6-3.6 м) характеризуется возрастанием доли спор (до 60%) при преобладании пыльцы древес-

ной растительности. Доминирует пыльца ольховника (до 80%), возрастает количество и разнообразие пыльцы берез, появляются кустарниковые формы (*Betula sect. Albae* - до 18.2%, *B. sect. Costatae* - до 5.4%, *B. exilis* - до 12.5%, *B. middendorffii* - до 10.8%, *B. sp.* - до 10.5%). Содержание пыльцы темнохвойных пород не превышает 6%. Состав спорово-пыльцевого комплекса, по-видимому, указывает на снижение уровня океана и развитие ольхового стланика по долинам рек и на побережье.

Палинозона *Picea-Abies-Pinus* (интервал 2.4-2.6 м). В торфянистом горизонте доминирует пыльца древесных видов (до 93%), в песчаных - возрастает содержание спор (37%). В спектрах преобладает пыльца хвойных пород (*Abies* до 39.2%, *Picea sect. Omorica* до 29%, *P. sect. Euripicea* до 8.3%, *Pinus n/r Haploxyylon* до 36.6%). Торфяник образовался во время похолодания на границе атлантик-суббореал (^{14}C -даты 4560 ± 50 л.н., ГИН-8338; 4780 ± 100 л.н., ГИН-8339) и перекрывает озерные отложения т.н. 5706 и 5705 (рис. 1).

В палинозоне *Picea-Abies-Pinus* (интервал 1.40-2.40 м) преобладает пыльца хвойных (*Abies* до 17%, *Picea sect. Omorica* до 17.9%, *P. sect. Euripicea* до 30.7%, *Pinus n/r Haploxyylon* до 60.6%). В нижней части наблюдается высокое содержание пыльцы широколиственных (*Juglans* - до 11.7%, *Quercus* - до 8.4%, *Ulmus* - до 2.1%), что, по-видимому, соответствует первой теплой фазе суббореала. В верхней части их содержание значительно снижается, появляется пыльца *Alnus* (до 11.4%) и *Alnaster* (до 6.3%), отмечено высокое содержание спор (до 44%) и пыльцы трав (до 18%).

Палинозона *Picea*, выделенная для эоловых отложений, характеризуется преобладанием пыльцы ели (*Picea sect. Euripicea* 39%, *P. sect. Omorica* 12.9%) при высоком содержании других хвойных (*Abies* 15.5%, *Pinus n/r Haploxyylon* 27.7%) и участии пыльцы берез и мелколиственных пород. Такая структура спектра отражает распространение елово-пихтовой тайги, климатические и ландшафтные условия, близкие к современным.

В составе глинистых минералов из озерных отложений этого разреза отмечено несколько большее количество гидрослюд (табл. 2), максимумы содержаний которых приурочены к торфянистым прослоям (до 54%). Количество смектитов (до 43%) увеличивается в озерных отложениях, сформировавшихся при активизации речного стока. Пепловые прослой сопоставляются с пеплами Ма-в, Ма-д вулкана Масю [11].

5-6 м морская терраса изучена в устье р. Лесной. В основании террасы вскрыты серые разнозернистые заиленные, горизонтально слоистые пески, перекрытые заторфованными, пятнисто ожелезненными

алевритами с тонкой волнистой слоистостью и остатками водных растений, в основании - прослой пепла. В кровле террасы выходит пачка переслаивающихся алевритов и песков с прослоями пеплов.

Изучение диатомовых комплексов из отложений этой террасы позволяет выделить две пачки (рис. 6). Нижняя пачка (интервал 0.76-2.7 м) формировалась в условиях умеренно холодноводного озера, что подтверждается богатым комплексом пресноводных диатомей (*Eunotia exijua* до 35%, *E. glacialis* до 8%, *E. tenella* до 14%, *Pinnularia interrupta* до 33%). рН отложений - 4.9-5.5. В верхней части разреза (интервал 0.1-0.76 м) в диатомовом комплексе преобладают более холодноводные виды (*Pinnularia borealis* var. *borealis* до 25%, *P. brevicostata* var. *brevicostata* до 6%, *Eunotia praerupta* var. *praerupta* до 18%, *E. praerupta* var. *bidens* до 4%, *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* до 7%). Здесь же встречено высокое содержание умеренно тепловодных планктонных *Aulacoseira granulata* var. *granulata* до 45%, *Stephanodiscus astraea* var. *astraea* до 20%, *Rhopalodia gibberula* var. *gibberula* до 5%. Подобный состав диатомей свидетельствует, с одной стороны, о заболачивании озера, а с другой - об активном поступлении проточных вод.

Важным фактом являются находки морских видов диатомей *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* var. *smithii*, *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassionema nitzschoides*, *Coscinodiscus perforatus* по всей толще разреза, которые поступали в озеро, очевидно, со штормовыми нагонами. Это позволяет говорить о более высоком стоянии уровня океана в период формирования этой части террасы по сравнению с современным.

Для отложений террасы выделяются четыре типа спорово-пыльцевых комплексов. В основании террасы в отложениях, перекрытых пеплом (интервал 1.8 - 2.7 м), спорово-пыльцевой спектр соответствует развитию смешанных хвойно-широколиственных лесов. Пепловый прослой сопоставляется с широко распространенным пеплом о.Хоккайдо Ма-г, продуктом извержения вулкана Масю около 7190-6460 л.н. [13, 15]. Учитывая, что скорости осадко-накопления в озере были около 1 мм/год, возраст этого пеплового прослоя в данном разрезе оценивается в 6420 лет.

Второй тип спектров, выделенный для интервала 0.9-1.8 м, характеризуется большим содержанием пыльцы берез при участии пыльцы хвойных, широколиственных и мелколиственных пород.

В третьем типе спектров, полученных из кровли озерных отложений (интервал 0.7-0.9 м), преобладает пыльца широколиственных (*Quercus* - до 32%, *Juglans* 9.6%, *Phellodendron* 1%, *Ulmus* 1.3%) и

мелколиственных (*Betula* sect. *Albae* 9.9%, *B.* sect. *Costatae* 16%, *Betula* sp. 4.2%, *Alnus* 19.2%). Резко уменьшается содержание пыльцы хвойных видов (*Abies* 3.2%, *Picea* sect. *Omorica* 1.9%, *P.* sect. *Eupicea* 0.3%). Такой состав комплекса отражает развитие широколиственно-березовых лесов на побережье, зарослей ольхи по долине реки и темнохвойных лесов в верхнем поясе гор.

В четвертом спектре из кровли разреза (интервал 0-0.7 м) доминирует пыльца темнохвойных пород (*Abies* - до 49.6%, *Picea* sect. *Omorica* - до 41.3%, *P.* sect. *Eupicea* 0.8%, *Pinus* n/r *Haploxydon* 16.5%) при участии пыльцы берез (*Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*), ольхи и ольховника, что соответствует распространению темнохвойных лесов с небольшим количеством берез. Наличие двух пепловых прослоев позволяет отнести время формирования этих отложений к субатлантике.

Озеро существовало в атлантике при более высоком уровне моря и возникло за счет формирования крупной барьерной формы в устье реки, отложения которой вскрываются ниже по течению. Такую интерпретацию разреза подтверждают ^{14}C -даты 6070±70 л.н. ГИН-7877, 5890±130 л.н., ГИН-7878, 5450±150 л.н., ГИН-7879 (табл. 1). ^{14}C -датировка 4310±70 л.н., ГИН-7876 из заторфованного алеврита, перекрывающего пепловый прослой, рассматривается нами как омоложенная.

В составе глинистых минералов из озерных отложений преобладают смектиты (до 78%), в общей доле каолинита с хлоритом (до 35%) преобладает каолинит. Содержание каолинита с хлоритом возрастает в пепловом прослое (до 55%) и заторфованных алевритах (до 61%). Каолинизация алюмосиликатов, по-видимому, происходила под воздействием низкотемпературных сернокислых вод (рН 3.2) р. Лесной, в которую впадает руч. Кислый, стекающий с вулкана Менделеева. Гидрослюда появляется в морских отложениях (45%), смектит исчезает. В составе тяжелых минералов преобладают пироксены (до 80%), встречаются зерна в рудных рубашках.

Морская терраса высотой 3-4 м широко распространена на острове. В крупных бухтах (бух. Головнина, Первухина) она прислонена к атлантической террасе и гряде среднеголоценовых дюн. В небольших бухтах в устьях относительно крупных рек (р. Лесная, бух. Космодемьянская) она представлена серией штормовых валов, прислоненных к атлантическим озерным отложениям (рис. 1). Эта терраса занимает практически всю территорию Серноводского перешейка и, предположительно, аккумулятивную прибрежную равнину на юге острова в районе пос. Головнино, включая косу Весловского.

Терраса сложена преимущественно песчаным материалом. Основным источником ее питания служил обломочный материал, поступавший из размываемых дюн, образованных на границе атлантика-суббореала. Об активизации процессов абразии во время ее образования говорит галечный состав суббореальных штормовых валов. ^{14}C -датировки по раковинам из отложений этой террасы составляют 2620±90 л.н., ГИН-7892 и 2950±100 л.н., ГИН-7875, что соответствует второму потеплению суббореала [6].

Вершина штормовых валов этой террасы покрыта слоем хорошо окатанной пемзы, являющимся маркирующим горизонтом для этого возрастного уровня. Особенно мощный слой пемзы покрывает поверхность лагуниной террасы в районе пос. Головнино. Крупность обломков пемзы (до 20 см на тихоокеанском побережье острова в бух. Головнина и до 3-4 см - на охотоморском в бух. Первухина) свидетельствует о поступлении ее с юга. Источником ее, по-видимому, служил вулкан Комагатаке, известный своими пемзовыми выбросами в голоцене [1]. Его извержение произошло около 3000 л.н., индекс Ко-ф [15].

В тыловой части террасы и в межваловых понижениях хорошо выражены отложения маршевой фации - темно-коричневые заторфованные пески с вертикально расположенными трубчатыми конкрециями гидроокислов железа по корням растений и пленками гидроокислов железа на поверхности (2-3 мм). Терраса перекрыта грядой дюнных песков мощностью до 4-5 м.

В вершине Южно-Курильской бухты на поверхности торфяника вскрыт следующий разрез. (т.н. 9-93, сверху-вниз):

	Мощность, м
1. Торф	0.45
2. Алеврит темно-коричневый, оторфованный, с мелкозернистым песком и двумя прослоями пепла	0.15
3. Песок серый, мелкозернистый, хорошо сортированный	0.40
4. Песок серый, разнозернистый, плохо сортированный, с гравием	0.20
5. Песок серый, мелкозернистый, хорошо сортированный, заиленный	0.20

В разрезе террасы выделяются три пачки отложений (рис. 7). Нижняя пачка (интервал 0.6-1.2 м) характеризуется высоким содержанием морских диатомей. Доминирует сублитеральная северобореальная *Paralia sulcata* (до 90%). Среди южно-бореальных преобладают неритические *Actinocyclus octonarius* до 8%, *Actinoptylchus senarius* до 1% и сублитеральные *Hyalodiscus obsoletus* до 2%, *Navicula marina* до 4%, *Delphineis surirella* до 7%. Подобная структура комплекса характерна для

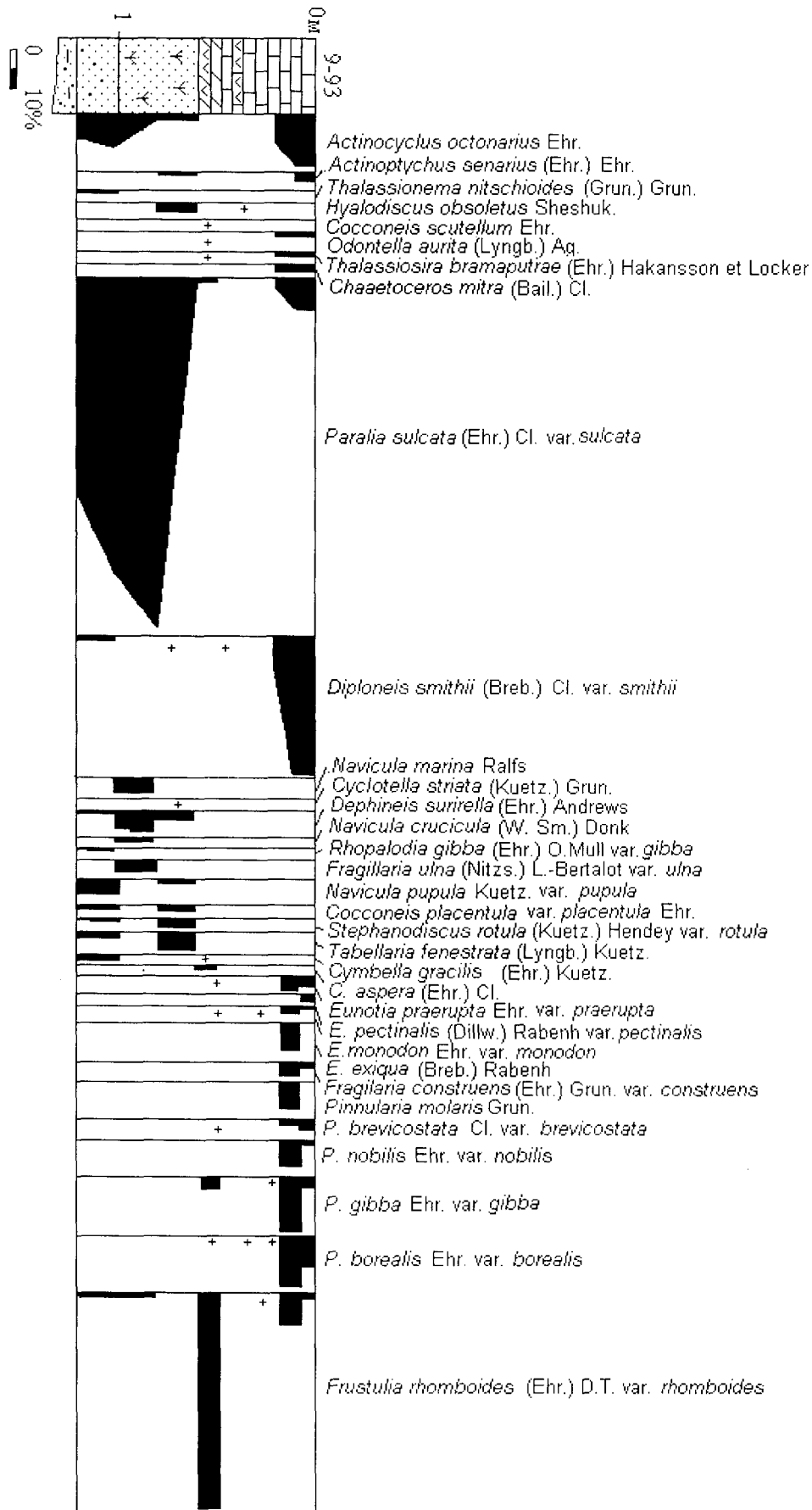


Рис. 7. Распределение диатомей в разрезе 3-4 м морской террасы (N 9-93), бух. Южно-Курильская.

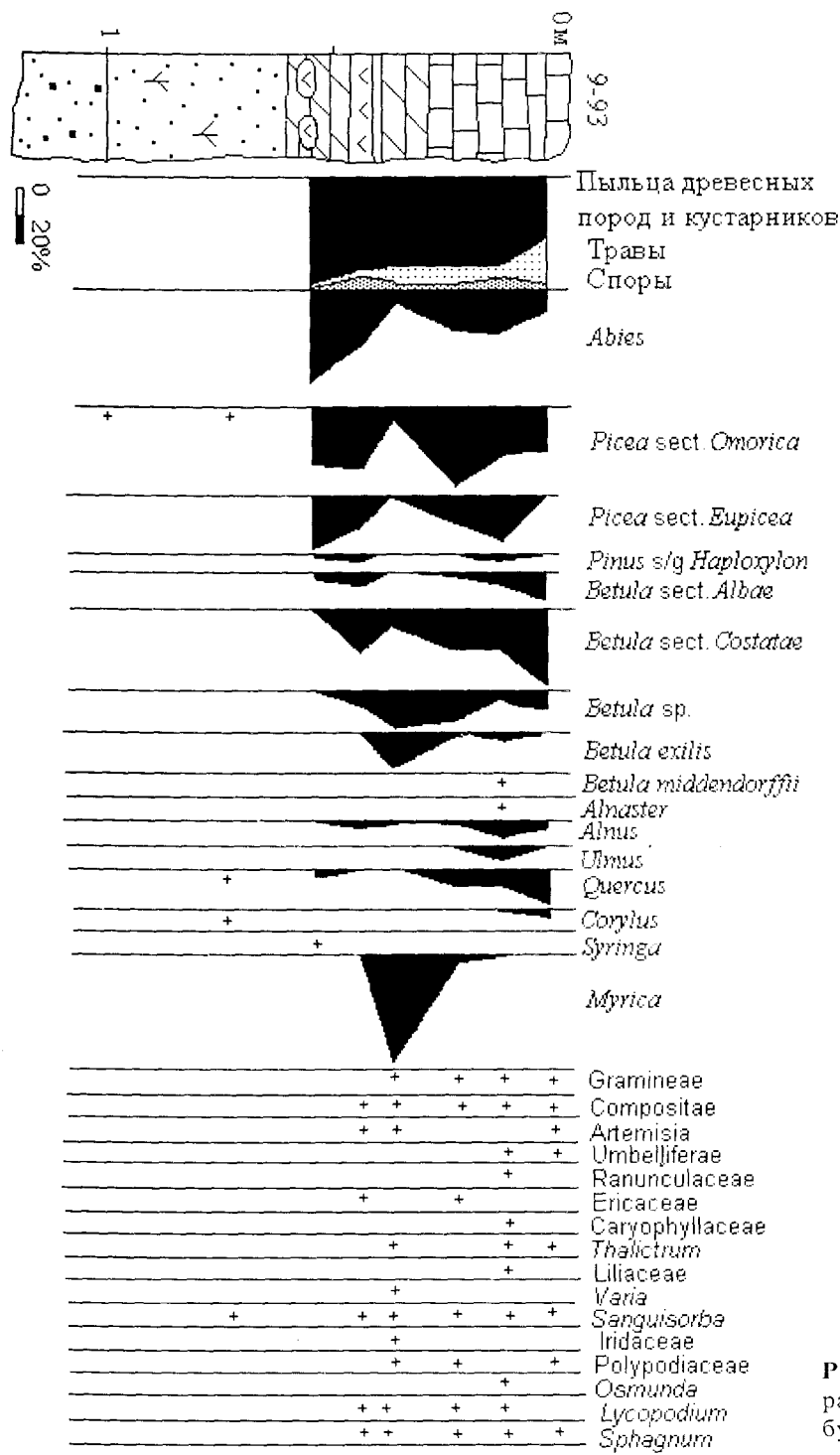


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 3-4 м морской террасы (N 9-93) бух. Южно-Курильская.

мелководных заливов с песчаным дном при климатических условиях, близких к современным [4]. В нижней и верхней частях этой пачки в комплексе диатомей выделяются пресноводные виды, характерные для проточных вод, *Tabellaria flocculosa*, *T. fenestrata*, *Stephanodiscus astraea* var. *astraea*, что свидетельствует о поступлении речных вод в залив.

Эта пачка перекрывается слоем торфянистого алевролита (интервал 0.5-0.6 м), содержащего в основном пресноводную *Frustulia rhomboides* var. *rhomboides* до 56%, характерную для болот. В интервале 0.2-0.5 м залегает пачка торфа с пеплом в основании, содержащая единичные створки диатомей различной экологической принадлежности. В

верхней части разреза (интервал 0-0.2 м) выделяется горизонт торфа с морскими и пресноводными видами диатомей. Среди морских видов остается высоким содержание сублиторальных северобореальных *Paralia sulcata* до 10%, *Diploneis smithii* var. *smithii* до 35% и неритических южнобореальных *Actinocyclus octonarius* до 13%, *Actinoptychus senarius* до 3%. Пресноводные виды диатомей представлены холодноводными *Pinnularia molaris* до 7%, *P. brevicostata* var. *brevicostata* до 2%, *P. nobilis* var. *nobilis* до 7%, *P. borealis* var. *borealis* до 13% и умеренно тепловодной *P. gibba* var. *gibba* до 15%, что свидетельствует о заболачивании вершины бухты в условиях понижения уровня моря и похолодания климата.

Пачка морских отложений сформировалась предположительно во второе потепление суббореала, торфяник с двумя пепловыми прослоями - в субатлантике. Из торфа, перекрывающего верхний пепловый прослой, получена ¹⁴C-датировка 510±50 л.н., ГИН-7873, из заторфованных алевроитов, вмещающих нижний пепловый прослой, -1770±40 л.н., ГИН-7874, что позволяет сопоставить эти пепловые прослой с пеплами Ма-в, Ма-d вулкана Масю, широко распространенными на о. Хоккайдо [11]. Морские диатомей в верхней части торфяника, вероятно, поступали за счет штормового заплеска.

Пачка торфа характеризуется тремя типами спорово-пыльцевых комплексов (рис. 8). Первый тип спектра, полученный из торфянистого алевроита (слой 2), соответствует палинозоне *Picea-Abies-Betula*. По структуре он сходен со спектром из верхней части торфяника. Преобладает пыльца хвойных (*Abies* до 40%, *Picea* sect. *Omorica* до 26.2%, *P.* sect. *Eupicea* до 22.7%, *Pinus* n/r *Haploxydon* до 3.6%) при широком участии пыльцы берез (*Betula* sect. *Albae* до 5.1%, *B.* sect. *Costatae* до 18.5%, *B. exilis* до 7.6%) и ольхи (2.5%). В подошве появляется пыльца *Corylus* (4%) и *Syringa* (1.3%). Среди трав обильно представлены сложноцветные, полыни и кровохлебка.

Второй тип спектра выделяется в подошве торфа. Преобладающей становится пыльца *Myrica* (46.8%), обильна пыльца древесных и кустарниковых берез (*Betula* sect. *Costatae* 8.2%, *Betula* sp. 15.2%, *B. exilis* 14.9%), присутствует пыльца ольхи. Доля пыльцы темнохвойных пород резко уменьшается (*Abies* 5.5%, *Picea* sect. *Omorica* 5.8%). Такой спектр указывает на влажные условия и развитие березово-кустарниковых формаций на месте осушившегося берега бухты. Образование этого слоя торфа происходило, вероятно, в условиях похолодания, сопоставляемого с малым ледниковым периодом Японских островов [12].

В третьем типе спектра из верхнего горизонта торфа (интервал 0-0.3 м) преобладает пыльца хвойных пород (*Abies* до 16.4%, *Picea* sect. *Omorica* до 32.2%, *P.* sect. *Eupicea* до 9.8%, *Pinus* n/r *Haploxydon* до 2.2%), среди мелколиственных отмечено высокое содержание пыльцы древесных и кустарниковых видов берез (*Betula* sect. *Costatae* до 18.3%, *B.* sect. *Albae* до 5%, *B. exilis* до 12.8%, *B. midden-dorffii* до 3.2%) при участии пыльцы ольхи (до 6.3%) и ольховника (0.9%). Среди широколиственных пород присутствует пыльца *Quercus* (7.3%), *Ulmus* (6.6%), *Corylus* (до 0.9%). Вниз по разрезу уменьшается доля пыльцы широколиственных пород, появляется пыльца *Myrica* (3.6%). Спорово-пыльцевые спектры отражают умеренно теплые климатические условия и прогрессирующее похолодание. На перешейке были развиты темнохвойные леса с березами, элементами широколиственной растительности и болотами. Среди трав преобладает пыльца Gramineae (до 26.2%), Compositae (до 19%), *Sanguisorba* (до 23.8%), *Thalictrum* (до 9.5%), Umbelliferae (7.1%). Среди спор доминируют сфагновые мхи (71.4%).

Морская терраса высотой 3-4 м изучена на Серноводском перешейке к востоку от оз. Песчаное, т.н. 5732 (сверху-вниз):

Мощность, м

1. Дерн, насыщенный разнозернистым песком 0.15
2. Песок темно-серый, оторфованный 0.15
3. Торф темно-коричневый, в нижней части - оливково-зеленый, песчанистый, с прослоем ожелезненного пепла 0.40
4. Песок синевато-серый, разнозернистый, плохо сортированный, с остатками водных растений, насыщенный мелкой пемзой 0.25
5. Песок серый, грубозернистый, заиленный, с обилием мелкой пемзы 0.15

По составу диатомей отложения этой террасы делятся на две пачки (рис. 9). Морской генезис нижней пачки (интервал 0.6-1.4 м) определен богатым комплексом морских диатомей. В основании этой пачки преобладают бореальные сублиторальные *Rhabdonema arcuatum* - до 2%, *Cocconeis scutellum* до 8%, *Paralia sulcata* до 8%, *Delphineis surirella* - до 16%, *Trachyneis aspera* - до 2%. В верхней части руководящее значение приобретают южно-бореальные неритические *Actinocyclus octonarius* до ~ 18%, *Actinoptychus senarius* - до 3%. Встречены единичные океанические *Coscinodiscus perforatus*, *C. oculusiridis*. Значительное участие имеют солоновато-водные *Amphora proteus*, *Melosira lineata*, *Navicula tuscula*, *N. peregrina* var. *peregrina* и пресноводные виды, характерные для проточных вод: *Achnanthes lanceolata* var. *lanceolata* - до 18%, *Fragilaria construens* var. *subsalina* - до 30%, *F. construens* var. *venter* - до 27%, *F. leptostauron* var. *martyi* до 10%, *Stepha-*

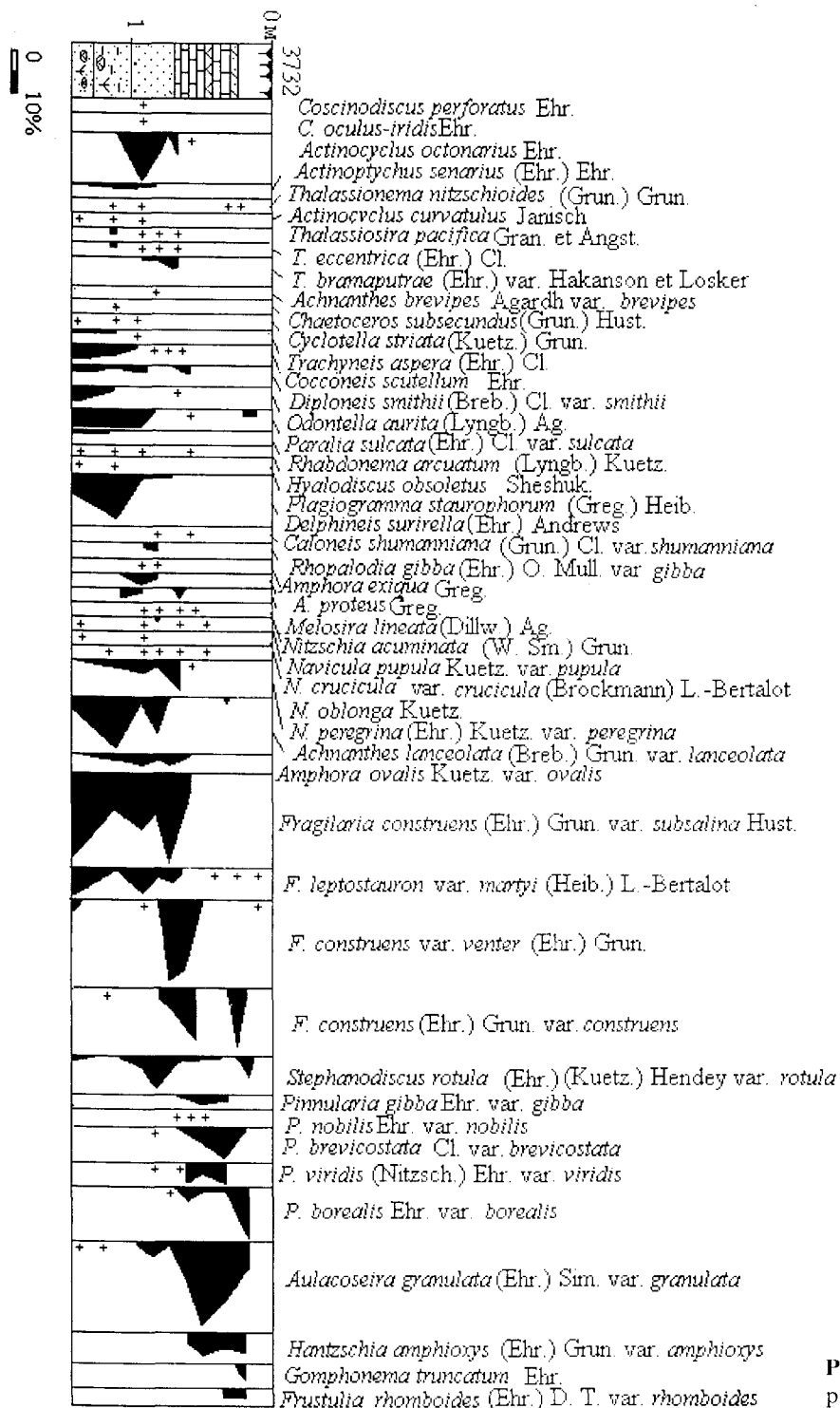


Рис. 9. Распределение диатомей в разрезе 3-4 м морской террасы (N 5732). Серноводский перешеек.

nodiscus astraea var. *astraea* – до 13%. Структура комплекса свидетельствует о теплых климатических условиях, о высоком стоянии уровня моря и отражает обстановку хорошо прогреваемого открытого мелководного залива с поступающими в него речными водами.

^{14}C -датировка 2220 ± 80 л.н. ГИН-7895 (табл. 1), полученная из вышележащего слоя торфа, позволяет отнести эту пачку отложений ко второму потеплению суббореала. Пемза из этих отложений сопоставляется с тефрой Ко-f вулкана Комагатаке о.Хоккайдо [15]. Поступление кислой пирокластички вызвало бурное развитие диатомовой флоры в

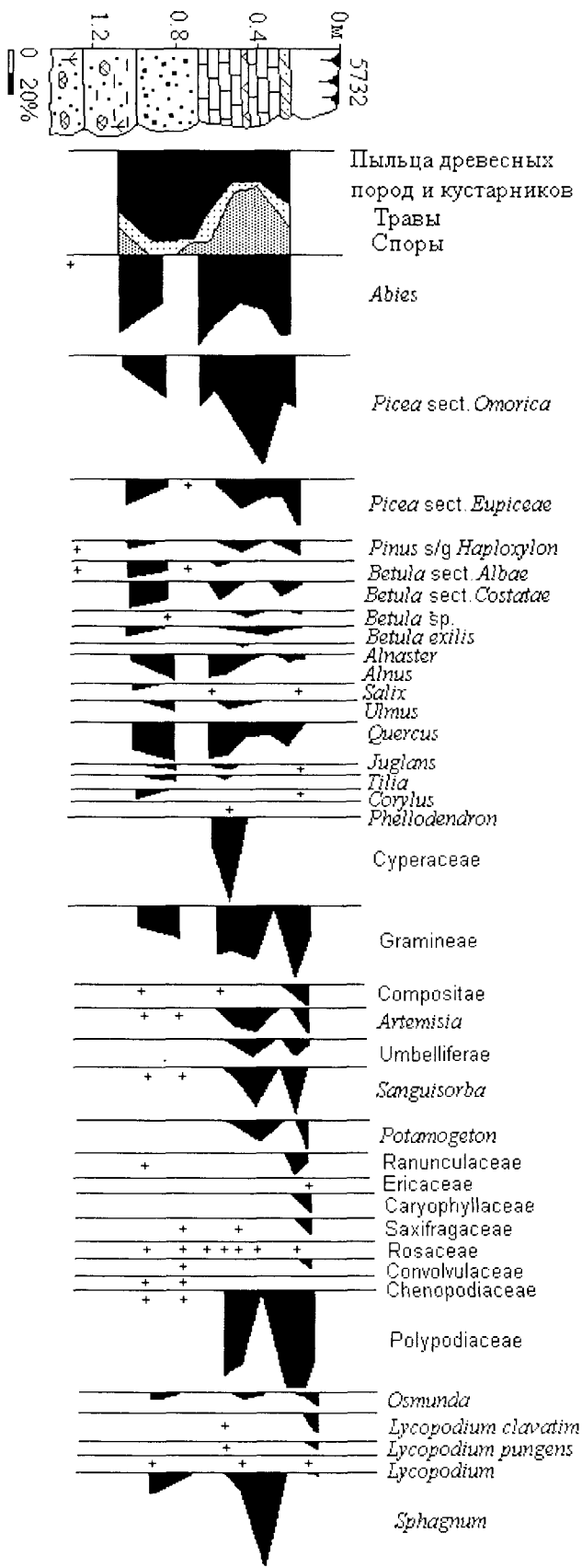


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 3-4 м морской террасы N 5732, Серноводский перешеек.

букте. Среди глинистых минералов в морских отложениях преобладают смектиты (41%) и гидрослюды (35%), общая доля каолинита с хлоритом составляет (24%) (Табл. 2). Основным источником их, по видимому, являлись продукты плоскостного смыва.

Верхняя пачка отложений (интервал 0.1-0.6 м) содержит пресноводный комплекс диатомей, характерный для сублиторальной зоны озера. Доминантами являются *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (до 30%), *Stephanodiscus astraea* var. *astraea* (до 8%), *Pinnularia gibba* var. *gibba* (до 3%), *P. brevicostata* var. *brevicostata* (до 12%), *P. viridis* var. *viridis* (до 7%), *P. borealis* var. *borealis* (до 18%), *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* (до 9%). О поступлении проточных вод в водоем свидетельствует присутствие в комплексе реобиионта *Fragilaria arcus* var. *arcus* до 5%. Отсутствие морских видов диатомей и ^{14}C -датировка 2220 ± 80 л.н., ГИН-7895 позволяют отнести время формирования торфяника к субатлантику. Слой пепла сопоставляется нами с пеплом вулкана Масю Ма-d [13, 15].

Отложения террасы на Серноводском перешейке характеризуются тремя типами спорово-пыльцевых комплексов (рис. 10). Первый тип, выделенный из морских отложений, характеризуется на фоне преобладания пыльцы темнохвойных (*Abies* до 42.3%, *Picea* sect. *Omorica* до 23.5%) высоким содержанием пыльцы широколиственных пород (*Quercus* до 18.8%, *Juglans* до 3.8%, *Tilia* 1.9%, *Corylus* 2.6%, *Phellodendron*), при участии пыльцы ольхи (до 13.6%) и ивы (до 2.6%). Такой комплекс отражает развитие хвойно-широколиственных лесов, зарослей ольхи на побережье и темнохвойных лесов на склонах гор.

Второй тип, выделенный для горизонта 0.3-0.55 м, характеризуется высоким содержанием спор (до 69.1%), среди которых обильны папоротники (до 99.7%), в подошве слоя - *Sphagnum* (92.6%). Среди пыльцы древесной растительности преобладает пыльца темнохвойных пород (*Abies* до 38.6%, *Picea* sect. *Omorica* до 52.3%, *P. sect. Eupiceae* до 11.8%) при участии пыльцы *Pinus* n/p *Haploxylon* (до 5.4%), берез (*Betula* sect. *Costatae* 8.0%, *Betula* sp. 1.5%, *B. exilis* 2.3-5.2%), ольхи (4.3%), ольховника (3.2%). Снижается доля и видовое разнообразие пыльцы широколиственных пород: отмечена лишь пыльца дуба (до 11.7%). Среди трав преобладает пыльца *Gramineae* (до 36.6%), *Compositae* (7.3%), *Artemisia*, *Ranunculaceae* (11%), *Sanguisorba* (25.6%).

По характеристикам слоя торфа, перекрывающего пепловый прослой, фиксируется похолодание на рубеже 1700-1850 л.н.: резко увеличивается содержание пыльцы елей, кустарниковых берез, появляется пыльца ольховника. Увеличение содер-

жания пыльцы пихты и дуба на фоне снижения доли пыльцы ели в верхней части горизонта отражает субатлантическое потепление, сопоставляемое с теплой стадией Нара-Хейян-Камакура (Nara-Heian-Kamakura warm stage) Японских островов [12, 14].

В третьем типе спектров из верхнего горизонта торфа преобладает пыльца темнохвойных пород (*Abies* 37.1%, *Picea* sect. *Omorica* 24.7%, *P.* sect. *Eurpicea* 22.4%) при участии пыльцы кедрового стланика (6.5%), берез (*Betula* sect. *Costatae* 2.4%, *Betula* sp. 1.8%, *B. exilis* 1.4%), ольхи (2.4%) и ивы (1.8%). Такой состав спектра отражает широкое распространение темнохвойных лесов с участием берез, климатическую и ландшафтную ситуацию, близкую к современным условиям. Присутствие пыльцы водного растения *Potamogeton* (до 10.7%) по всему горизонту торфа предполагает близость озерных водоемов.

Развитие фации подводного склона бухт в суббореале показывает, что в эту фазу голоценовой трансгрессии существовал Серноводский перешеек, соединивший южный палеостров с вулканом Головнина и основной массив островной суши. Проллив на месте перешейка существовал в атлантике. В суббореале перешеек был уже современного, со стороны тихоокеанского побережья располагалась крупная, вдающаяся в сушу бухта. Во время малоамплитудной регрессии на границе суббореала-субатлантика ее вершина была отчленена от морской акватории и превратилась в озеро.

Морская терраса высотой до 2.5-3 м тянется практически на всем протяжении береговой линии острова. Она сложена песком, основным источником питания служили продукты размыва среднеголоценовых морских террас и дюн. Абразионные процессы были ослаблены: материал, поступающий с клифов, слагает лишь участки берега, прилегающие к входным мысам. Большая часть клифов представляет собой отмершие абразионно-денудационные уступы, к которым на открытом побережье прислонена низкая морская терраса. В вершинах бухт и на перешейках она прислонена к среднеголоценовым морским террасам. На тихоокеанском побережье высота низких морских террас увеличивается в северных частях бухт, открытых юго-восточному волнению. Волны этого же направления формируют крупные абразионные ниши на участках активных клифов. С юга происходило заполнение обломочным материалом таких крупных бухт, как Южно-Курильская.

Высота низких морских террас не является корреляционным признаком, а определяется гидродинамическими условиями на каждом конкретном участке берега. Так, на охотоморском побережье

острова обнаружена современная аккумулятивная форма с антропогенным материалом, прислоненная к суббореальной террасе и имеющая ту же высоту (до 4 м). Радиоуглеродное датирование доски с кованым гвоздем из отложений этой террасы дало современный возраст (^{14}C -дата ГИН-7888). Эта аккумулятивная форма образована в результате мощного штормового нагона, заполнившего обломочным материалом устье малого водотока, возможно в 1890 г. - году аномально низких температур и мощнейших штормов [12].

Более надежным признаком для корреляции низких морских террас является наличие пепловых прослоев. ^{14}C -дата по раковине из отложений 2.5 м террасы бух. Южно-Курильской с двумя пепловыми прослоями под современной и погребенной почвой составляет 820 ± 80 ГИН-7903 (табл. 1), что отвечает субатлантической трансгрессии [6, 16] и совпадает с теплой климатической стадией Нара-Хейян-Камакура Японских островов [12].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Выделенный ряд низких морских террас соответствует гляциозвстатическим осцилляциям уровня моря в среднем-позднем голоцене. Сухопутная связь о. Кунашир с о. Хоккайдо, существовавшая в позднем вюрме-раннем голоцене, по-видимому, нарушилась в начале атлантика. Уровень моря на этот период был на 25 м ниже современного [6, 13]. Пик трансгрессии, совпавший с максимумом тепла, приурочен к атлантике (6.07-5.75 тыс. л.н.) и фиксируется в фации береговых озер, содержащих на фоне преобладания пресноводных диатомей единичные морские сублиторальные виды. В формировании крупных барьерных форм, блокирующих устья рек и образующих озера на максимуме фландрской трансгрессии, и заключается своеобразие океанического побережья, открытого воздействию штормов. Активная абразия берегов в этот период привела к поступлению в береговую зону большого количества обломочного материала, формированию мощных барьерных форм в устьях рек и образованию многочисленных озер на побережье. Большая часть таких озер была уничтожена при последующих малоамплитудных регрессиях, за исключением водоемов в устьях низкопорядковых водотоков. (оз. Алигер). Подъем уровня океана в оптимум голоцена можно оценить по косвенным данным (положение кровли озерных отложений) до +2-+2.5 м, что хорошо согласуется с данными по Японским о-вам, о. Сахалин и Приморью [6, 7, 12, 13]. В это время на месте Серноводского и Кругловского перешейков существовали проливы, в вершине бух. Южно-Курильской - крупный открытый залив. Фрагмент 40-м морской террасы в районе п. Южно-Курильск был островом.

К этому же времени относится образование крупных аккумулятивных форм, например, косы, соединившей фрагмент 40-м морской террасы в районе п. Южно-Курильск с северной частью бух. Головнина.

Оптимуму голоцена соответствует широкое распространение на острове широколиственных и хвойно-широколиственных лесов с участием таких термофильных широколиственных пород, как *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Phellodendron*, *Corylus* и др. Далекое проникновение таких лесов к северу объясняется не только глобальным потеплением климата, но и воздействием теплых течений, активизировавшихся в районе Японских островов в период 5900-4700 л.н. [15-17]. Эта теплая фаза сопоставляется с климатической стадией раннего Дземона Японских островов, оптимумом голоцена на Сахалине и в Приморье [6, 12]. На о. Кунашир, так же как в Приморье и на Сахалине, зафиксировано хорошо выраженное похолодание во второй половине атлантика, проявившееся в небольшой регрессии и развитии ольховников на осушившемся побережье.

Последующие колебания уровня океана в среднем-позднем голоcene носили ритмический характер на фоне его общего снижения. Похолодание на границе атлантик-суббореал, сопровождавшееся регрессией, привело к образованию крупных дюнных массивов высотой до 20 м за счет подачи материала с осушенного берегового склона. Последующая трансгрессия в первой половине суббореала привела к разрушению фронтальной части этих дюн. Обилие песчаного обломочного материала способствовало образованию широких пляжей, фрагменты которых представляют собой 3-4 м морские террасы. По-видимому, в это время уже существовали участки суши в пределах Серноводского и Кругловского перешейков, к которым со стороны моря примыкали глубоко вдающиеся в сушу бухты, активно заполнявшиеся обломочным материалом.

В раннесуббореальное потепление в центральной части острова были развиты хвойно-широколиственные леса с преобладанием пихты среди хвойных, но с меньшим участием термофильных широколиственных пород по сравнению с оптимумом голоцена. Юг острова, предположительно, занимали широколиственные леса. По-видимому, в это время также проявлялось отепляющее влияние теплых течений, достигавших севера о. Хоккайдо [17]. Хорошо выраженное потепление в первой половине суббореала выделено также на Японских островах [12]. Во второй половине суббореала северная граница ареала хвойно-широколиственных лесов сдвинулась к югу в район Серноводского перешейка, большую часть острова занимали темнохвойные леса с преобладанием ели.

Похолодание на границе суббореал-субатлантик, сопровождавшееся небольшой регрессией, было достаточно длительным. В это время формировались береговые дюны второй генерации. Территория голоценовых перешейков расширилась. По-видимому, в это время здесь образовались озера на месте суббореальных бухт и лагун.

Последующий цикл - субатлантическая трансгрессия с подъемом уровня до 1 м выше современного вызвала частичный размыв дюнных гряд. Регрессия малого ледникового периода усилила эоловые процессы и привела к широкому распространению эолового рельефа, чему способствовало также наличие обширных бенчей, выработанных в периоды неоднократного высокого стояния уровня моря в голоcene. Развитию эоловых процессов в малый ледниковый период, по-видимому, также способствовала интенсивная антропогенная нагрузка на береговые ландшафты острова, связанная с вырубкой лесов и изреживанием растительного покрова. Растительный покров был близок к современному.

Полученные материалы позволяют сделать некоторые выводы о неотектоническом развитии острова. Если считать, что его территория поднимается со скоростью 2-2.8 мм/год [5], то выше уровня моря должны вскрываться раннеголоценовые морские отложения; атлантическая терраса имела бы высоту 10-15 м, суббореальная - 8-12 м и т.д. Анализ высотных отметок кровли морских отложений указывает на замедление темпов тектонического подъема в голоcene. Предполагается, что тектонический подъем острова, начавшийся в среднем плейстоцене, в позднем плейстоцене замедлился, а в голоcene, возможно, и отсутствовал. Существует точка зрения о разнонаправленности тектонических движений в береговой зоне о. Кунашир в голоcene [2, 3]. Как доказательство нисходящих движений в позднем голоcene приводится развитие торфяников и подъем уровня грунтовых вод в пределах низкой морской террасы в районе Южно-Курильского перешейка. Однако заболоченность прибрежных равнин можно объяснить и за счет гляциоэвстатического понижения уровня моря в позднем голоcene. На заболачивание территории и подъем уровня грунтовых вод в береговой зоне оказывает влияние и динамика вдольбереговых потоков наносов. Так, после землетрясения 1994 г, вызвавшего многочисленные сейсмооползни и сейсмообвалы, в береговой зоне увеличилось количество высвободившегося рыхлого материала, что привело к активному росту аккумулятивных форм в устьях рек и развитию приустьевых лагун. Как результат наблюдается подъем уровня грунтовых вод на прибрежных равнинах и усиление подтопления во время приливов.

Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ, проект N 93-05-14168. Авторы выражают благодарность сотрудникам Курильского заповедника, оказавшим помощь в проведении полевых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
2. Булгаков Р.Ф. Новые данные о четвертичной истории южных островов большой Курильской гряды. Ред. журн. Вест. МГУ. Сер. географ. М., 1993. Деп. в ВИНИТИ 29.09.93, 2490-B93. 21 с.
3. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. канд. дисс.... канд. геол.-минер. н. М., 1994. 20 с.
4. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, Э.Н. Эрлих, А.Е. Шапцев, А.И. Челебаева, Е.Г. Лупикина, И.А. Егорова, Н.Н. Кожемяка. М.: Наука, 1974. 439 с.
6. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
7. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск.: Наука, 1973. 188 с.
8. Прялухина А.Ф. Об осадочных четвертичных отложениях Курильских островов // Тр. СахКНИИ. 1964. Вып. 8.
9. Фейлинг-Хансен Р.В. Корреляционная схема позднечетвертичных отложений Норвегии // Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, Т.143. Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1963. С.
10. Endo K., Uesugi Y. Geomorphology and geology of the Tokoro coastal plain along the Sea of Okhotsk Tokoro, 1972. PP. 493-504.
11. 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. N15. P.1-31.
12. Sakaguchi Y., Kashima K., Matsubara A. Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments//Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1985. N17. P.1-17.
13. Sakaguchi, Okumura K. Interglacial climates and relict red soils in northern Japan based on pollen records of Interglacial deposits in Eastern Hokkaido//Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1986. N18. P. 29-48.
14. Taira K. Holocene events in Japan : Paleo-oceanology, volcanism and relative sea-level oscillations// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. PP.69-77.
15. Taira K. Environmental changes in Eastern Asia during the past 2000 years. Volcanism, tectonism, climate and palaeoceanology//Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.89-97.
16. Taira K. Radiocarbon dating of shell middens and Holocene sea-level fluctuations in Japan// Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 1980. V.32. P. 79-87.
17. Taira K. Holocene Palaeoceanographic Changes in Japan // Reports of the Taitsutsuzan Institute of Science, 1992. N 27. P. 1-7.

Поступила в редакцию 18 сентября 1996г.

*A.M.Korotky, N.G.Razjigaeva, T.A.Grebennikova, L.A.Ganzey, L.M.Mokhova,
V.B.Bazarova, L.D.Sulerzhitsky*

Holocene marine terraces of Kunashir Island

Holocene terrace sequence of Kunashir Island includes some levels: 5-6 (III), 3-4 (II) and 2-3 (I) m, that were formed during different Flandrian Transgression phases. A sea-level rise in the Atlantic phase led to the formation of large barrier forms with lakes within the brasion-inlet coasts (terrace III). There were paleostraits within the Sernovodsky and Kruglovsky Isthmuses, large inlets and lagoons within the South Kuril Isthmus. Mixed forests with fir, spruce and broad-leaved taxa were developed on the island. Terrace II and I were formed in the Subboreal and Subatlantic. Fir-spruce forests with fine-leaved taxa occupied the island in a Late Holocene. Correlation of the roof of marine units from the low marine terrace sections reflects sea level variations during the Middle-Late Holocene and indicates their weak tectonic deformation.

О ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЛЕНЕНИЯ МОНОТОННЫХ КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО СООТНОШЕНИЮ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИКРОФОССИЛИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРМСКИХ КРЕМНЕЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

Е. С. Панасенко, **В. С. Руденко**

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток.

В дополнение к традиционному биостратиграфическому методу расчленения монотонных толщ для кремнистых отложений предложено расчленение по основным биотическим событиям, проявленным в обобщенных характеристиках тафоценозов кремнистых микрофоссилий. К таким характеристикам относятся соотношение таксонов высокого ранга и эволюции основных групп радиолярий и кремнистых губок. По доминирующим, породообразующим группам организмов выделены три литолого-фациальные разности кремней: спонгиево-радиоляриевые, спумеляриевые и фоликукулусовые. Выделенные толщи скоррелированы с зональной шкалой перми Сихотэ-Алиня по радиоляриям и магнитостратиграфической шкалой, оценена масштабность событий, отразившаяся в смене литолого-фациальных особенностей. Предлагаемый метод важен для стратиграфии при плохой сохранности микрофауны, когда невозможны видовые и даже родовые определения.

ВВЕДЕНИЕ

В современных геологических структурах Циркумпацифики широко распространены палеозойские и мезозойские кремнистые отложения. Близкие палеонтологические характеристики одновозрастных пород указывают на единство бассейнов их накопления. Эта особенность обуславливает важную роль кремней для межрегиональных корреляций.

По результатам изучения радиолярий и конодонтов в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня и других регионов установлено, что процесс накопления кремнистых отложений в Палеопацифике был непрерывным, по крайней мере, с карбона до юры включительно [2, 19, 24, 25, 28, 36 и др.]. Отложения этого интервала в Приморье представлены монотонными однообразными плитчатыми кремнями (bedded chert). Попытки их расчленения на естественные геологические тела (толщи) по литологическим признакам не привели к заметным результатам, поскольку эти признаки не выдержаны по простиранию. Применение традиционных палеонтологических (биохронологических) методов позволило пересмотреть геологическое строение Сихотэ-Алиня [2, 5, 25, и др.]. Однако проблема расчленения монотонных кремнистых отложений осталась нерешенной. Основными причинами этого являются: ограниченный набор фауны (радиолярии, конодонты, спикулы кремнистых губок), относительная малочисленность палеонтологических данных и достаточно произвольный выбор рубежей, связанный скорее не с геологическими событиями, а с уровнем изученности. Необъективность границ обусловлена также разным пониманием специа-

листами объемов и состава комплексов фауны и разными взглядами на ее систематику.

Более перспективным и более информативным, на наш взгляд, представляется палеоэкологический метод в комплексе с традиционным биохронологическим. Так, один из основных параметров этого метода - соотношение таксонов высокого ранга - мало зависит от субъективных взглядов исследователя. Возможность использования раковин радиолярий плохой сохранности, неопределимых не только до вида, но и до рода, а часто и до семейства, а также других микрофоссилий существенно увеличивает информативность материала. Практика геолого-госъемочных и рекогносцировочных биостратиграфических работ в Сихотэ-Алине показывает, что только 5% проб на микрофауну содержат радиолярии, определяемые до вида, и дают достаточно точные датировки, в то время как остатки радиолярий встречаются в 30-50% этих проб.

Цель данной работы - показать возможности использования остатков микрофауны недостаточной сохранности для расчленения монотонных кремнистых отложений с учетом палеоэкологических реконструкций. Для этого мы проанализировали количество, разнообразие и соотношение разных групп микроорганизмов в пермских кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня, возраст которых был ранее определен по радиоляриям и конодонтам [19-24, 37-39]. В результате удалось выделить литолого-фациальные разности кремней и стратиграфические рубежи, охарактеризованные биотическими событиями, и дать их интерпретацию.

МАТЕРИАЛ

В работе использован материал по пермским органическим остаткам из кремнистых отложений Сихотэ-Алиня, собранный авторами, а также Sue Karl (Geological Survey of US, обр. SK117C, SK117D), В.П. Нечаевым (ДВГИ, обр. 94VN13-1) и А.Н. Филипповым (ДВГИ, обр. L-345). В работу включены данные по 88 образцам из 11 местонахождений в Самаркинском и Таухинском террейнах от ассельского до дорашамского возраста (рис. 1, 2). Эти пробы являются наиболее представительными, их стратиграфическое положение установлено с точностью до подзоны (подъяруса) на основании изучения многочисленных и разнообразных радиолярий и конодонтов [18, 20, 39, 40]. Исследовано также несколько образцов из кремнистых отложений Японии (коллекция В.С. Руденко, 1994 г.) и Корякского нагорья (один образец В.С. Вишневской и коллекция пермских радиолярий Н.Ю. Брагина). Кроме этого изучены данные о пермских радиоляриях Японии, опубликованные в многочисленных статьях, основными из которых являются работы Н. Ishiga [28-30 и др.] и М. Caridroit [26]. Для сопоставления наших результатов с другими регионами учтены данные В. Murchey и D. Jones о распре-

лении таксонов высокого ранга радиолярий и спикул кремнистых губок в кремнистых породах Северной Америки [36]. Из этой работы мы использовали данные только по 42 образцам, стратиграфическое положение которых установлено достаточно достоверно - с точностью до зоны (яруса). Все, учтенные в этой статье образцы происходят из аккреционных комплексов Циркумпацифики.

МЕТОДИКА

Для выделения толщ необходимо учитывать не только возраст отложений, но и условия их осадконакопления, фациальную и формационную их принадлежность. Кремни аккреционных комплексов являются измененными радиоляритами [4]. Мощность сводного разреза кремнистых отложений перми в Сихотэ-Алине по нашим данным составляет около 50 метров [19, 20, 22, 25]. Скорость их накопления составляет в среднем около 1 м/млн лет при количестве петрогенной составляющей 10-20%. Незначительная мощность пермских кремнистых отложений установлена и в Японии [28], что свидетельствует о сходных условиях седиментации. Низкая скорость осадконакопления, преимущественно биогенный кремнистый состав,

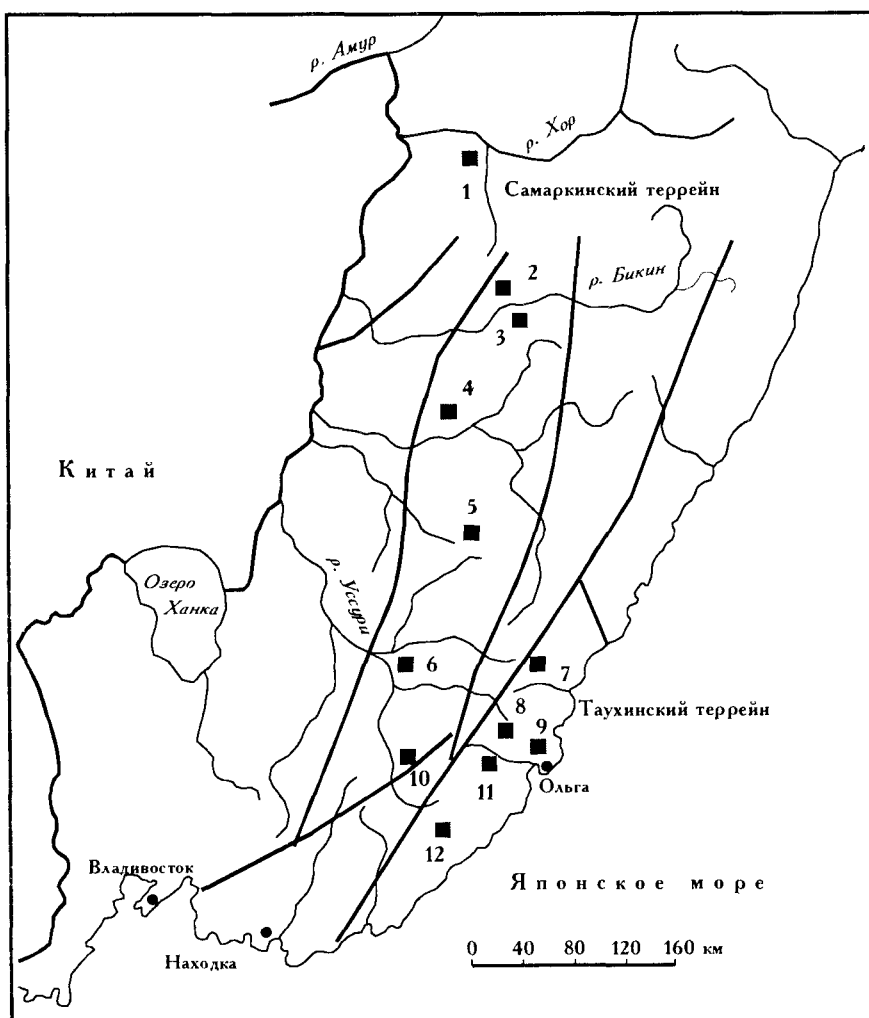


Рис. 1. Карта изученных местонахождений пермских радиолярий в кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня.

1 - ручей Лямфана (обр. L-345); 2 - гора Амба (обр. 37-13,-16,-18,-33,-35,-36,-37; 369-18,-25,-79); 3 - руч. Корневой (обр. 94VN13-1); 4 - пос. Рошино (обр. 635-33); 5 - пос. Пожига (обр. 230-30, 280-11); 6 - река Огородная (обр. 88-1,-2,-6,-7,-8); 7 - гора Комсомолец (Ким) (обр. 1302); 8 - гора Фудинов Камень (обр. 507-11); 9 - руч. Пантовый (обр. 25-40,-69,-75,-131,-152,-156,-167,-197,-206,-261; 27-2,-3; 64-3,-4,-5,-7,-8,-9,-10,-11,-12,-13,-14,-15,-16; 65-1,-2; 66-1,-2,-3,-4,-5,-6; 67-3,-4,-5,-6,-7; SK117C, SK117D); 10 - пос. Бреська (обр. 477-3, 483); 11 - речка Скалстая (обр. 69-23,-24,-25,-26,-27,-28,-29,-31,-32,-33; 71-32,-35,-36,-38,-39,-40,-41,-42,-44,-44a; 703-30; 706-13); 12 - пос. Щербановка (обр. 74-В, 74-4). Границы террейнов по работе А.И. Ханчука и др. (1995).

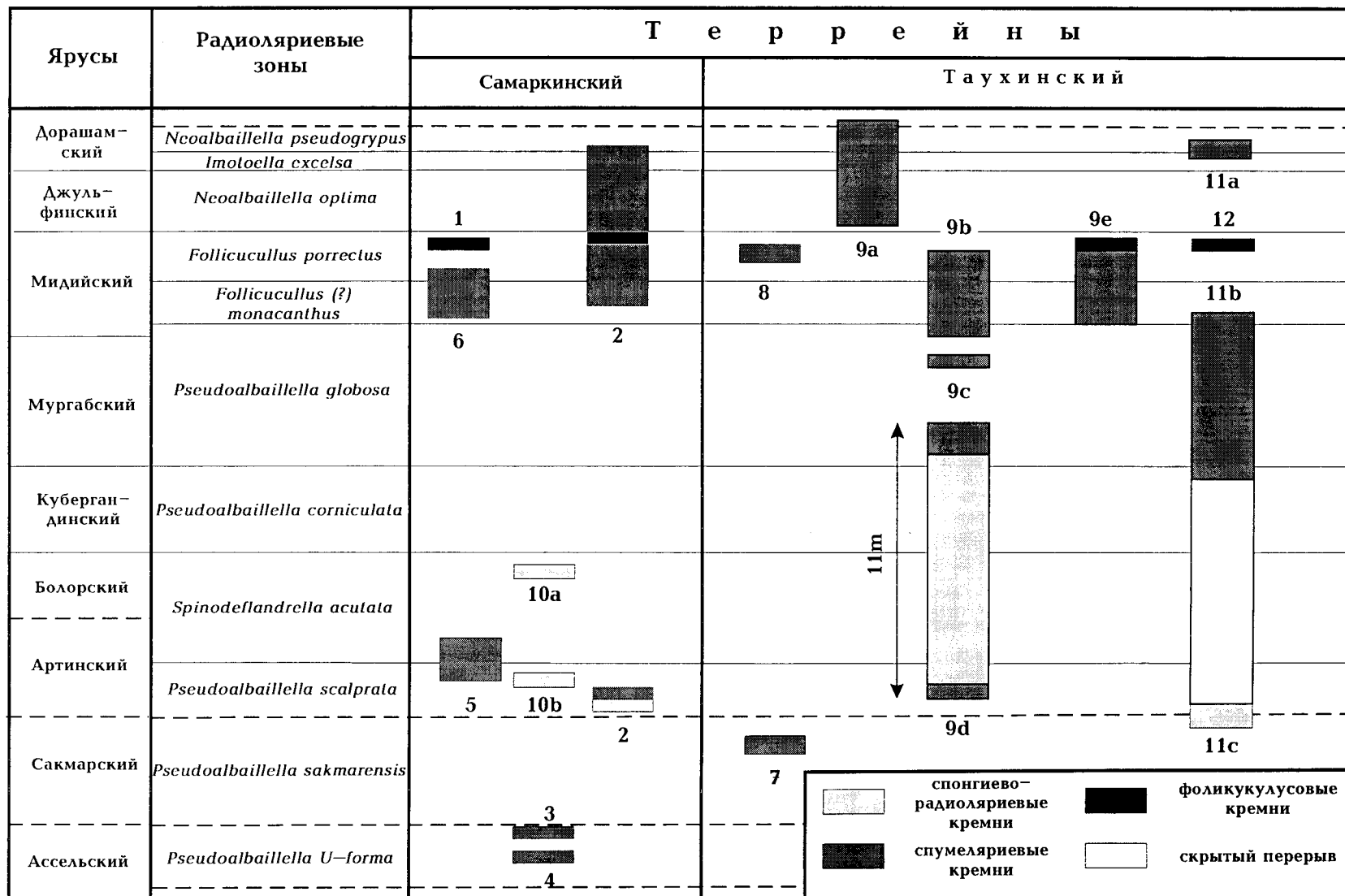


Рис. 2. Стратиграфическое положение изученных кремнистых отложений Сихотэ-Алния. Номера местонахождений смотри на рис. 1.

незначительное количество терригенной примеси и широкое пространственное распространение характерны только для пелагической мегафауны, абиссальной макрофауны гумидной зоны ложа современного океанского бассейна [15-17]. Этим характеристикам отвечают и пермские кремнистые отложения, что позволяет их относить к пелагическим отложениям приэкваториальной гумидной зоны Палеоокеана. Для биогенных отложений, каковыми являются кремни, условия осадконакопления и палеоэкологические обстановки настолько тесно связаны между собой, что изменение обстановок обитания радиолярий, по существу, является отражением изменений условий седиментации. При этом изменения таксономического состава и численности отдельных групп организмов отражают изменения экологических и фациальных условий. Таким образом, палеоэкологические исследования наряду с биохронологическими дают еще одну группу признаков для выделения толщ в монотонных биогенных кремнистых отложениях и для их корреляции.

Традиционное использование вариаций количества видов радиолярий и их численности (особенно на ископаемом материале) не позволяют достаточно эффективно применять палеоэкологические данные в биостратиграфии вследствие сильной случайной изменчивости этих параметров. Первую попытку использования характеристик надвидовых таксонов, в том числе таксонов высокого ранга, особенно важных при плохой сохранности микрофауны, для палеоэкологических реконструкций сделал А.И.Жамойда на основе изучения мезозойских радиолярий Дальнего Востока [6]. Им учитывались следующие характеристики: численность, соотношение и таксономическое разнообразие отрядов и родов; размеры скелетов и другие морфологические особенности. С.Б.Кругликова [10-14,34,35] применила более устойчивую характеристику - соотношение таксонов высокого ранга и на обширном материале продемонстрировала эффективность этой методики. В ее работах показано, что биоценозы достаточно адекватно отражаются танатоценозами, несмотря на избирательную сохранность радиолярий, что в свою очередь предполагает адекватность и тафоценозов. Методика С.Б.Кругликовой основана на соответствии изменений соотношений радиолярий таксонов высокого ранга изменениям палеоусловий. Отдельно определяются отношения численности радиолярий таксонов высокого ранга и отношения количеств видов в них. Эти отношения коррелируются между собой и уточняют параметры среды. Мы полагаем, что конкретный ранг и объем таксонов высокого ранга существенного значения не имеют, однако необходимыми условиями являются их широкое стратиграфическое распространение для всего рассматриваемого интервала и достаточное разнообразие.

Из этих соображений мы выбрали легко диагностируемые группы кремнистых микроорганизмов (сохраняющие морфологические признаки таксонов высокого ранга даже при изменениях пород), широко распространенные в пермских кремнях не только Дальнего Востока, но и других регионов мира: сферические (*Spumellaria*) и ставроксонные радиолярии (*Latentifistulidea*), и билатерально-симметричные формы (*Albaillellaria*), а также спикулы кремнистых губок. В качестве палеоэкологических характеристик рассмотрены: соотношения таксонов высокого ранга указанных групп, количество *Albaillellaria* и их разнообразие, а также количество спикул кремнистых губок, появление, расцвет и вымирание таксонов. Количество фоссилий определялось в осадке после обработки образцов фтористо-водородной кислотой. Данные, полученные таким методом, несколько отличаются от количественных характеристик при изучении шлифов, однако они не меняют соотношений таксонов и характера изменений численности микрофоссилий.

В ископаемом материале количество остатков микрофауны очень сильно зависит от вторичных изменений пород и режима обработки проб, поэтому количество фоссилий мы учитывали в процентах. Количество спикул кремнистых губок определялось в процентах от всех микрофоссилий, количество сферических *Spumellaria* - от суммы всех радиолярий. Соотношение количеств видов в пределах каждой группы в настоящее время невозможно учесть, так как при имеющейся сохранности и изученности виды достаточно постоянно определяются лишь у *Albaillellaria*. Редко можно определить видовые признаки среди ставроксонных форм, поскольку в осадке, как правило, встречаются лишь фрагменты лопастей. Еще реже возможно идентифицировать виды среди сферических радиолярий, т.к. иглы обычно обломаны, а внутренняя полость заполнена перекристаллизованным кварцем. Разрозненные спикулы кремнистых губок позволяют определить лишь их принадлежность классу. В данной работе мы предлагаем учитывать неопределимые даже до семейства формы радиолярий, составляющих основную часть в изученных отложениях, а также спикулы кремнистых губок для подсчета соотношений таксонов высокого ранга и таким образом использовать пропадавшую ранее информацию.

Нижнепермские отложения менее изучены, чем верхнепермские, поэтому в тексте мы даем характеристику по зонам - для ранней перми, по ярусам и зонам - для поздней.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Нами были проанализированы две группы палеоэкологических факторов: 1) отношение таксонов высокого ранга; 2) количество *Albaillellaria*, их разнообразие и эволюция.

(1) В соотношениях таксонов высокого ранга основным показателем является доминирование групп микрофауны (сферических и ставроксонных радиолярий, альбалярий, а также спикул кремнистых губок).

По составу доминирующей (породообразующей) микрофауны в кремнистых отложениях пермского возраста Сихотэ-Алиня мы выделяем три литолого-фациальных различия: кремни спонгиозно-радиоляриевые, кремни спумелляриевые, кремни фоликулулусовые.

Спонгиозно - радиоляриевые кремни сложены преимущественно спикулами кремнистых губок, а также сферическими радиоляриями (*Spumellaria*), реже встречаются ставроксонные радиолярии, альбалярии и фораминиферы. Спикул обычно более 80%, до 97%, лишь в единичных пробах преобладают радиолярии. Эти кремни характеризуют радиоляриевые зоны *Pseudoalbaillella scalprata*, *Spinodeflandrella acutata* и *Ps. corniculata*. Степень доминирования сферических радиолярий над остальными группами микрофоссилий в первых двух зонах Самаркинского террейна ниже, чем на этом же уровне в остальных известных местонахождениях Сихотэ-Алиня (таблица, рис. 3). По нашим данным, спонгиозно-радиоляриевые кремни распространены в зоне *Pseudoalbaillella scalprata* Японии, а также в Северной Америке [36].

Кремни спумелляриевые сложены преимущественно сферическими радиоляриями (*Spumellaria*), в меньшей степени спикулами кремнистых губок (таблица, рис. 3). Кремнистые породы, принадлежащие зонам *Pseudoalbaillella U-forma* и *Ps. sakmarensis*, содержат в осадке до 85-90% сфер; зонам *Pseudoalbaillella globosa* и *Follicucullus (?) monacanthus* и нижней части зоны *F. porrectus* - до 80%; зонам *Neoalbaillella optima*, *Imotoella excelsa* и *Neoalbaillella pseudogruppa* - до 90%. В Самаркинском террейне эти кремни стратиграфически распространены шире, чем в Таухинском: они присутствуют наряду со спонгиозно-радиоляриевыми в верхней части зоны *Ps. scalprata* и в зоне *Spinodeflandrella acutata* (рис. 2). При этом спумелляриевые кремни Самаркинского террейна отличаются от одновозрастных спонгиозно-радиоляриевых кремней пантовой толщи Таухинского террейна меньшим количеством спикул. По данным В. Murchey and D. Jones, к спумелляриевым можно отнести кремни Северной Америки в зонах *Ps. globosa*, *Follicucullus (?) monacanthus*, *F. porrectus*, *Imotoella excelsa* и *Neoalbaillella pseudogrupus* [36].

Фоликулулусовые кремни сложены альбаляриями рода *Follicucullus* (до 88%). Остальные микроорганизмы представлены в основном сферическими радиоляриями (до 45%), реже - ставроксонными формами (до 10%). Фоликулулусовые кремни приурочены к верхней части зоны *Follicucullus porrectus*. Они встречаются в Таухинском и Самаркинском террейнах Сихотэ-Алиня

(рис. 2, 3), а также в Северной Америке [36] и Японии [27,28,30].

Отношение *Albaillellaria* к ставроксонным радиоляриям более вариабельно, чем соотношение других таксонов (рис. 3). По распределению отношений количеств этих групп в кремнях Таухинского террейна отчетливо выделяются три основных интервала. 1) Нижне-верхнепермский (зоны *Ps. sakmarensis*, *Ps. scalprata*, *S. acutata*, *Ps. corniculata*) характеризуется отношениями в основном меньше 1, редко до 2-3. 2) Мургабско-мидийский интервал (зоны *Ps. globosa*, *F. (?) monacanthus*, *F. porrectus*) характеризуется неустойчивыми значениями отношений, но преимущественно больше 1. 3) На джувльфинско - дорашамском интервале (зоны *N. optima*, *I. excelsa*, *N. pseudogrupus*) происходит постепенное, устойчивое уменьшение отношений от 3 до сотых и тысячных долей. Для верхнемидийского подъяруса характерно преобладание *Albaillellaria*, для джувльфинского - сокращение их количества до подчиненного, а в дорашамском ярусе отчетливо преобладают ставроксонные радиолярии. В Самаркинском террейне отношения альбалярий к ставроксонным радиоляриям несколько выше, чем в Таухинском.

Соотношение количеств ставроксонных радиолярий и *Albaillellaria* (рис. 3) своей вариабельностью и одновременно закономерным распределением значений по разрезу демонстрирует высокую чувствительность к изменению экологических условий. Уже сам факт гораздо более быстрой эволюции, значительно меньший ареал пермских *Albaillellaria* по сравнению со сферическими и ставроксонными радиоляриями также свидетельствует об их большей чувствительности к условиям среды. Вымирания спумеллярий всегда сопровождаются вымираниями альбалярий, но обратной связи не отмечается. Ограниченность ареала альбалярий по сравнению со спумелляриями не может быть объяснена глубиной и нотальностью бассейнов, т.к. альбалярии известны как из мелководных отложений эпиконтинентальных морей [37,41], так и глубоководных пелагических океанических отложений (*bedded chert*) [20, 22, 23, 26, 28, 30, 36, 37, 39]. Учитывая все известные данные, в качестве лимитирующего фактора наиболее вероятен климат. Это подтверждается и отсутствием альбалярий в радиолярий-содержащих бореальных отложениях Приколывья и Коркодона (данные Б.Б. Назарова и Е.С. Панасенко). И напротив, *Albaillellaria* многочисленны и разнообразны в отложениях приэкваториальной зоны. На наш взгляд, эти факты достаточно однозначно свидетельствуют о большей чувствительности *Albaillellaria* к экологическим, главным образом, климатическим условиям.

(2) *Количество Albaillellaria и их разнообразие.* По количеству *Albaillellaria*, выраженному через частоту их встречаемости (рис. 4), в пермских кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня выделяются четыре наиболее отчетливых рубежа: 1) на границе зон *Ps.*

Таблица. Количественные соотношения микрофоссилий в кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня

Комплексы радиоларий	Таухинский террейн				Самаркинский террейн			
	№ обр.	СП	СФ	А/СТ	№ обр.	СП	СФ	А/СТ
<i>Neobaillela pseudogrypus</i>	64-16	1	90	0.01	37-18	0.5	98	4.0
	64-15	2	90	0.01				
	71-32	2	96	0.6				
	64-14	1.5	88	0.01				
	64-13	2	80	0.005				
	64-12	3	90	0.02				
<i>Imotoella excelsa</i>	64-11	2	93	0.004	37-16	1.0	97	2.0
	64-10	2	80	0.002				
	64-9	1	94	0.0008				
	64-8	1	96	0.03				
	64-7	2	94	0.02				
	706-13	0.6	99.9	1				
	64-5	6	73	0.04				
	64-4	2.5	76	0.06				
<i>Neobaillela optima</i>	64-3	1	94	0.02				
	66-1	3	92	0.3				
	66-2	5	97	2.0				
	66-3	9	98	1.5				
	66-4	4	95	0.7				
	66-5	7	99	1.4				
	66-6	6	96	3.0				
<i>Follicucullus porrectus</i>	67-7	1	5	320	369-25 L-345	11 0	22 15	20.0 30
	74-B	0.7	9	45.0				
	74-4	9	33	6.0				
	67-6	6	90	4				
	71-44	2	92	10				
	21016-4	3	99.9	3.0				
	507-11	0.5	95	7.0				
	67-5	8	70	8				
	67-4	6	95	500				
<i>Follicucullus (?) monacanthus</i>	69-33	1.5	89	0.5	369-79	20	99	>1000
	71-44 a	17	86	>1000	37-33	10	93	10.0
	71-35	10	96	0.8	37-13	13	84	10.0
	69-23	1	85	0.02	88-8	0	91	>1000
	67-3	14	79	330	88-7	0	96	4.0
	25-206	—	88	8.0	88-6	0	94	20.0
	69-24	0.5	94	3.0	369-18	4.5	95	>1000
	69-25	1	98	3.0	88-2	0	98	2.0
					88-1	0	92	5.0
<i>Pseudoalaillela globosa</i>	69-26	3	88	0.2				
	71-36	43	78	0.004				
	69-27	4	99	0.8				
	69-28	5	80	0.5				
	69-29	2	99	>1000				
	69-31	0.5	90	0.3				
	69-32	0.2	96	2.5				
	703-30	5	99	5.0				
	27-2	13	94	0.2				
	71-38	20	78	1.5				
	71-39	30	90	4.0				
	SK117D	71	98	>1000				
	27-3	87	95	1.0				

Примечание. Количественные соотношения микрофоссилий в кремнистых отложениях перми Сихотэ-Алиня. СП - спикулы кремнистых губок, в % от всех микрофоссилий. СФ - сферические спумеларии, в % от всех радиоларий. А/СТ - отношение альбаиларий к ставроксонным спумелариям. Образцы расположены в стратиграфической последовательности.

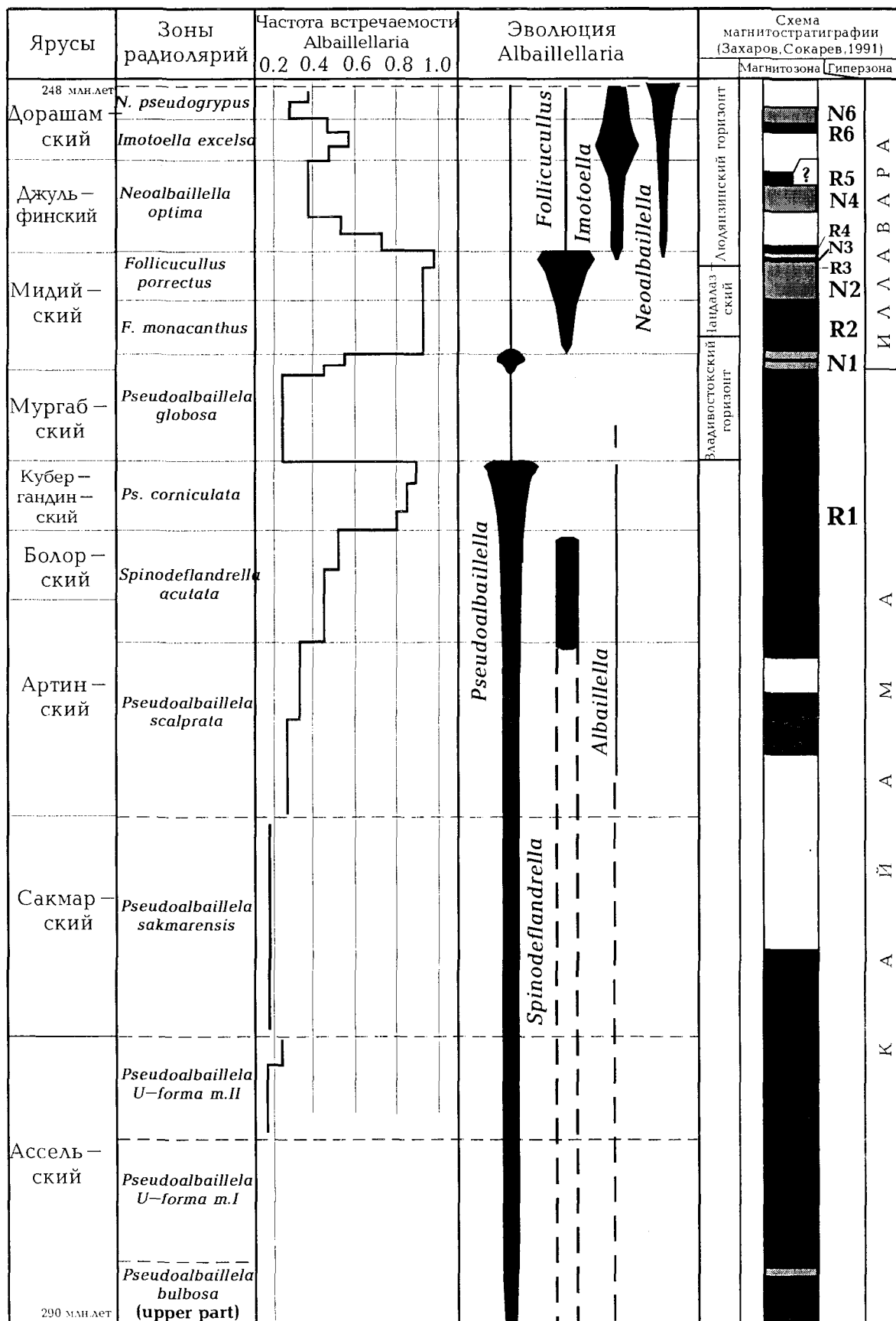


Рис. 4. Схема корреляции некоторых биотических и абиотических событий в пермское время.

scalprata и *S. acutata* частота встречаемости возрастает с 0,31 до 0,51; 2) на границе зон *Ps. corniculata* и *Ps. globosa* наблюдается резкое сокращение с 0,83 до 0,22; 3) на границе зон *Ps. globosa* и *F. (?) monacanthus* отмечается существенное, но сравнительно постепенное возрастание с 0,2 до 0,91; (4) на границе зон *F. porrectus* и *N. optima* - сокращение с 0,96 до 0,67.

По разнообразию *Albaillellaria*, выраженному через количество видов, выделяются 6 стратиграфических интервалов: 1) ассельский, сакмарский и артинский ярусы (зоны *Ps. u-forma*, *Ps. sakmarensis*, *Ps. scalprata*) - низкое разнообразие - 2 - 4 вида; 2) верхняя часть артинского, болорский и кубергандинский ярусы (зоны *S. acutata*, *Ps. corniculata*) - довольно стабильное и высокое разнообразие - 8-10 видов; 3) мургабский ярус (зона *Ps. globosa*) - также стабильное, но низкое разнообразие - 1-2 вида; 4) мидийский и джюльфинский ярусы (зоны *F. (?) monacanthus*, *F. porrectus*, *N. optima*) - 5-6 видов; 5) низы дорашамского яруса (зона *I. excelsa*) - 8 видов; 6) середина (?) дорашамского яруса до конца изученной части разреза перми (зона *N. pseudogrypus*) - 7 видов (рис. 4).

Распространение *Albaillellaria* и разнообразие их таксономического состава достаточно неравномерны в пермских отложениях (рис. 3, 4). В развитии этой группы отмечается цикличность численности и разнообразия. У всех родов альбаиллярий к концу циклов наблюдается сокращение онтогенеза за счет выпадения отдельных стадий развития, упрощение строения раковины, уменьшение размеров отделов и общих размеров раковины, а также тенденция к изменению симметрии раковины от линейной к спиральной (в пределах общей билатеральной симметрии, характерной для отряда) за счет изгиба разных отделов или всей раковины. Направленность морфологической эволюции альбаиллярий указывает на все большее давление экологических условий (биотических и абиотических), отчасти за счет их быстрой смены.

ОБСУЖДЕНИЕ

В эволюции пермских кремнистых микрофоссилий отмечены биотические события, которые нашли отражение в кремнистых отложениях. Значимость рубежей и степень их проявления различны (рис. 3, 4).

Самый ранний рубеж можно предполагать на границе ассельского и сакмарского ярусов (граница зон *Ps. u-forma* и *Ps. sakmarensis*). Он зафиксирован в Приморье лишь в единичных пробах. Более многочисленные данные по Японии свидетельствуют об уменьшении количества *Albaillellaria* и разнообразия *u*-формных альбаиллярий, а также уменьшении степени изогнутости базального отде-

ла у представителей рода *Pseudoalbaillella* (*Ps. u-forma* - *Ps. sakmarensis*) на этом рубеже [26,28]. В это же время отмечается появление первых *Pseudoalbaillella* с крупным центральным отделом. По времени этот рубеж совпадает с похолоданием климата и оледенением, установленными на основе изучения аммоноидей и изотопного состава их раковин [7].

Следующий рубеж предполагается на границе сакмарского и артинского ярусов (граница зон *Ps. sakmarensis* и *Ps. scalprata*). Он выражен постепенным увеличением количества спикул кремнистых губок до их преобладания (с 10-15% до 50% и более). Кроме Сихотэ-Алиня, большое количество спикул выше этого рубежа установлено в Кордильерах Северной Америки [36] и Японии. Значительное увеличение количества губок - бентосных организмов-фильтраторов свидетельствует об увеличении количества кислорода и пищевых частиц в придонных водах, что возможно при усилении активности гидродинамики. Однако губки как бентосные организмы не могут покрывать дно пелагиали океанов сплошным покровом, для них важны локальные особенности. Поэтому в интервале распространения спонгиозо-радиоляриевых кремней встречаются отложения с малым количеством спикул.

В верхней части артинского яруса (зона *S. acutata*) в кремнистых отложениях Палеоокеана появляется и практически сразу становится многочисленным и разнообразным семейство *Spinodeflandrellidae* (рис. 4), известное на Южном Урале с позднего карбона [9,19]. Неожиданное его появление в нижней перми Палеоокеана можно объяснить тектоническими событиями, открывшими для *Albaillellaria* путь в океан из Уральско-бассейна.

На границе болорского и кубергандинского ярусов (граница зон *S. acutata* и *Ps. corniculata*) семейство *Spinodeflandrellidae* исчезает так же резко, как и появляется (рис. 4). Этот процесс, возможно, связан с климатическими факторами - например, с потеплением [3,7]. Рубежи, ограничивающие распространение *Spinodeflandrellidae* в кремнистых отложениях перми, являются одними из наиболее ярко выраженных палеонтологически.

От выше- и нижележащих отложений артинско-кубергандинские спонгиозо-радиоляриевые кремни отличаются не только палеонтологическими характеристиками, но и активностью гидродинамики, о чем свидетельствуют обилие и разнообразие радиолярий и спикул губок, а также скрытые перерывы, характерные для отложений этого интервала (рис. 2).

Кубергандинско - мургабский рубеж (граница зон *Ps. corniculata* и *Ps. globosa*) характеризуется резким сокращением численности и разнообразия *Albaillellaria*, ко-

личества спикул кремнистых губок и сменой спонгиозо-радиоляриевых кремней спумеляриевыми (рис. 3). Вымирание *Albaillellaria* возможно связано с аридизацией климата [3]. Последовавшее затем ослабление активности гидродинамики, что установлено в наших образцах по изучению шлифов (данные А.Н.Филиппова), вызвало сокращение привноса биогенных веществ и кислорода, особенно в придонные воды, тем самым уменьшая биопродуктивность как планктонных, так и бентосных форм - радиолярий, губок и фораминифер.

Мургабско-мидийский рубеж (верхняя часть зоны *Ps. globosa*) характеризуется резким увеличением численности и разнообразия рода *Pseudoalbaillella*. В кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня этот рубеж отмечен распространением комплекса *Ps. globosa* - *Ps. convexa* [22]. Наиболее ярко этот рубеж выражен в терригенных отложениях. В верхней части владивостокской свиты наряду с *Ps. globosa* встречена богатая ассоциация радиолярий (более 20 видов), представленная преимущественно разнообразными *Pseudoalbaillella* [20]. Характерными для этой ассоциации являются высокая эндемичность и своеобразные морфологические особенности, выраженные в изгибе устьевого части раковин. Сходные радиолярии установлены в терригенных отложениях Японии [31] и Китая [41]. Палеомагнитные исследования терригенных морских отложений Южного Приморья (сформированных как и кремнистые отложения в приэкваториальной зоне) показывают, что в верхней части владивостокского горизонта, вблизи границы мургабского и мидийского ярусов располагается краткий интервал прямой намагниченности (рис. 4, магнитозона N1) на фоне обратной намагниченности гиперзоны Кайама и нижней части гиперзоны Иллавара [8]. Можно предполагать, что процесс смены полярности магнитного поля оказал влияние на развитие всей биоты Земли, в том числе и на развитие *Albaillellaria*, в эволюции которых в это время отмечается всплеск численности и разнообразия.

Нижнемидийский рубеж (граница зон *Ps. globosa* и *F. (?) monacanthus*) отмечен появлением и быстрым расцветом рода *Follicucullus* при почти полном вымирании *Pseudoalbaillella*, возрастанием численности ставроксонных радиолярий (рис. 4). При этом *Follicucullus* появляется одновременно в разнофациальных отложениях разных бассейнов: на Дальнем Востоке [1,20,26,28 и др.], в Северной Америке [36,37 и др.], в Европе [32,33] и др. Эти факты свидетельствуют о раскрытии ранее изолированных бассейнов Дальнего Востока и Северной Америки. Такие масштабы позволяют предположить глобальность раннемидийского рубежа. Событием глобального масштаба может быть предполагаемое начало

распада Пангеи в мидийском веке, согласующееся с возникновением беспокойного магнитного поля Земли (гиперзоны Иллавара) на рубеже мургабского и мидийского веков [8].

Следующий рубеж, один из самых ярких в перми, отмечен в верхней части мидийского яруса (верхняя часть зоны *F. porrectus*). Здесь происходит резкая смена спумеляриевых кремней фоликукулусовыми (рис. 3, 4). *Follicucullus* становится доминирующей группой. Это происходит, по нашему мнению, не только за счет увеличения численности *Albaillellaria*, но и за счет сокращения количества сохранившихся при литогенезе раковин остальных радиолярий. Такая ситуация объяснима растворением основной массы раковин и переотложением кремнезема их скелетов. Вероятно, радиолярии с неустойчивыми скелетами были представлены ювенильными формами всех групп, что в свою очередь характеризует неустойчивые условия среды обитания. Можно предполагать, что появление этого рубежа связано с гумидизацией климата [3]. Верхнемидийский рубеж весьма выдержан и отчетливо прослеживается в кремнистых отложениях Приморья, Японии и Северной Америки, что позволяет предположить глобальные изменения условий в океанической среде в позднемидийское время. Интервал распространения фоликукулусовых кремней совпадает с интервалом частой смены полярности магнитного поля Земли, соответствующей магнитозонам R3, N3, R4 (рис. 4), установленным в морских отложениях Южного Приморья [8].

Мидийско - джувльфинский рубеж (граница зон *F. porrectus* и *N. optima*) выражен резким сокращением численности и разнообразия семейства *Follicucullidae*, возрастанием количества спумелярий и распространением спумеляриевых кремней. Отмечено появление представителей рода *Neoalbaillella*, характеризующегося устойчивой в процессе онтогенеза структурой клетки. Такие организмы расходуют меньше энергии на перестройку, что является выгодным при неблагоприятных условиях обитания, вероятно распространенных в это время.

Джувльфинско-дорашамский рубеж (граница зон *N. optima* и *I. excelsa*) характеризуется резким увеличением численности и разнообразия рода *Inotoella*, а также увеличением общего количества радиолярий.

На пермо-триасовом рубеже происходит резкая и практически полная смена основных групп радиолярий. Отмечается вымирание всех *Albaillellaria*, ставроксонных радиолярий, и лишь среди единичных спумелярий наблюдается преемственность. Раннетриасовые радиолярии представлены исключительно сферическими формами резко обедненного таксономического состава. Единственная находка *Follicucullus excelsior* Bragin [2], вероятно, объясняется переотложением пермских форм в нижнетриасовых кремнях. Вымирание значительной части пермских радиолярий, вероятно, связано с

похолоданием климата и с понижением температуры в приэкваториальных водах [7]. Пермо-триасовый рубеж в эволюции радиолярий, так же как и других групп фауны, отмечается глобально.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ тафоценозов пермских микроорганизмов из кремнистых отложений Сихотэ-Алиня показывает существенные изменения экологических условий пелагиали океана в течение перми. Это вызвало изменение вещественного состава кремней, выраженное в составе порообразующих групп микроорганизмов. Соотношение таксонов высокого ранга, выделение доминирующих групп и состава доминирующей микрофауны, количества альбаиллярий и их разнообразия и сопоставление с палеоклиматическими и палеомагнитными данными позволяет установить рубежи, отмеченные биотическими и абиотическими событиями.

Наиболее значимые палеоэкологические события, отмеченные изменением соотношения таксонов высокого ранга, сменой доминантов и изменением активности гидродинамики, служат критерием для расчленения монотонных кремнистых отложений. По доминирующим группам микрофауны установлено три литолого-фациальных разности кремней: спонгиево-радиоляриевые, спумеляриевые и фоликукулусовые. На этом основании мы предлагаем выделение пяти толщ в пермских кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня: 1) толща нижнепермских спумеляриевых кремней (до границы зон *Pseudoalbaillella sakmarensis* - *Ps. scalprata*); 2) толща спонгиево-радиоляриевых кремней позднеартинского-кубергандинского возраста (зоны *Ps. scalprata*, *Spinodeflandrella acutata*, *Pseudoalbaillella corniculata*); 3) толща спумеляриевых кремней мургабско-раннемидийского возраста (зоны *Ps. globosa*, *Follicucullus (?) monacanthus*, *F. porrectus*); 4) толща фоликукулусовых кремней позднемидийского возраста (верхи зоны *F. porrectus*); 5) толща спумеляриевых кремней джюльфинско-дорашамского возраста (зоны *Neoalbaillella optima*, *Imotoella excelsa*, *Neoalbaillella pseudogrupus*).

События, установленные по изменениям характеристик родов и семейств *Albaillellaria*, менее значимы, но дают более дробное членение. В пермских кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня нами установлены следующие рубежи: артинский (граница зон *Pseudoalbaillella sakmarensis* - *Ps. scalprata*), нижнеболорский (граница зон *Ps. scalprata* - *Spinodeflandrella acutata*), болорско-кубергандинский (граница зон *S. acutata* - *Pseudoalbaillella corniculata*), кубергандинско-мургабский (граница зон *Ps. corniculata* - *Ps. globosa*), мургабско-мидийский

(верхняя часть зоны *Ps. globosa*), нижнемидийский (граница зон *Ps. globosa* - *Follicucullus (?) monacanthus*), верхнемидийский (верхняя часть зоны *Follicucullus porrectus*), мидийско-джюльфинский (граница зон *F. porrectus* - *Neoalbaillella optima*), джюльфинско-дорашамский (граница зон *N. optima* - *Imotoella excelsa*), дорашамский (граница зон *I. excelsa* - *Neoalbaillella pseudogrupus*), пермо-триасовый. Установленные рубежи являются основой для выделения биостратиграфических подразделений.

Кроме этого, наши исследования показывают, что *Albaillellaria* являются организмами, очень чувствительными к смене экологических условий. Наиболее благоприятными районами их обитания были приэкваториальные моря и участки океана с тропическим и субтропическим климатом.

Работа выполнена при частичной поддержке Международного Научного Фонда (пректы RJK000 и RJK300).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянский Г.С., Никитина А.П., Руденко В.С. О себучарской свите Приморья // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 43-57.
2. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи восточных регионов СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Тр. ГИН; Вып. 469).
3. Бурого В.И. К вопросу о границе Ангарского и Катазиатского растительных царств // Пермо - триасовые события в развитии органического мира Северо - Восточной Азии. Владивосток, 1986. С. 6 -23.
4. Вишневецкая В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 119 с.
5. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
6. Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л.: Недра, 1972. 244 с.
7. Захаров Ю.Д. Палеосукцессии на рубеже палеозоя и мезозоя и марозволюция // Эволюционные исследования. Макрозволюция. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 70-81.
8. Захаров Ю.Д. Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
9. Исакова Т.Н., Назаров Б.В. Стратиграфия и микрофауна позднего карбона - ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1986. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 402).
10. Кругликова С.Б. Характерные черты распределения радиолярий (высоких таксонов) в отложениях Тихого океана и окраинных морей // Ископаемые и современные радиолярии. Л., 1979. С. 42-51.
11. Кругликова С.Б. Палеоэкологические реконструкции на основании изучения радиолярий. // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Материалы 4 симпозиума европейских радиоляристов. Л., 1984. С. 41-53.

12. Кругликова С.Б. Радиоларии как показатели некоторых условий палеосреды // Радиоларии в биостратиграфии. Свердловск, 1990. С. 92-106.
13. Кругликова С.Б. Структура (на видовом и надвидовом уровне) танатоценозов радиоларий из донных отложений бассейнов различного типа как основа для палеоэкологических реконструкций // Радиоларии и биостратиграфия. М., 1996. С. 24-26.
14. Кругликова С.Б., Юшина И.Г. Восстановление параметров палеосреды по таксонам радиоларий высокого ранга Q-методом факторного анализа // Радиоларии и биостратиграфия (информационные материалы). Свердловск: УО АН СССР, 1987. С. 42-44.
15. Лисицын А.П. Аморфный кремнезем в донных осадках // Тихий океан. М.: Наука, 1970. С. 5-25.
16. Лисицын А.П. Осадкообразование в оксанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
17. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 302 с.
18. Назаров Б.Б. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 2. Радиоларии палеозоя. Л.: Недра, 1988. 232 с.
19. Панасенко Е.С. О взаимоотношениях кремнистых и терригенных отложений в Приморье по результатам изучения радиоларий // Использование радиоларий в стратиграфии и палеобиологии. Уфа, 1990. С. 55-57.
20. Руденко В.С. Пермские *Albaillellaria* (радиоларии) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1991. 28 с.
21. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Новые находки позднепермских радиоларий в Приморье // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 117-124.
22. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские *Albaillellaria* (радиоларии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 181-193.
23. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Комплекс пермских радиоларий в кремнистых породах Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. IY Дальневост. регион. межвед. стратиграф. совещ. Тез. докл. Хабаровск, 1990. С. 117.
24. Рыбалка С.В. Комплексы конодонтов карбона и перми из кремней и известняков Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. IY Дальневост. регион. межвед. стратиграф. совещ. Тез. докл. Хабаровск, 1990. С. 105-108.
25. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
26. Caridroit M. Contribution a l'etude geologique du Japon sud-ouest dans l'ile de Honshu 2 partie: paleontologie de la faune de radiolaires Permians. Orlean: Universite d'Orleans U.F.R. des sciences fondamentales et appliquees. 1986. P. 249-475.
27. Caridroit M. Some Upper Permian radiolarian assemblages from NW Thailand; comparisons with assemblages from Japan and Paleogeographic potential // Interrad VII, Osaka. 1994. P. 27.
28. Ishiga H. Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. Journal of Geosciences, Osaka City University. 1986. 29. P.89-100.
29. Ishiga H. Paleozoic Radiolarians. In: Ishikawa K., Misutani S., Hara I., Hada S., and Yao A. (eds.) Pre Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP 224. 1990. P. 285-295.
30. Ishiga H. Late Paleozoic bedded cherts and Permian and Triassic Boundary in the Tanba Terrane, Southwest Japan // Guide book for Interrad VII Field excursion. Osaka. 1994. P. 1-18.
31. Ishiga H., Watase H., Naka T. Permian radiolarians from Nishiki Group in Sangun-Chugoky Belt, Southwest Japan // Earth Sci. 1986. Vol. 40, N 2. P. 124-136.
32. Kozur H. Upper permian radiolarians from the Sosio Valley Area, Western Sicily (Italy) and from the Uppermost Lamar Limestone of West Texas // Jb. Geol. B.-A. Band 136, Heft 1. 1993. S. 99-123.
33. Kozur H. and Krahl J. Erster Nachweis von Radiolarien im tethyalen Perm Europas // N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 1987. T. 174, N 3, S. 357-372.
34. Kruglikova S.B. To the relation of Radiolaria high-rank taxa as an indicator of paleoenvironment // 4-th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow. 1993. P. 89.
35. Kruglikova S.B., Zasco D.N. The data on quantitative distribution of radiolaria high rank taxa from the surface layer of the Sea of Japan sediments (south of 43° N) // 5-th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow. 1995. P. 202-203.
36. Murchey B. I. and Jones D.L. The environmental and tectonic significance of two coeval Permian radiolarian - sponge associations in Eastern Oregon. In: Vallier T.L., Brooks H.C. (eds). Geology of the Blue Mountains Region of Oregon, Idaho, and Washington: Stratigraphy, Physiography, and Mineral Resources of the Blue Mountains Region: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1439. Washington. 1994. P. 183-198.
37. Ormiston A.R. and Babcock. *Follicucullus*, new radiolarian genus from the Guadelupian (Permian) Lamar Limestone of Delaware Basin // J. Paleontol. 1979. Vol. 53, N 2. P. 328-334.
38. Rudenko V.S. Permian Radiolarians of Primorye // Seventh Meeting of the International Association of radiolarian Paleontologists, 20-24 October 1994. Osaka University. 1994. P. 100.
39. Rudenko V.S., Panasenko E.S. Biostratigraphy of the Permian deposits of Sikhote-Alin on Radiolarians // Memoires de Geologie (Lausanne). 1997. N 10. P.121-133.
40. Rudenko V.S., Panasenko E.S., Rybalka S.V. Biostratigraphy of Permian deposits in Primorye on Radiolarians and Conodonts // Late Paleozoic and Early Mesozoic circum-Pacific Bio Geological Events. Vladivostok. 1992. P. 27-28.
41. Sheng J., Wang Y. Fossil Radiolaria from Kufeng Formation at Longtan, Nanjing // Acta palaeontol. Sinica. 1985. Vol. 24, N 2. P. 171-180.

E.S. Panasenko, V.S. Rudenko

On possible division of the monotonous siliceous deposits on the ratio of rock-forming microfossils in the instance of the Sikhote-Aline bedded chert.

In addition to a traditional biostratigraphic method of monotonous siliceous rocks division, another one was suggested to divide by the biotic events, reflected in the generalized characteristics of the siliceous microfossil taphocoenosis. These characteristics concern a high rank taxa ratio and evolution of main groups of radiolaria and siliceous sponges. The following three types of cherts: sponge and radiolaria-bearing chert, spumellaria-bearing chert and follicucullus-bearing chert, were distinguished by the dominated rock-forming group of organisms. The distinguished cherts were correlated to the radiolaria zonal scale of the Permian Sikhote-Alin and to the magnetostratigraphic scale as well. All that enabled us to evaluate the relative significance of the events, resulted in the change of facies and lithologic characteristics. The method suggested here should be very useful for the stratigraphy when microfauna is poorly preserved and distinguishing of either genus or species is impossible.

ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ КРЕМНИСТЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

И. В. Кемкин*, Р. А. Кемкина**

**Дальневосточный Геологический Институт, ДВО РАН, г. Владивосток*

*** Дальневосточный Государственный Технический Университет, г. Владивосток*

В статье приводятся результаты биостратиграфических исследований кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района. Выделено 12 последовательно сменяющих друг друга радиоляриевых комплексов, характеризующих соответственно верхнеплинсбах-нижнетюарские, ниже-среднетюарские, верхнетюар-среднеааленские, верхнеаален-нижнебайоские, среднебайоские, верхнебайос-нижнебатские, среднебат-нижнекелловейские, среднеоксфорд-нижнекиммериджские, средне-верхне-киммериджские, ниже-среднетитонские, верхнетитонские и нижневаланжин-нижнебарремские отложения кремнисто-терригенного разреза. Приведена краткая характеристика комплексов и фотографии юрско-раннемеловых радиолярий.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Южного Сихотэ-Алиня кремневые образования играют существенную роль. Они слагают до 35% разрезов мезозойских аккреционных призм - одних из основных структурных единиц данного региона. Вместе с тем, палеонтологическая изученность кремневых толщ, в большинстве случаев, очень слабая. Как правило, они охарактеризованы лишь единичными пробами, что позволяет датировать их с точностью до системы или отдела. В них не прослежены интервалы распространения видов микрофауны, они не расчленены на элементарные биостратиграфические подразделения, что, в конечном счете, затрудняет их сопоставление и не дает возможности для взаимной корреляции. Относительно благополучно обстоит дело с пермскими кремневыми отложениями, для которых уже предложены биостратиграфические подразделения и зональные шкалы [14], а также с некоторыми локальными разрезами триасовых [1, 6, 17] и раннеюрских [9] кремней, в которых выделены слои с различными комплексами микрофауны. Более молодые кремневые образования практически не имеют подобного расчленения, за исключением предварительных данных по горбушинской толще [2]. Ниже приводятся результаты микрофаунистического изучения наиболее полного кремневого разреза и перекрывающих кремни терригенных отложений Дальнегорского рудного района, расположенных на левобережье р. Рудной в юго-восточной части г. Дальнегорска.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Дальнегорский рудный район расположен в пределах Таухинского террейна (рис. 1), представляющего собой аккреционную призму раннемелового возраста [8, 11, 18]. Строение призмы характеризуется резкой гетерогенностью, что обусловлено сложным сочетанием в ней разнофациальных и генетически разнородных образований. В Таухинском террейне многократно чередуются турбидитовые и олистостромовые отложения, образующие матрикс, и разновозрастные аккретированные фрагменты, главным образом, палеоокеанических, редко палеоконтинентальных образований. В целом, разрез призмы можно представить в виде "многослойного пирога", где относительно молодые отложения матрикса переслаиваются с более древними образованиями.

Аккретированные фрагменты слагают протяженные (до нескольких десятков километров длиной) пластины, а также разновеликие блоки и глыбы в олистостромовом матриксе. Породы пластин и отложения матрикса смяты вместе в асимметричные складки северо-восточного простирания с вергентностью на юго-восток. Мощность отдельных пластин достигает 500 м. Однако столь значительные мощности обусловлены многократным (3-5 раз) тектоническим повторением отдельных частей разреза аккретированных образований. Истинная мощность, например, кремневых пород не превышает 100 м. Контакты между пластинами аккретированных фрагментов и матриксом (если они не нарушены более поздними деформациями) седиментационные,

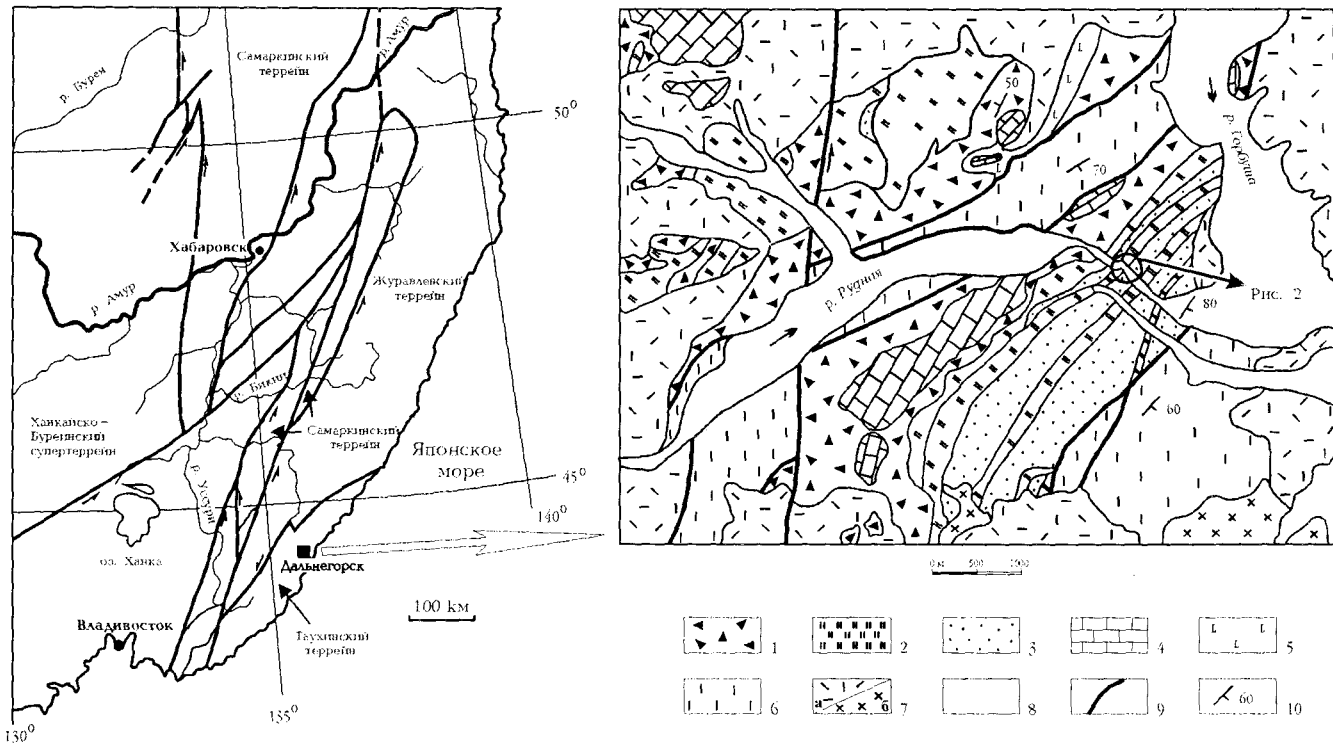


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиньского региона и геологическая карта района исследований.

1 - раннемеловые олистостромовые образования матрикса, 2 - пластины и блоки триас-юрских кремней, 3 - турбидитовые отложения матрикса, 4 - пластины и блоки средне-позднетриасовых известняков, 5 - подстилающие известняки высокотитанистые щелочные базальты, 6 - раннемеловые мелководноморские (шельфовые) отложения, 7 - поздне-меловые вулканиты (а) и интрузивные образования (б), 8 - четвертичные отложения, 9 - разрывные нарушения, 10 - элементы залегания пород.

литологически четко выраженные. Крупные пластины обычно подстилаются олистостромой.

Палеоокеанические аккрецированные образования представлены кремневыми (фрагменты абиссальных равнин) и карбонатными (фрагменты палеогайотов) фациями. В литологическом плане это типичные ленточные кремни, имеющие в различных пластинах возрастные датировки от среднего карбона до поздней юры [2, 3, 6, 15, 16, 19], и залегающие на высокотитанистых щелочных базальтах рифогенные известняки, возраст базальных слоев которых в различных пластинах и глыбах меняется от позднего девона до позднего триаса [4, 7, 12, 13].

Фрагменты палеоконтинентальных образований представлены блоками и глыбами мелководных (шельфовых) отложений, содержащих макрофауну средне-позднетриасового возраста, а также пластинами относительно глубоководных пород пермского возраста, сложенных флишоидным переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов [22].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кремневые образования Таухинского террейна детально изучены нами вдоль левого борта р. Рудной (район г. Дальнегорска). Здесь кремни и перекрывающие их турбидиты матрикса образуют па-

кет из четырех тектонически повторяющихся пластин (см. рис. 1). Наиболее полный разрез кремней вскрывается в составе второй тектонической пластины (рис. 2), где они слагают ее нижнюю часть. В пределах обнажения породы характеризуются устойчивым моноклинальным падением на юго-восток, аз. пад. 130-140°, угол 70-80°. Кремни имеют характерное слоистое строение. Слоистость обусловлена маломощными (1-3 мм) глинистыми прослоями. Толщина плиток кремней варьирует от 1.5-2 до 3-5 см, реже 7-10 см. Породы разбиты сериями мелких крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направления, ориентированных, соответственно, параллельно или под углом к слоистости. Выше по разрезу кремневые образования сменяются терригенными отложениями, представленными кремнистыми аргиллитами, алевро-аргиллитами и, далее, флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, переходящих выше по разрезу в массивные песчаники. К сожалению, в данном обнажении контакт кремней и терригенных пород осложнен разрывным нарушением, что фиксируется по резкой границе между кремнями и кремнистыми аргиллитами и присутствию в приконтактной части последних будинированных обломков кремней. Однако в других местах (бассейн р.

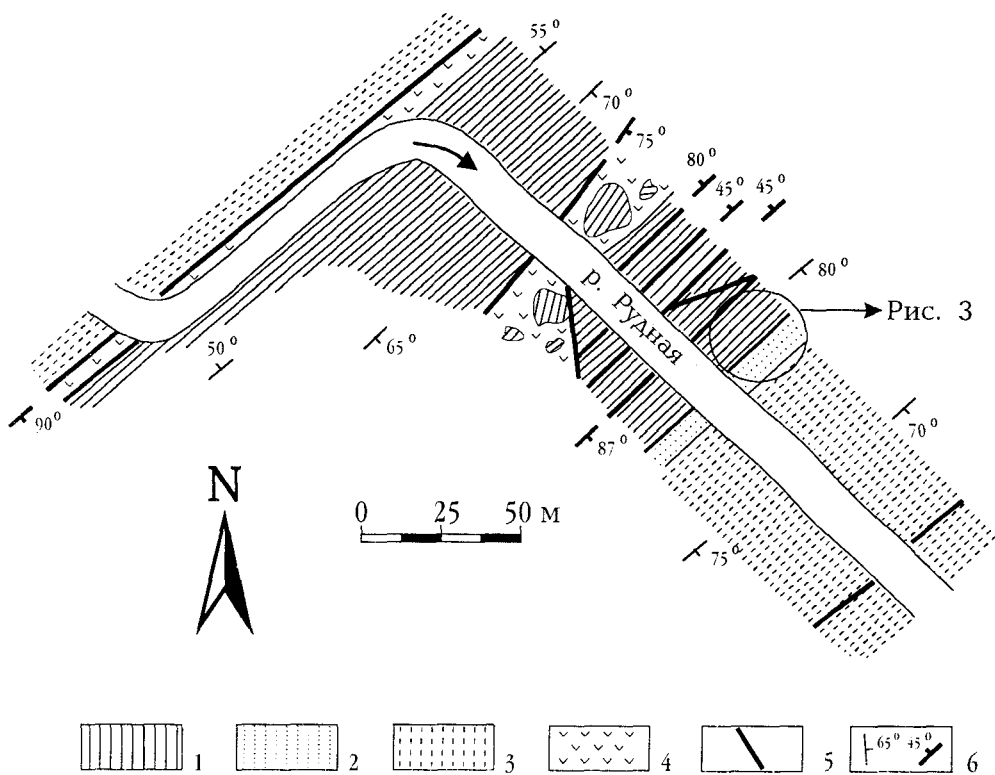


Рис. 2. Геологическая схема, иллюстрирующая строение кремнисто-терригенных отложений второй тектонической пластины по р. Рудная (г. Дальнегорск)

1 - кремни, 2 - кремнистые аргиллиты, 3 - флишондное переслаивание песчаников и алевролитов, 4 - дайки основного состава, 5 - разрывные нарушения, 6 - элементы залегания слоев и разрывных нарушений.

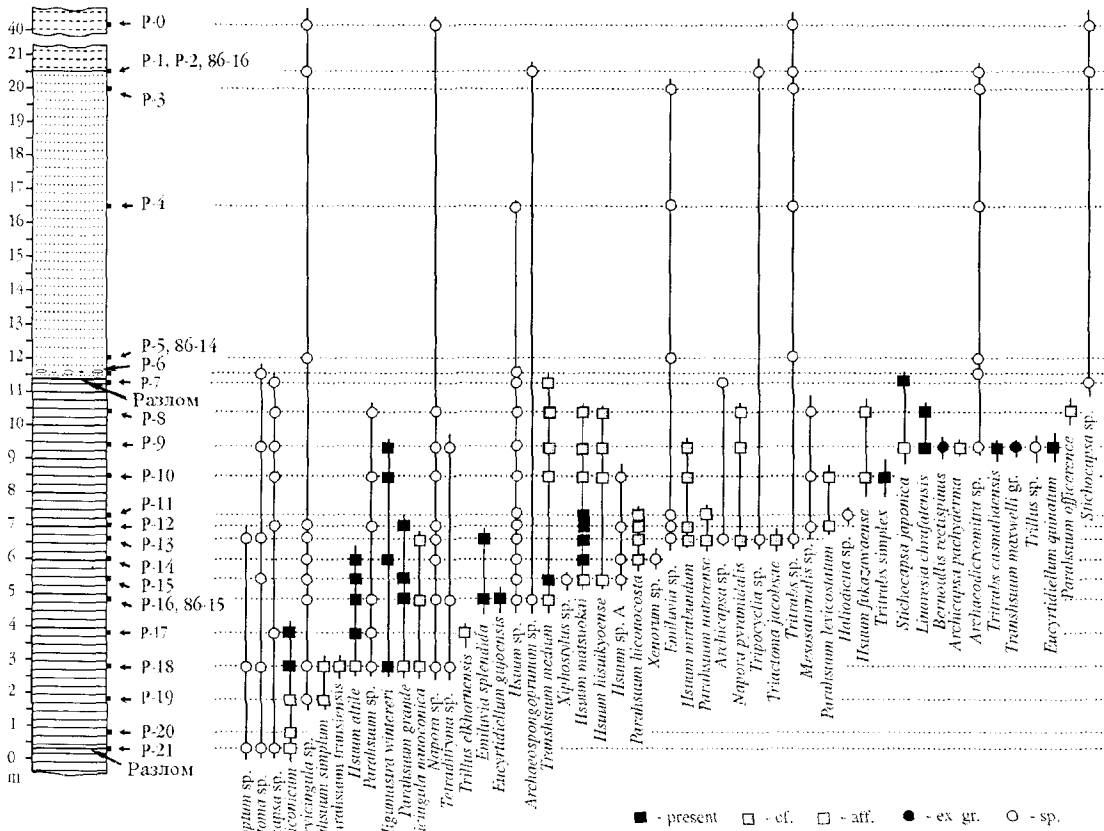
Корейской и др.) мы наблюдали согласный и постепенный переход. Наличие согласного и постепенного перехода между кремнями и терригенными отложениями имеет важное значение, поскольку свидетельствует о плавной смене пелагической обстановки осадкообразования окраинно-континентальной (так как кремненакопление сменяется накоплением вначале тонкообломочного, а затем более грубого терригенного материала) и тем самым фиксирует момент приближения данного участка океанической плиты к зоне аккреции.

В разные годы и разными авторами в кремнях были выделены все три отдела триаса и нижняя юра [1, 2, 6]. Средняя юра, по данным Н. Ю. Брагина [2], полностью выпадает из разреза, что объясняется им существенным стратиграфическим перерывом в среднеюрское время. Имеющиеся данные о позднеюрском возрасте кремней [2] не совсем корректны, так как позднеюрские радиолярии выделены из кремнистых аргиллитов, относящихся к переходной от кремней к собственно терригенным породам пачке. Возраст терригенной части разреза был определен как среднетитон-валанжинский [2]. Триасовая часть кремневого разреза детально расчленена на зоны по конодонтам и радиоляриям [1, 6] и в данной работе не рассматривается. Юрская часть кремней, а также терригенные породы были охарактеризованы единичными пробами [2], в связи с чем нами проведе-

но их детальное изучение с отбором большого количества проб. Результаты микрофаунистического изучения пород показали, что кремневая часть разреза содержит радиолярии ранней, средней и поздней юры, а терригенные отложения охарактеризованы радиоляриями поздней юры и раннего мела (рис. 3, 4, 5). Всего выделено 12 последовательно сменяющих друг друга радиоляриевых комплексов (табл. 1). Ниже приводится краткое описание комплексов снизу вверх по разрезу.

1. Комплекс с *Parahsuum longiconicum* установлен в кремнях темно-серого до черного цвета (образцы Р-21, Р-20, Р-19). Видовой состав комплекса многочислен (табл. 1) и охватывает интервал времени от позднего плинсбаха по средний тоар. Однако возраст комплекса принят как поздний плинсбах-ранний тоар. Нижняя возрастная граница принята в соответствии с видом-индексом, первое появление которого отмечается с позднего плинсбаха. Верхний рубеж ограничивается нижней границей следующего комплекса. Данный комплекс по возрасту и видовому составу сопоставляется (табл. 2) с комплексом зоны *Parahsuum takarazawaense* [30], и IV подзоны зоны *Parahsuum simplicum* [20, 25], а также низов зоны *Trillus elkhornensis* [24], описанных в Японии.

2. Комплекс с *Hsuum altile* выделен из фиолетово-темно-серых кремней (образцы Р-18, Р-17). Комплекс характеризуется относительным разнообразием



■ - present □ - cf. □ - aff. ● - ex. gr. ○ - sp.

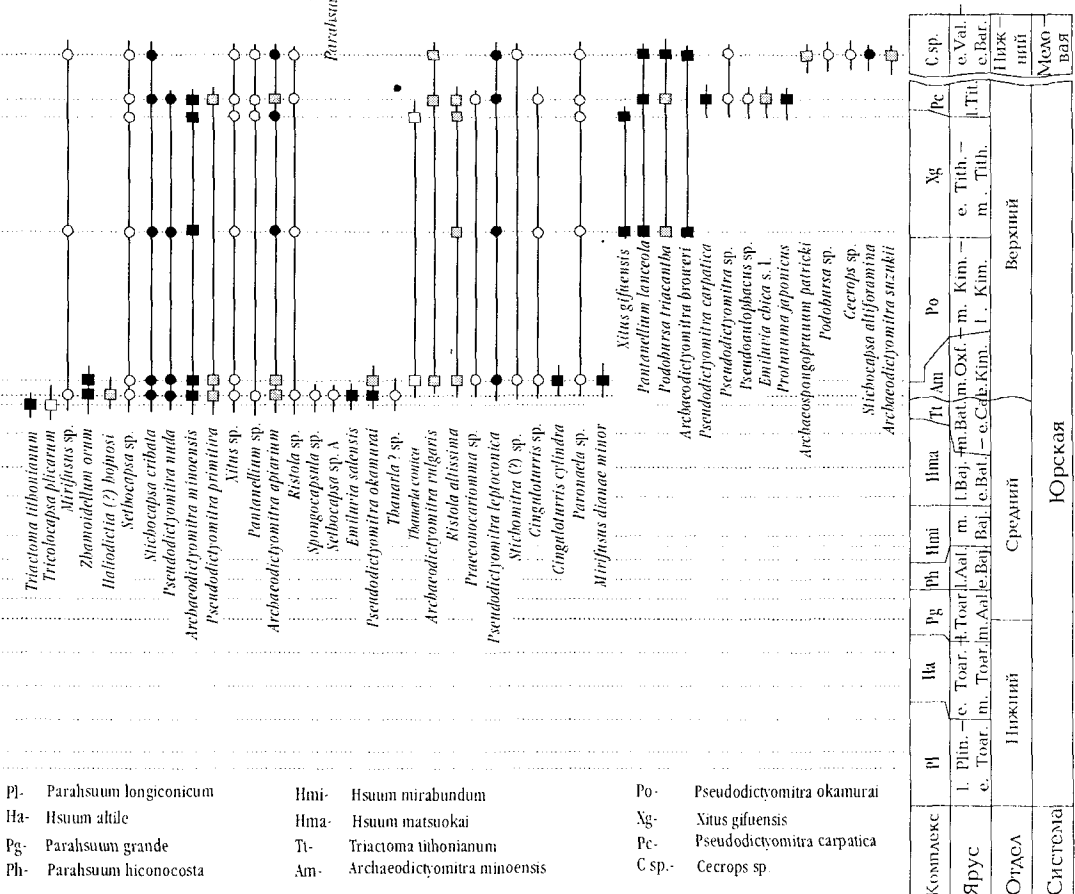


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая колонка юрской части разреза кремневого и перекрывающих кремни терригенных отложений, включающая распределение видов и комплексов радиолярий по разрезу. Условные обозначения см. на рис. 2.

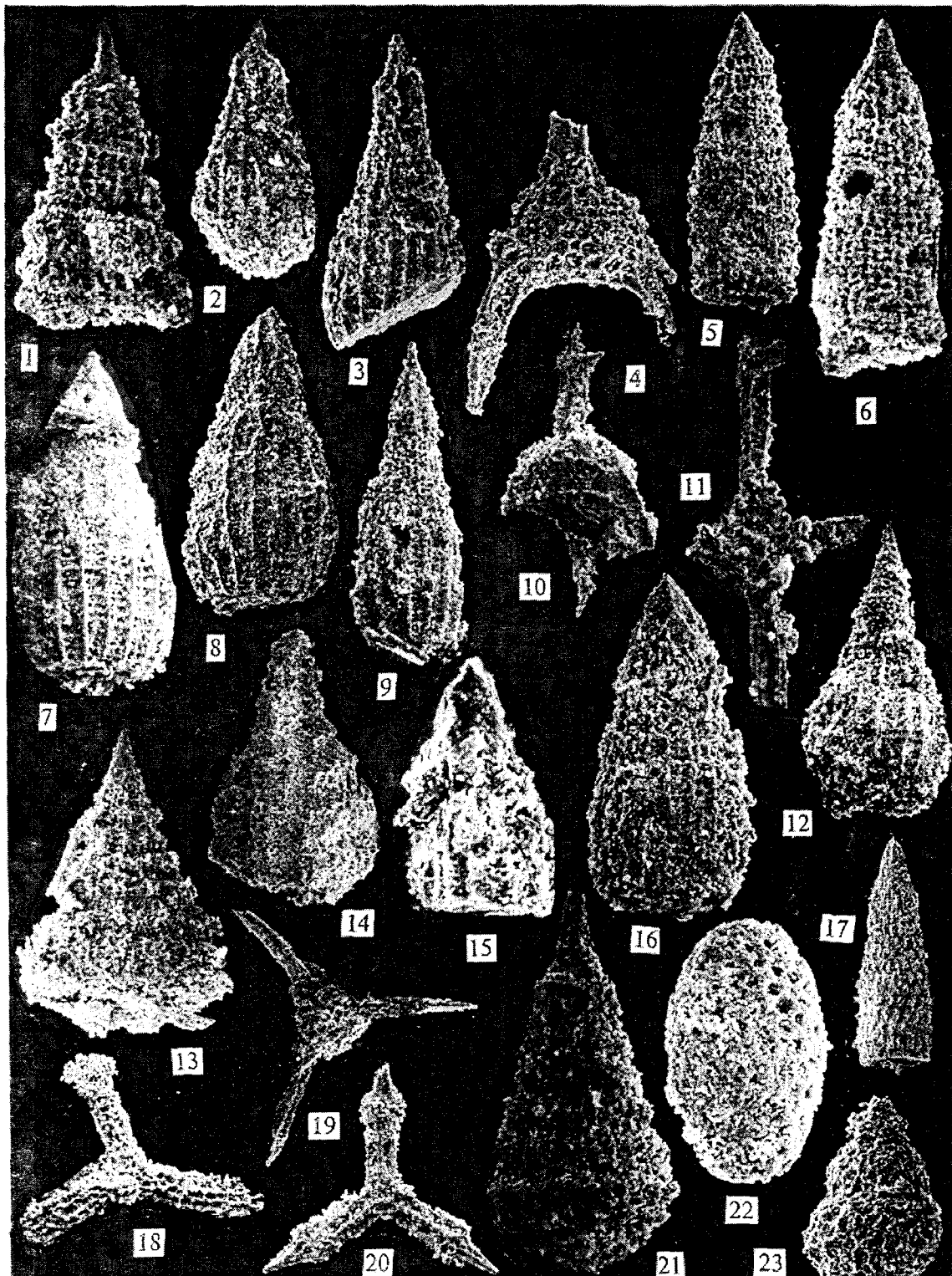


Рис. 4. Ранне- и среднеюрские радиолярии.

Фиг. 1. *Parahsuum* cf. *longiconicum* Sashida, P-17, x280; Фиг. 2, 3. *Hsuum* *altile* Hori & Otsuka, 2 - P-18, x200, 3 - P-15, x200; Фиг. 4. *Napora* aff. *pyramidalis* Baumgartner, P-8, x180; Фиг. 5, 6. *Parahsuum* *grande* Hori & Yao, 5 - P-15, x200, 6 - P-16, x280; Фиг. 7, 8. *Hsuum* *matsuokai* Iozaki & Matsuda, 7 - P-9, x200, 8 - P-8, x180; Фиг. 9. *Hsuum* sp. A, P-14, x200; Фиг. 10. *Napora* sp., P-18, x200; Фиг. 11. *Emilovia* cf. *splendida* Carter, P-16, x200; Фиг. 12. *Linarestia* *chrafatensis* Kadiri, P-9, x200; Фиг. 13. *Parahsuum* cf. *hiconocosta* Baumgartner & Dewever, P-14, x200; Фиг. 14. *Parahsuum* cf. *natorense* (Kadiri), P-11, x180; Фиг. 15. *Hsuum* cf. *mirabundum* Pessagno & Whalen, P-13, x240; Фиг. 16. *Hsuum* *fukazawaense* Sashida, P-10, x280; Фиг. 17. *Tranhsuum* *medium* Takemura, P-8, x180; Фиг. 18. *Tritrabs* cf. *casmaliaensis* (Pesagno), P-9, x110; Фиг. 19. *Triactoma* *tithontanum* Rast, P-7, x180; Фиг. 20. *Tritrabs* *simplex* Kito & Dewever, P-10, x110; Фиг. 21. *Parvicingula* cf. *nanoconica* Hori & Otsuka, P-18, x280; Фиг. 22. *Archycapsa* *pachyderma* Tan, P-9, x400; Фиг. 23. *Stichocapsa* aff. *japonica* Yao, P-7, x240

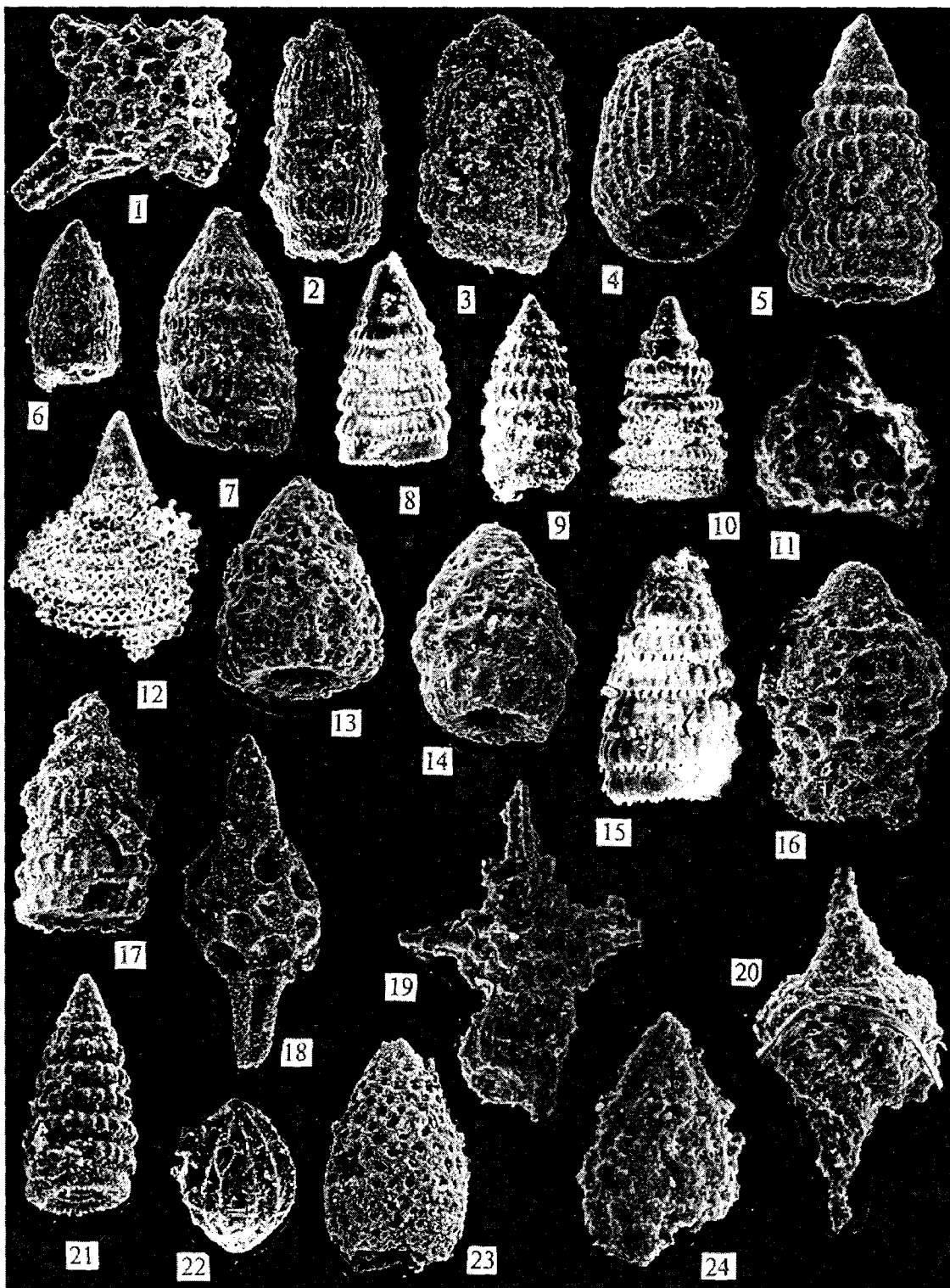


Рис. 5. Позднеюрские и раннемеловые радиолярии.

Фиг. 1. *Haliodictia* (?) cf. *hojnosi* Riedel & Sanfilippo, P-6, x240; Фиг. 2, 3. *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), 2 - P-6, x240; Фиг. 4. *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), P-6, x240; Фиг. 5. *Pseudodictyomitra okamurai* Mizutani, P-6, x180; Фиг. 6, 7. *Pseudodictyomitra* aff. *nuda*? Shaaf, 6 - P-6, x240, 7 - P-4, x240; Фиг. 8, 9. *Pseudodictyomitra* aff. *leptoconica*? (Foreman), 8 - 86-14, x160, 9 - 86-16, x200; Фиг. 10. *Cinguloturris cylindra* Kemkin & Rudenko, 86-14, x160; Фиг. 11, 16. *Ristola* cf. *altissima* (Rust), 11 - P-5, x240, 16 - P-3, x240; Фиг. 12. *Mirifusus diana minor* Baumgartner, 86-14, x110; Фиг. 13, 14. *Xitus gifuensis* Misutani, P-3, x240; Фиг. 15. *Pseudodictyomitra* cf. *primitiva* Matsuoka & Yao, 86-14, x240; Фиг. 17. *Pseudodictyomitra* cf. *carpatica* (Loznyiak), P-2, x240; Фиг. 18. *Pantanellium lanccola* (Parona), P-2, x240; Фиг. 19. *Cecrops* sp., P-0, x200; Фиг. 20. *Podobursa* sp., P-0, x200; Фиг. 21. *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), 86-16, x200; Фиг. 22. *Protumama japonicus* Matsuoka & Yao, 86-16, x200; Фиг. 23. *Stichocapsa* ex gr. *cribata* Hinde, P-2, x180; Фиг. 24. *Stichocapsa* ex gr. *altiforamina* Tumanda, P-0, x280

Таблица 1 Состав радиолярий в породах кремнисто-терригенного разреза по р. Рудная и их возрастное распространение [по данным 20, 21, 24, 23, 27, 30 и др.]. Места отбора проб указаны на рис. 3.

Кремни

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₁		J ₂			J ₃			
		pli	toa	aal	baj	bat	cal	oxf	kim	tit
P-21	<i>Canoptum</i> sp. <i>Triactoma</i> sp. <i>Parahsuum</i> aff. <i>longiconicum</i> Sashida <i>Tricolocapsa</i> sp.									
P-20	<i>Parahsuum</i> cf. <i>longiconicum</i> Sashida									
P-19	<i>Parahsuum</i> cf. <i>simplum</i> Yao <i>Parahsuum</i> cf. <i>longiconicum</i> Sashida <i>Parvicingula</i> sp.									
P-18	<i>Parahsuum</i> cf. <i>simplum</i> Yao <i>Parahsuum</i> cf. <i>longiconicum</i> Sashida <i>Parahsuum longiconicum</i> Sashida <i>Hsuum</i> cf. <i>altile</i> Hori & Otsuka <i>Parahsuum</i> sp. <i>Canoptum</i> sp. <i>Napora</i> sp. <i>Parahsuum</i> cf. <i>transiensis</i> Hori & Yao <i>Higumastra wintereri</i> Baumgartner <i>Parvicingula</i> cf. <i>nanoconica</i> Hori & Otsuka <i>Parvicingula</i> sp. <i>Tetraditryma</i> sp. <i>Triactoma</i> sp.									
P-17	<i>Tricolocapsa</i> sp. <i>Trillus</i> cf. <i>elkhornensis</i> Pessagno et Blome <i>Parahsuum</i> sp. <i>Parahsuum longiconicum</i> Sashida <i>Hsuum altile</i> Hori & Otsuka									
P-16, 86-15	<i>Emiluvia splendida</i> Carter <i>Parahsuum</i> sp. <i>Parahsuum</i> cf. <i>grande</i> Hori & Yao <i>Parahsuum grande</i> Hori & Yao <i>Parvicingula</i> sp. <i>Eucyrtidiellum gujoensis</i> Takemura et Nakaseko <i>Hsuum altile</i> Hori & Otsuka <i>Hsuum</i> cf. <i>altile</i> Hori & Ots. <i>Hsuum</i> sp. <i>Parvicingula</i> cf. <i>nanoconica</i> Hori & Otsuka <i>Archaeospongoprunum</i> sp. <i>Napora</i> sp. <i>Tetraditryma</i> sp. <i>Transhsuum</i> cf. <i>medium</i> Takemura									
P-15	<i>Hsuum</i> sp. <i>Xiphostylus</i> sp. <i>Hsuum</i> cf. <i>matsuokai</i> Isozaki & Matsuda									

Продолжение таблицы 1

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₁		J ₂			J ₃			
		pli	toa	aal	baj	bat	cal	oxf	kim	tit
P-8	<i>Napora</i> sp.				■					
	<i>Parahsuum</i> cf. <i>officerence</i> (Pessagno & Whalen)				■					
	<i>Parahsuum</i> sp.				■					
	<i>Hsuum</i> cf. <i>hisuikyoense</i> Isozaki & Matsuda				■					
	<i>Mesosaturnalis</i> sp.				■					
	<i>Tricolocapsa</i> sp.				■					
P-7	<i>Tricolocapsa</i> sp.				■					
	<i>Stichocapsa</i> aff. <i>japonica</i> Yao				■					
	<i>Archicapsa</i> sp.				■					
	<i>Stichocapsa</i> sp.				■					
	<i>Hsuum</i> sp.				■					
	<i>Triactoma tithonianum</i> Rust				■					
	<i>Stichocapsa japonica</i> Yao				■					
<i>Transhsuum</i> cf. <i>medium</i> Takemura				■						
	<i>Tricolocapsa</i> aff. <i>plicarum</i> Yao				■					
P-6	<i>Hsuum</i> sp.							■		
	<i>Mirifusus</i> sp.							■		
	<i>Haliodictia</i> (?) <i>hojnosi</i> Riedel et Sanfilippo							■		
	<i>Sethocapsa</i> sp.							■		
	<i>Archaeodictyomitra</i> sp.							■		
	<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde							■		
	<i>Ditrabs</i> sp.							■		
	<i>Pseudodictyomitra</i> aff. <i>nuda</i> ? Schaaf							■		
	<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)							■		
	<i>Pseudodictyomitra</i> cf. <i>primitiva</i> Matsuoka et Yao							■		
	<i>Triactoma</i> sp.							■		
	<i>Xitus</i> sp.							■		
	<i>Pantanellium</i> sp.							■		
	<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>apiarium</i> (Rust)							■		
	<i>Ristola</i> sp.							■		
	<i>Spongocapsula</i> sp.							■		
	<i>Sethocapsa</i> sp. A							■		
<i>Emiluvia salensis</i> Pessagno							■			
<i>Pseudodictyomitra okamurai</i> Mizutani							■			
	<i>Thanarla</i> ? sp.						■			

Кремнистые аргиллиты

P-5, 86-14	<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)							■		
	<i>Sethocapsa</i> sp.							■		
	<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>cribata</i> Hinde							■		
	<i>Tritrabs</i> sp.							■		
	<i>Pseudodictyomitra</i> aff. <i>nuda</i> ? Schaaf							■		
	<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>apiarium</i> (Rust)							■		
	<i>Thanarla</i> aff. <i>conica</i> (Aliev)							■		
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>vulgaris</i> Pessagno							■			
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.							■			

Окончание таблицы 1

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₂		J ₃			K ₁			
		bat	cal	oxf	kim	tit	ber	val	hau	bar
P-0	<i>Pseudodictyomitra</i> aff. <i>leptoconica</i> ? (Foreman)				---	---	---			
	<i>Stichocapsa</i> ex gr. <i>altiforamina</i>									
	Tumanda									
	<i>Acaeniotile</i> sp.									
	<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>vulgaris</i>									
	Pessagno									
	<i>Mirifusus</i> sp.									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
	<i>Archaeodictyomitra</i> <i>broweri</i> (Tan)									
	<i>Podobursa triacantha</i> (Fishli)									
	<i>Xitus</i> sp.									
	<i>Archaeodictyomitra</i> sp. A									
	<i>Ristola</i> sp.									
<i>Archaeodictyomitra</i> cf. <i>suzukii</i> Aita										
<i>Xitus</i> cf. <i>plenus</i> Pessagno										
<i>Obesacapsula</i> sp.										
<i>Cryptamphorella</i> sp.										
<i>Napora</i> sp.										

Таблица 2

Возраст			Радиоляриевые зоны и комплексы					
			Sashida, 1988	Hori, 1990	Matsuoka et al., 1994	Matsuoka, 1995	Данная статья	
Мел	Ранний	Bar				<i>Acanthocircus carinatus</i>	?	
		Hau				<i>Cecrops septemporatus</i>	<i>Cecrops</i> sp.	
		Val				<i>Pseudodictyomitra carpatica</i>	? <i>Pseudodictyomitra</i> * <i>carpatica</i>	
		Ber				<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	<i>Xitus gifuensis</i>	
Юр	Поздняя	Tit				<i>Hsuum maxwelli</i>	<i>Pseudodictyomitra okamurai</i>	
		Kim				<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>	<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>	
		Oxf					?	
		Cal			<i>Guexella nudata</i>	<i>Tricolocapsa conexa</i>	<i>Triactoma lithonianum</i>	
	Средняя	Bat				<i>Unuma echinatus</i>	<i>Tricolocapsa plicarum</i>	<i>Hsuum matsukoi</i>
		Baj						<i>Hsuum mirabundum</i>
		Aal	<i>Laxtorum (?) jurassicum</i>	<i>Hsuum hisuikyoense</i>	<i>Hsuum hisuikyoense</i>	<i>Laxtorum (?) jurassicum</i>		<i>Parahsuum hiconocosta</i>
	Ранняя	Toa	<i>Hsuum minoratum</i>	<i>Parahsuum grande</i>	<i>Parahsuum grande</i>		<i>Trillus elkhornensis</i>	<i>Hsuum atile</i>
			<i>Parahsuum takarazawaense</i>	<i>Mesosaturnalis hexagonus</i>	<i>Mesosaturnalis hexagonus</i>			<i>Parahsuum longiconicum</i>
		Plb	<i>Parahsuum simplum</i>	<i>Parahsuum simplum</i> IV	<i>Parahsuum simplum</i>		<i>Parahsuum simplum</i>	?

Примечание: * Распространение указанного вида относится к узкому интервалу под стрелкой

видов (табл. 1), среди которых преобладают представители родов *Parahsuum* и *Hsuum*. Возраст комплекса ранний тоар-средний тоар. Нижняя граница установлена в соответствии с видами *Hsuum atile*, *Parahsuum transiensis*, *Parvicingula nanoconica*, появление которых отмечается с раннего тоара. Верхняя

граница контролируется следующим комплексом, а также последним присутствием вида *Parahsuum longiconicum*. По возрасту и видовому составу данный комплекс сопоставляется с комплексом зоны *Mesosaturnalis hexagonus* [20, 25] и, частично, коррелируется по возрасту с комплексом зоны *Hsuum minoratum*

[30], а также верхов зоны *Trillus elkhornensis* [24], также описанных в Японии.

3. Комплекс с *Parahsuum grande* установлен в таких же фиолетово-темно-серых кремнях (образцы P-16, P-15, 86-15). Характерными являются многочисленные и разнообразные представители родов *Parahsuum*, *Hsuum* и *Parvicingula* (табл. 1), возрастной интервал которых - поздний тоар-ранний байос. Однако возраст комплекса установлен в интервале поздний тоар-средний аален. Нижняя возрастная граница принята в соответствии с первым появлением вида *Parahsuum grande*. Верхний рубеж ограничивается нижней границей следующего комплекса. Комплекс сопоставляется с комплексом зоны *Parahsuum grande* и, частично, низов зоны *Hsuum hizuiky-oense* [20, 25], а также с комплексом зоны *Laxtorum jurassicum* [24]. Все зоны выделены в Японии.

4. Комплекс с *Parahsuum hiconocosta* встречен в темно-серых кремнях (образец P-14). Среди относительно немногочисленных радиолярий этого комплекса преобладают также представители родов *Parahsuum* и *Hsuum* (табл. 1). Возраст комплекса поздний аален-ранний байос. Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления вида-индекса. Верхняя граница контролируется нижней границей следующего комплекса. В возрастном отношении данный комплекс коррелируется с комплексом верхов зоны *Hsuum hizuiky-oense* и низов зоны *Unuma echinatus* [25], и верхов зоны *Laxtorum jurassicum* [24].

5. Комплекс с *Hsuum mirabundum* выделен из голубовато-серых кремней (образцы P-13, P-12, P-11). Комплекс характеризуется сравнительным разнообразием видов, среди которых преобладают представители родов *Hsuum*, *Parvicingula*, *Napora*, *Emiluvia* (табл. 1). Возраст комплекса принят как ранний-поздний средний байос. Нижняя возрастная граница определена по первому появлению вида *Hsuum mirabundum*. Верхний возрастной рубеж ограничивается последним присутствием таких видов как *Parahsuum natorense*, *Parahsuum grande*, *Emiluvia splendida*, которое соответствует концу среднего байоса. По возрасту данный комплекс сопоставляется с комплексом середины зоны *Unuma echinatus* [25] и низов зоны *Tricolocapsa plicarum* [24], выделенных в Японии.

6. Комплекс с *Hsuum matsukai* установлен в светло-серых кремнях (образцы P-10, P-9, P-8). Видовой состав комплекса отличается существенным многообразием видов, среди которых преобладают представители родов *Hsuum*, *Transhsuum*, *Tricolocapsa*, *Napora* (см. табл. 1). Комплекс охватывает широкий возрастной диапазон (от раннего байоса до раннего бата), однако возраст его установлен в интервале поздний байос-ранний бат. Нижняя возраст-

ная граница принята на том основании, что данный комплекс не содержит видов, характерных для конца среднего байоса (см. комплекс 5), а также по присутствию *Tritrabs casmaliaensis*, появляющегося в позднем байосе. Верхняя граница определена в соответствии с последним присутствием вида *Hsuum matsukai*, завершившего свою эволюцию в раннем батае. Данный комплекс коррелируется с комплексом верхов зоны *Unuma echinatus* [25] и верхов зоны *Tricolocapsa plicarum* [24].

7. Комплекс с *Triactoma tithonianum* встречен в зеленовато-серых кремнях (образец P-7), в 10 см от контакта с кремнистыми аргиллитами. Среди немногочисленных радиолярий этого комплекса преобладают представители родов *Tricolocapsa* и *Stichocapsa* (табл. 1). Возраст комплекса принят как средний бат-ранний келловей. Нижняя возрастная граница проведена в соответствии с верхней границей предыдущего комплекса, а также по первому появлению вида *Triactoma tithonianum*. Верхний возрастной рубеж ограничен последним присутствием вида *Transhsuum medium*. По возрасту комплекс сопоставляется с комплексом зоны *Guexella nudata* [25] и зоны *Tricolocapsa conexa* [24].

8. Комплекс с *Archaeodictyomitra minoensis* выделен из будинированных обломков кремней (образец P-6) в зоне контакта кремней и кремнистых аргиллитов. Комплекс характеризуется богатым разнообразием видового состава радиолярий, среди которых преобладают представители родов *Archaeodictyomitra*, *Xitus*, *Mirifusus*, *Stichocapsa*. Возраст комплекса средний оксфорд-ранний киммеридж. Нижняя возрастная граница принята на основании первого появления вида-индекса. Верхняя граница проведена по последнему присутствию *Haliodyctya hojnosi*. В возрастном отношении комплекс сопоставим с комплексом верхов зоны *Stylocapsa spiralis* [24], описанного в Японии. Следует отметить, что в составе комплекса присутствует несколько форм, морфологические особенности которых более характерны для раннемеловых радиолярий (табл. 1, рис. 5).

9. Комплекс с *Pseudodictyomitra okamurai* установлен в зеленых кремнистых аргиллитах (образцы P-5, 86-14). Для данного комплекса также характерны многочисленность и разнообразие видов радиолярий (табл. 1). Преобладающими являются представители родов *Archaeodictyomitra* и *Pseudodictyomitra*. Возраст комплекса установлен в интервале средний-поздний киммеридж. Нижняя возрастная граница принята несколько условно, но с учетом данных по предыдущему комплексу. Верхний возрастной рубеж ограничен последним присутствием вида *Pseudodictyomitra okamurai*. По возрасту комплекс сопоставляется с комплексом зоны *Hsuum maxwelli* [24]. В составе данного комплекса также присутствуют некото-

рые виды, морфологические особенности которых более характерны для раннемеловых форм, таких как *Pseudodictyomitra nuda* и *Pseudodictyomitra leptoconica* (табл. 1, рис. 5).

10. Комплекс с *Xitus gifuensis* выделен также в зеленых кремнистых аргиллитах (образцы P-4, P-3). Среди многочисленных радиолярий данного комплекса преобладают представители родов *Archaeodictyomitra* и *Xitus*. Возраст комплекса принят как ранне-среднетитонский. Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления вида *Xitus gifuensis*. Верхний рубеж ограничивается нижней границей следующего комплекса. Данный комплекс коррелируется с комплексом зоны *Pseudodictyomitra primitiva* [24]. Для комплекса также характерны виды, близкие к *Pseudodictyomitra nuda* и *Pseudodictyomitra leptoconica*.

11. Комплекс с *Pseudodictyomitra carpatica* встречен в черных аргиллитах (образцы P-1, P-2, 86-16) непосредственно у контакта их с зелеными кремнистыми аргиллитами. Комплекс представлен многочисленными и разнообразными радиоляриями конца юрского начала мелового времени (табл. 1). Возраст комплекса поздний титон. Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления вида *Pseudodictyomitra carpatica* [24]. Верхняя граница проведена по последнему присутствию видов *Archaeodictyomitra minoensis*, *Ristola altissima* и *Protumma japonicus*. В составе комплекса также присутствуют виды, близкие *Pseudodictyomitra nuda* и *Pseudodictyomitra leptoconica*. По возрасту комплекс сопоставляется с комплексом низов зоны *Pseudodictyomitra carpatica* [24], установленного в Японии.

12. Комплекс с *Cecrops* sp. выделен из черных алевролитов (образец P-0), в 40 м выше по разрезу от образца P-1. Данный комплекс также характеризуется разнообразием и многочисленностью видов радиолярий (табл. 1). Большинство видов комплекса имеет широкий возрастной диапазон. Однако присутствие *Cecrops* sp., а также вида *Stichocapsa* ex gr. *altiforamina* позволяет ограничить его в интервале ранний валанжин-ранний барем. По возрасту данный комплекс сопоставляется с комплексом зоны *Cecrops septemporatus* и низов зоны *Acanthocircus carinatus* [24].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным детальных биостратиграфических работ, нами установлено 12 последовательно сменяющихся друг друга радиоляриевых комплексов, характеризующих, соответственно, разновозрастные отложения кремнисто-терригенного разреза. В кремневой части выделено восемь комплексов, охватывающих интервал времени от позднего плинсбах по ранний киммеридж включительно. Таким образом, процесс

кремнеаккумуляции в юрское время осуществлялся непрерывно. Найденные нами среднеюрские радиолярии (причем всех ярусов) свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительного стратиграфического перерыва в среднеюрское время, как это считалось ранее [2]. Вместе с тем, часть кремней, соответствующая отрезку времени средний келловей-ранний оксфорд, равно как и некоторая часть кремнистых аргиллитов, выпадает из разреза, что обусловлено более поздними деформациями. В переходной пачке кремнистых аргиллитов и терригенных породах выделено по 2 радиоляриевых комплекса, характеризующих соответственно киммеридж-титонский и позднетитон-раннемеловой возраст этих отложений. Эти данные показывают, что смена одной палеогеодинамической обстановки осадконакопления другой произошла в конце юрского времени, а собственно аккумуляция кремней осуществлялась в раннем мелу.

Аналогичные по возрасту кремневые образования известны сегодня в составе различных аккреционных призм Тихоокеанской окраины Азии от Корякского нагорья [5, 10 и др.] до Японских островов [20, 21, 25, 26, 28, 29 и др.]. Наличие этого факта, в совокупности с данными о возрасте призм, может служить свидетельством существования единой аккреционной системы вдоль западной границы Тихоокеана в позднеюрско-раннемеловое время и, таким образом, позволяет наметить общие тенденции геологического развития Дальневосточного региона в данный промежуток времени.

Интересно также отметить, что в результате выполненных работ, установлено (начиная с оксфорд-киммериджского времени) присутствие среди радиолярий отдельных экземпляров с морфологическими признаками, которые в тетической области характерны для раннемеловых (валанжинских и моложе) форм. Это виды *Pseudodictyomitra* aff. *nuda* ? и *Pseudodictyomitra* aff. *leptoconica* ?, интервалы распространения которых, по существующим на сегодня данным [27], соответственно ранний валанжин-апт и поздний баррем-апт. Вероятно, формирование этих морфологических признаков у радиолярий палеоокеанской области в силу различных причин началось намного раньше, чем у тетических.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою благодарность Dr. Satoru Kojima (Nagoya University, Japan) и Dr. Yojiro Taketani (Fukushima museum, Japan) за предоставленную возможность сфотографировать радиолярии на сканирующем электронном микроскопе, а также **В.С.Руденко** (ДВГИ ДВО РАН, Россия) за постоянные консультации и дискуссии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Восока СССР. М: Наука, 1991. 125 с.
2. Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская свита)//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, N. 2. С. 93-99.
3. Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П. Стратиграфия и строение опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N. 2. С. 23-34.
4. Бурий И.В., Жарникова Н.К., Бурий Г.И. Триасовые отложения правобережья р. Нежданка (Приморье)//Сов. геология. 1986. N. 7. С. 50-58.
5. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиолариевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России//Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16-44.
6. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. С. 45-57.
7. Воробьева Т.Ф., Губенко Т.А., Поярков В.В., Руденко В.С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня. (Фанерозой). Владивосток, 1978. С. 5-22.
8. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь):Препр. Владивосток, 1992. 83 с.
9. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиоларий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N. 6. С. 103-109.
10. Кемкин И.В., Паланджян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов мыса Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии) //Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N 5. С. 69-78.
11. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь)// Тихоокеан. геология. 1993. N 1. С. 140-143
12. Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук / ВСЕГЕИ. Владивосток, 1971. 22 с.
13. Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона: Препр. Владивосток. 1986. 48 с.
14. Руденко В.С. Пермские Albaillellaria (радиоларии) Приморья и их биостратиграфическое значение: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ РАН, 1991. 26 с.
15. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские Albaillellaria (радиоларии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток. ДВО АН СССР, 1990. С. 181-193.
16. Рыбалка С.В. Конодонты Приморья. Состояние изученности: Препр. Владивосток, 1987. 26 с.
17. Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн реки Горной)//Палеонтологическая стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1991. С. 30-53.
18. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое - раннем мезозое//Тихоокеан. окраина Азии. Т.1. Геология. М., 1989. С. 218-255.
19. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
20. Hori R. Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan//Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N.S. 1990. № 159. P. 562-586.
21. Hori R., Otsuka T. Early Jurassic Radiolarians from the Mt. Norikuradake Area, Mino Terrane, Central Japan // Journ. of Geosci. Osaka City Univ. 1889. Vol. 32. P. 175-199.
22. Kемкин I.V. New data on the geology and age of the Koreiskaya River area (South Sikhote-Alin) //Island Arc. 1996. № 5. P. 130-139.
23. Matsuoka, A. Jurassic and Early Cretaceous Radiolarians from Leg. 128, Sites 800 and 801, Western Pacific ocean. - Proc. Ocean Drill. Prog., Scien. Res, 1992. Vol. 129. PP. 203-220.
24. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific //Island Arc. 1995. Vol. 4. P. 140-153.
25. Matsuoka A., et. al. Triassic-Jurassic Radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, Central Japan//Guide book for INTERRAD 7 field excursion. 1994. P. 19-61.
26. Matsuoka A, Yao A. Southern Chichibu Terrane//Pre-Cretaceous terranes of Japan, Osaka: Publ. of IGCP Project N 224, 1990. P. 203-217.
27. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology.//Memoires de Geologia (Lausanne). Ed. Baumgartner P.O., et. al. 1995. N 23. 1172 P.
28. Mizutany S., Shao J., Qinglong Z. Nandanhada Terrane in Relation to Mesozoic Tectonics on Continental Margins of East Asia // Acta Geologica Sinica. 1990. Vol. 3. N 1. P. 15-29.
29. Pre-Cretaceous Terranes of Japan //Publication of IGCP Project N 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia. Edited by K. Ichikawa, S. Mizutani, I. Hara, S.Hada, A. Yao. 1990. 413 p.
30. Sashida K. Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, central Japan. //Science Rep. of Institute Geoscience, University Tsukuba. 1988. V. 9. P. 1-27.

I.V. Kemkin, R.A. Kemkina

**Jurassic-Early Cretaceous biostratigraphy of cherty and terrigenous deposits of Dalnegorsk Ore area
(Southern Sikhote-Alin)**

The data of cherty and terrigenous deposits biostratigraphic researches of Dalnegorsk Ore area are summarized in this paper. Twelve consistently changing each other radiolarian assemblages are distinguished. They characterize Upper Pliensbachian-Lower Toarchian, Lower-Middle Toarchian, Upper Toarchian-Middle Aalenian, Upper Aalenian-Lower Bajocian, Middle Bajocian, Upper Bajocian-Lower Bathonian, Middle Bathonian-Lower Callovian, Middle Oxfordian-Lower Kimmeridgian, Middle-Upper Kimmeridgian, Lower-Middle Tithonian, Upper Tithonian and Lower Valanginian-Lower Barremian deposits of a single cross-section. Brief characteristics of radiolarian assemblages and photos of the Jurassic-Early Cretaceous radiolarians are given.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ХР. ХЕХЦИР И КИНЕМАТИКА АСИММЕТРИЧНЫХ СКЛАДОК– ИНДИКАТОРЫ СУБДУКЦИОННОЙ АККРЕЦИИ

С.В.Зябрев

*Большехехцирский государственный природный заповедник,
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*

Приведены результаты изучения эволюции субдукционного комплекса хр. Хехцир близ г. Хабаровска (Дальний Восток России). Главной особенностью этой крайней юго-восточной части Баджальской аккреционной призмы является чешуйчато-надвиговая структура, осложненная складчатостью. В стратиграфической летописи зарегистрировано перемещение участка океанической литосферы от пелагиали океана до конвергентной границы плит. Включение океанических и приконтинентальных отложений в структуру аккреционного клина происходило при перемещении океанической плиты в западном направлении относительно края континента, что установлено по кинематике ранних асимметричных складок.

ВВЕДЕНИЕ

Представления о структуре, стратиграфии и эволюции кремнисто-терригенных комплексов Дальнего Востока России значительно изменились в последнее десятилетие под непосредственным влиянием концепции тектоники литосферных плит и актуалистических моделей строения и развития аккреционных призм. Немалую роль в этом сыграло использование микрофауны (радиолярий и конодонтов) для датировки различных литостратиграфических элементов этих комплексов, поскольку начали датироваться ранее «немые» отложения и толщи, возраст которых ошибочно определялся по макрофауне в инородных более древних включениях. Установлены последовательности напластования более молодого возраста, нижние части которых сложены пелагическими и гемипелагическими отложениями океана, а верхние - кластическими отложениями конвергентных границ [например, 1, 5,

9, 10, 16]. Многократное повторение таких последовательностей или их фрагментов в структуре комплексов трактуется как результат тектонического совмещения пластин в процессе субдукции океанической плиты.

Интерпретация стратиграфической летописи и общее сходство со структурой современных и хорошо изученных ископаемых аккреционных призм являются общепринятым обоснованием формирования мезозойских кремнисто-терригенных комплексов в зоне субдукции. Специальные исследования деформационной структуры и кинематической истории скорее являются исключением [7, 8], но даже их результаты не позволяют судить о кинематике наиболее ранних деформаций по причине сильных последующих структурных трансформаций комплексов. Это и не дает возможности связать напрямую дислокационную кинематику с кинематикой субдукции, хотя имеются редкие примеры подобных исследований [14].

Рис.1. А - Положение района исследований. Б - Генерализованная геологическая схема и расположение лент 1 - 7 маршрутной карты. В - Маршрутная геологическая карта кремнисто-терригенного комплекса хр.Хехцир, обнаженного вдоль берега р.Уссури.

1- базальты; 2-3- кремни; 2- ленточные, 3- массивные окварцованные; 4-5- кремнистые алевропелиты; 4- красно-бурые, 5- оливково-серые; 6- переслаивающиеся песчаники и алевропелиты (турбидиты); 7 - мощные слои песчаников, 8-9- туфы; 8- мощные слои, 9- тонкие редкие слои; 10-11- галечные алевропелиты; 10- первого типа, 11 - второго типа; 12-14- участки интенсивно разлинзованных отложений: 12- оливково-серых алевропелитов, 13- алевролитов, 14- турбидитов; 15-18- контактовые меланжи; 15-16- с матриком из хлоритизированного базальта и крупными линзовидными включениями: 15- песчаников и кремней. 16- галечных алевропелитов; 17- с крупными линзами кремней в матрике из оливково-серых алевропелитов; 18- с крупными линзами песчаников и кремней в матрике из тонкослоистых турбидитов; 19- карбонатно-марганцевые конкреции и их горизонты; 20-23-обозначения для рис.1Б: 20- кремни. 21- кластические отложения, 22 - контактовые меланжи и зоны интенсивного расслаивания и разлинзования пород; 23 -маломощные зоны милонитизации и разлинзования в пластинах кремней; 24 - зоны частых срывов в галечных алевропелитах; 25-27- тектонические контакты: 25- надвиги, 26- сдвиги, 28- вертикальные разломы с неустановленной кинематикой; 28-30- ориентировка: слонности (нормальное и опрокинутое залегания). 29- сланцеватости (в том числе - послонной). 30 - шарниров (шарниров и осевых поверхностей) крупных складок; 31-32- субдукционные комплексы (на рис 1А): 31- Хабаровский. 32-Хехцирский.

Хорошо обнаженная часть кремнисто-терригенного комплекса хр. Хехцир отличается достаточно простым и регулярным строением, что пригодно для расшифровки деталей строения и эволюции.

В задачи этого исследования входило:

- получить представления об общей структуре комплекса;
- реконструировать его стратиграфическую летопись;
- восстановить кинематику наиболее ранних дислокаций и попытаться увязать ее с кинематикой субдукции.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Кремнисто-терригенный комплекс хр. Хехцир расположен (рис. 1А) в нескольких десятках километров южнее Хабаровского комплекса сходного состава и строения [9, 11]. Оба комплекса рассматриваются в составе Горинской [6] структурно-формационной зоны Сихоте-Алинской складчато-надвиговой системы или же совместно с аналогичными толщами хр. Вандан объединяются в Хабаровский комплекс [9]. Автор предпочитает рассматривать Хабаровский и Хехцирский комплексы как юго-восточную (предположительно, наиболее молодую) часть Баджальского террейна аккреционной призмы.

Прежде полифациальные отложения комплекса, распространенные на северном склоне хр. Большой Хехцир и на хр. Малый Хехцир, картировались как палеозойские толщи, перекрытые мезозойскими [4], а позднее были выделены в краснореченскую свиту поздне триасово-юрского возраста [2], перекрытую терригенными отложениями юры [2] или мела [6]. Но в связи с тем, что считавшиеся карбоново-пермскими [2] отложения Хабаровского комплекса после нахождения в них радиолярий оказались значительно более молодыми: раннетриасовыми-раннеюрскими [1], а также ранне-среднеюрскими и позднеюрско-раннемеловыми [9, 11], возраст отложений хр. Хехцир требует уточнения. Сведений о структуре комплекса практически не имеется.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Объектом исследования были выбраны обнажения комплекса в береговых обрывах правого берега р. Уссури, протягивающиеся практически непрерывно на расстоянии 2,2 км вдоль границы Россия-Китай (рис. 1Б, В). Уникальный для Дальнего Востока характер обнаженности (вертикальные и горизонтальные поверхности) позволяет во многих случаях наблюдать геологическую структуру в трех измерениях.

Для получения представлений об общей структуре комплекса и распределении литостратиграфических элементов детальным картированием

составлена маршрутная карта в масштабе 1:1000, уменьшения и генерализованная копия которой показана на рис. 1В. Изучены структурные особенности комплекса: ориентировка тектонических контактов относительно слоистой структуры, характер и степень разлинзования и рассланцевания пород. В целях восстановления кинематики формирования комплекса фиксировались морфология мелких складок и ориентировка их кинематических осей.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ СУБДУКЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ХР.ХЕХЦИР

Общая структура

Структура кремнисто-терригенного комплекса в целом характеризуется чередованием крутозалегающих тел небольшой (10-100 м) мощности, сложенных ленточными и слоистыми кремнями, кремнистыми алевропелитами, обломочными породами и в меньшем количестве базальтами (рис. 1В). В большинстве случаев контактами этих тел являются крутопадающие поверхности срывов, вдоль которых развито интенсивное разлинзование, рассланцевание, а иногда и милонитизация пород. Эти тектонические контакты ориентированы практически полойно, что позволяет диагностировать их как крутые надвиги, тела - как тектонические пластины и чежуи, а общую структуру комплекса - как чешуйчато-надвиговую.

Пластины кремней, за исключением их приконтактных частей, отличаются ненарушенной слоистой структурой, тогда как разделяющие их поля терригенных пород пронизаны зонами интенсивного разлинзования и рассланцевания, что придает структуре пачек линзовидный характер. При этом у контактов с телами кремней отмечаются зоны контактовых меланжей, где в сильно рассланцованном алевропелитовом матриксе расположены мелкие линзы кремней. Степень нарушения слоистой структуры кремнистых алевропелитов крайне изменчива.

Северо-восточное простирание пластин в этой местности совпадает с региональным. Пакет пластин смят в крупную асимметричную синформу с более пологим северо-западным крылом и сложно устроенной центриклиналью (рис. 1В, рис. 3). Кроме того, в пределах отдельных пластин локализованы мелкие складки различной морфологии. В пластинах кремней особенно многочисленны асимметричные интрафолиальные складки (рис. 2).

Литостратиграфические элементы и их последовательность

В составе комплекса выделены следующие литостратиграфические элементы:

- 1) базальты;

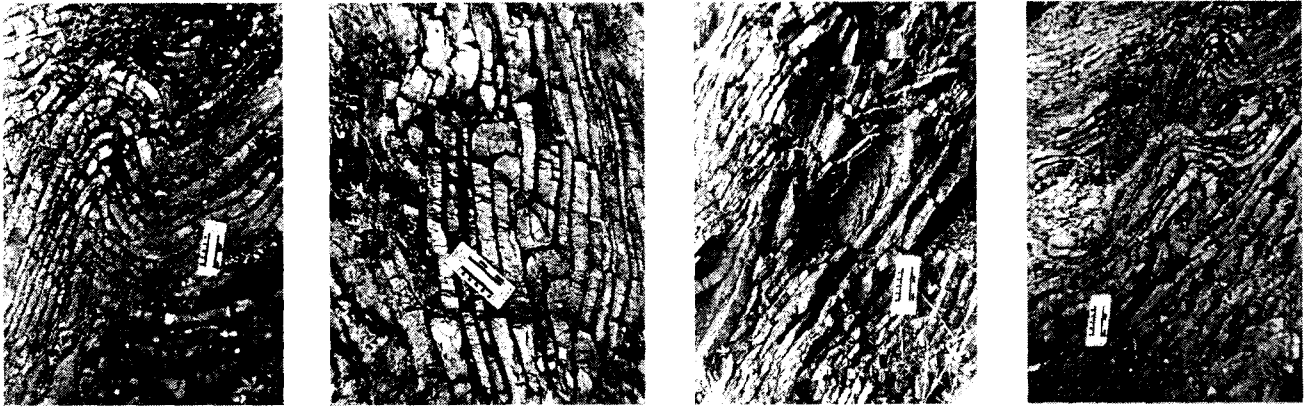


Рис.2. Морфология асимметричных Z-образных складок (взгляд с запада, левая шкала в сантиметрах).

- 2) кремни;
- 3) кремнистые алевропелиты:
 - 3а) красно-бурые,
 - 3б) оливково-серые;
- 4) обломочные отложения:
 - 4а) слоистые пачки (чередующихся песчаников и алевропелитов, а также алевропелитов и алевролитов);
 - 4б) галечные алевропелиты двух типов.

1. Базальты встречаются в виде маломощных (3-5 м) линз среди рассланцованных терригенных пород, хлоритизированы и затронуты интенсивным рассланцеванием, редко наблюдаются реликты подушечной отдельности и миндалекаменной структуры. Как курьезную особенность стоит отметить наличие небольших линз меланжей, в которых тектоническим матриксом является сильно хлоритизированный и рассланцованный базальт, а включениями - достаточно крупные линзы галечных алевропелитов.

2. Кремни слагают пластины мощностью 5-100 м и представлены типичными для Дальнего Востока [1,4,5], Корякского нагорья [1], Сахалина [1,3] и Японии [7] ленточными разностями - регулярно чередующимися слоями кремней (1-10 см) и кремнистых аргиллитов меньшей (0,5-2 см) мощности. Окраска кремней зеленовато-серая, серая и красно-коричневая, в крупных пластинах отмечается ее неоднократное изменение, что отчасти обусловлено повторением разреза за счет тектонического совмещения и складчатости. Реальную мощность оценить сложно, но она не менее нескольких десятков метров. Кремни содержат различное количество скелетов радиолярий, достигающее 50% объема породы, что указывает на их биогенную природу.

3. Кремнистые алевропелиты представлены типичными разностями: *красно-бурыми* и *оливково-серыми*.

3а. Красно-бурые кремнистые алевропелиты слагают небольшие тектонические линзы среди оливково-серых кремнистых алевропелитов, реже образуют более крупные выходы, мощность их не превышает 10-15 м. В них иногда заметна неявная слоистость (3-8 см) за счет разного соотношения глинистой и алевритовой компонент. Содержание остатков радиолярий, как правило, невелико, но может достигать 30% объема породы.

Эти кремнистые алевропелиты связаны постепенными переходами с красными ленточными кремнями через пачку красных глинистых кремней, что наблюдается в самой северной части изученного участка (см.рис.1В - 7).

3б. Оливково-серые кремнистые алевропелиты присутствуют в значительном объеме, что придает яркое своеобразие кремнисто-терригенному комплексу этой местности; мощность отдельных пачек достигает 70 м. В них также проявлена слоистость за счет различного соотношения глинистой и алевритовой компонент. Ископаемые радиолярии присутствуют в незначительном количестве. Породы содержат рассеянный пепловый материал и тонкий углистый детрит. На нескольких уровнях разреза присутствуют карбонатно-марганцевые конкреции. Некоторые пачки характеризуются более темной окраской и вмещают слои туфов и туффитов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Наиболее мощный пласт туфа (около 5 м), состоящий из нескольких слоев турбидитовой природы (тефротурбидиты), залегает в кровле одной из них (рис.1В-3) и перекрывается темно-серыми алевролитами с маломощными туфами. Градационная отсортированность в слоях туфов указывает на направленные наращивания разреза и более высокую стратиграфическую позицию алевролитов. Таким образом, оливково-серые кремнистые алевропелиты с туфами непосредственно подстилают терригенные отложения. С другой стороны, в самой южной части обна-

жений (рис. 1В-1) оливково-серые кремнистые алевропелиты (около 5 м) имеют ненарушенный стратиграфический контакт с пачкой (около 5 м) переслаивающихся (0,2-0,3 м) оливково-серых и красно-бурых кремнистых алевропелитов. Это указывает на наличие постепенного перехода между двумя разными кремнистыми алевропелитами. Очевидно, красно-бурые кремнистые алевропелиты занимают более низкую стратиграфическую позицию и при этом подстилаются ленточными кремнями.

4. Обломочные отложения.

4а. Слоистые пачки небольшой (до 20 м) мощности сложены неравномерно переслаивающимися песчаниками и алевропелитами, при этом более грубые слои песчаников (до 3 м) и их небольшие группы разделяются пакетами ритмично чередующихся (5 - 40 см) песчаников и алевролитов. Первичный облик отложений, как правило, сильно изменен: мощные слои разобщены на отдельные линзы, расположенные среди разлинзованных и рассланцованных тонкослоистых отложений. Для песчаников характерна градиционная отсортированность и редко сохранившиеся фрагменты последовательности текстур Боума, что указывает на их турбидитовую природу. Маломощные (1-5 см) слои мелкозернистых песчаников характеризуются тонкой ламинацией и интерпретируются как отложения донных течений.

Пачки чередующихся алевролитов и алевропелитов встречаются в меньшем количестве и практически везде рассланцованы.

4б. Галечные алевропелиты двух типов различаются размером и составом включений и характером матрикса. Первые содержат изометричные включения песчаников (реже - кремней и кремнистых алевропелитов) размером 1-10 см, рассеянные в темно-сером песчано-алевроитово-глинистом матриксе; концентрация обломков изменяется в пределах 20-50 % общего объема; мощность отдельных тел достигает 30 м, а группы близко расположенных тел - 100 м. Вторые содержат изометричные включения туффитов (туфов), реже - оливково-серых кремнистых алевропелитов меньшего (0,2-1 см) размера, расположенные в более тонком и однородном алевропелитовом матриксе темно-серого цвета со слабым зеленым оттенком. Большая часть включений обладает неотчетливыми «размытыми» очертаниями.

Исходя из локализации тел, состава матрикса и включений предполагается залегание галечных алевропелитов второго типа в основании кластических отложений, а первого типа - выше, на разных уровнях.

Отмеченные взаимоотношения между различными литостратиграфическими элементами позволя-

ют выстроить изначальную последовательность напластования:

1. ленточные кремни до 100 м
2. красно-бурые кремнистые алевропелиты менее 10 м
3. оливково-серые кремнистые алевропелиты не более 100 м
4. кластические отложения (с суммарной мощностью фрагментов далеко не полного разреза) менее 100 м

Базальты, не имеющие стратиграфических взаимоотношений с другими элементами разреза, с некоторой долей условности помещаются в основание кремнистой толщи.

Аналогичная последовательность напластования характерна как для расположенного поблизости Хабаровского комплекса, где стратиграфическая позиция различных ее членов доказана датировками по радиоляриям [9, 11], так и для аналогичных комплексов Дальнего Востока [1, 10], Сахалина [3] и Японии [12, 14]. Реконструированная последовательность отличается от разреза выделявшейся ранее краснореченской свиты гораздо меньшей мощностью, отсутствием неоднократного повторения сходных пачек (трактуемого здесь как результат тектонического совмещения) и ярко выраженной асимметрией строения, зафиксированной в направленном изменении литологического состава. Очевидно, сохранение краснореченской свиты как стратиграфического подразделения утрачивает смысл, так как за реальную последовательность принимался пакет тектонических пластин. В данном случае для всей совокупности пород лучше использовать наименование Хещирский комплекс до установления его возрастных соотношений с близрасположенным Хабаровским комплексом сходного строения.

Подобные *последовательности: кремни - кластика* с направленным изменением литологического состава вверх по разрезу отражают последовательную смену обстановок седиментации от центральной области океана до конвергентной границы [12]. Кремни и их современные аналоги, кремнистые илы, являются пелагическими отложениями и индикаторами обстановки открытого океана, значительно удаленной от континентальных и островодужных масс [15]. Красно-бурые кремнистые алевропелиты, аналоги современных красно-бурых пелагических глин, отражают обстановку глубоководных океанических котловин, удаленных от срединно-океанических хребтов в более периферийную часть океана [15]. Оливково-серые кремнистые алевропелиты обладают общим сходством с современными оливково-серыми гемипелагическими илами, аккумулирующимися в удаленных частях континентальных подножий [15], а на конвергентных границах плит - в пре-

делах океанических валов [13]. Терригенные отложения турбидитовых потоков и донных течений в данном случае являются индикаторами обстановок внутреннего склона и осевой части глубоководного желоба. Таким образом, и в реконструированном разрезе запечатлена последовательная смена обстановок седиментации от пелагиали океана до конвергентной границы. Это интерпретируется как постепенное приближение к краю континента области осадконакопления на мезозойской океанической плите.

Асимметричные складки как индикаторы субдукционной кинематики

Пликативные дислокации комплекса представлены совокупностью разномасштабных складок различных типов, при этом одни складки локализованы в пределах маломощной группы слоев ленточных кремней, другие сминают части пластин, а крупная асимметричная синформа со сложно устроенной центриклиналью деформирует практически весь пакет пластин, обнаженный на изученном участке. В самой северной части на эту синформу надвинут следующий пакет пластин (рис.3, рис.4). Для восстановления кинематической истории Хехцирского комплекса необходимо установить пространственные соотношения и последовательность формирования различных складок.

По морфологии и ориентировке кинематических осей различаются следующие типы мелких складок, которые трактуются как одновременные генерации:

А) асимметричные Z-образные (при взгляде с юго-запада) различной морфологии (рис.2), с длиной смыкающего крыла 0,2 - 1 м (редко - более), локализованные в пределах небольших групп слоев в пластинах кремней на различных уровнях относительно подошвы;

В) близкие к симметричным, открытые (угол крыльев - 130-150°), с субгоризонтальными осевыми поверхностями и шарнирами, с длиной волны в несколько метров, с которыми связано изменение направлений падения на противоположные без изменения полярности, кровля-подошва, проявленные спорадически в различных участках, преимущественно в пластинах кремней;

С) близкие к симметричным, открытые (угол крыльев - 110-160°), с субвертикальными осевыми поверхностями и крутопадающими шарнирами, с длиной волны от 0,5 м до нескольких метров (реже - до нескольких десятков метров), дающие в плане

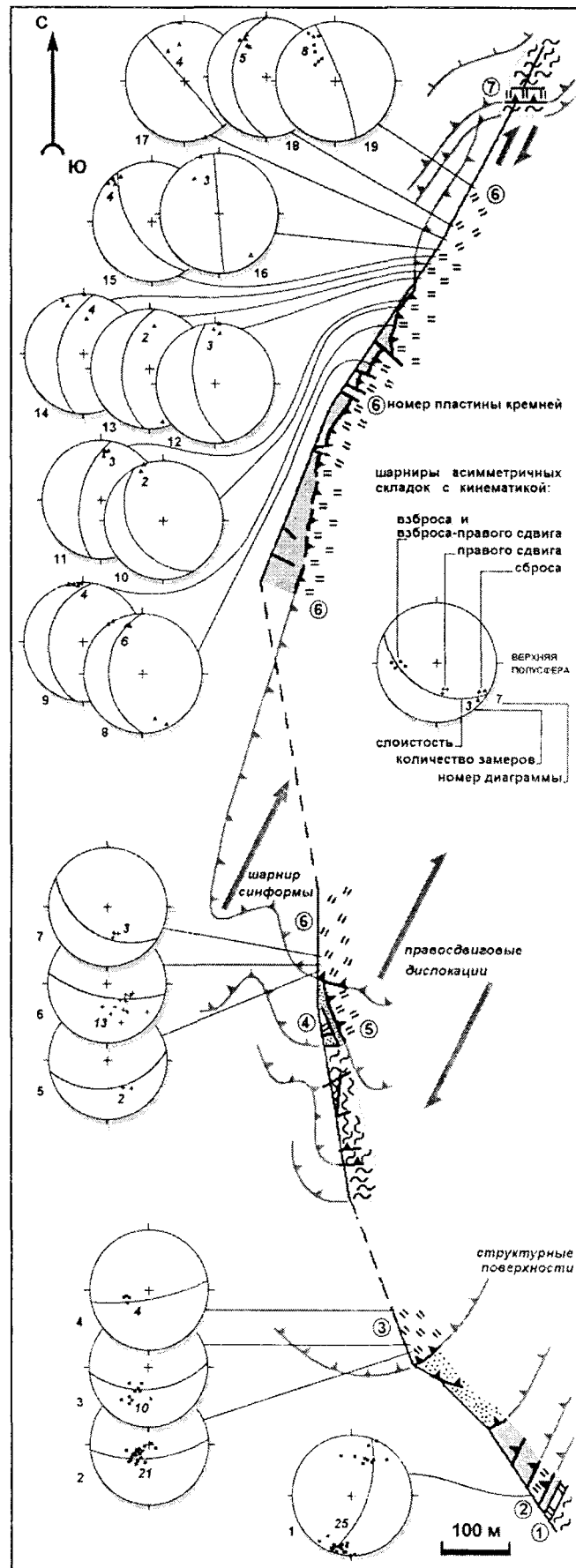


Рис.3. Структурная схема изученной части Хехцирского комплекса и ориентировка шарниров асимметричных складок на стереограммах Вульфа.

зигзагообразные и плавные изгибы в кремнях и кремнистых алевропелитах.

Асимметричные складки определяются как наиболее ранние, поскольку они смяты складками двух остальных генераций, последовательность формирования которых сложно установить в обнажениях даже в местах их наложения из-за ориентировки структурных элементов относительно поверхностей обнажений и морфологических особенностей складок (большой величины угла крыльев).

Для дальнейших реконструкций важно понять пространственные и временные соотношения мелких складок и крупной синформы. В крыльях и центриклинали синформы устанавливается, что осевые поверхности складок *A*, *B* и *C* и шарниры складок *A* закономерно меняют свою ориентировку, что свидетельствует о более позднем формировании синформы. Наиболее показательное поведение складок *A*: при неизменной симметрии (*Z*-рисунок при взгляде с

взброса (взброса-правого сдвига) в южном крыле синформы (рис.3, диаграммы 1 - 4; рис.4А - складки 1 и 2) на кинематику правого сдвига в центриклинали (рис.3, диаграммы 5 - 7; рис.4А - складки 3) и далее на кинематику сброса в северном крыле (рис.3, диаграммы 8 - 18; рис.4А - складки 4), в опрокинутой части которого кинематика преобразуется во взбросовую с левосдвиговой компонентой (рис.3, диаграмма 19; рис.4А - складки 5). Это свидетельствует о том, что мелкие складки не являются складками волочения на крыльях синформы, и что ранее существовавший рой *A* деформирован впоследствии. С учетом того, что нормальная для Хехцирского комплекса вергентность надвигов наблюдается в южном крыле синформы, устанавливается деформация пакета пластин с ранее сформированными асимметричными складками, характеризующимися кинематикой взброса (с правосдвиговой компонентой в отдельных пластинах). Поскольку эти складки указы-

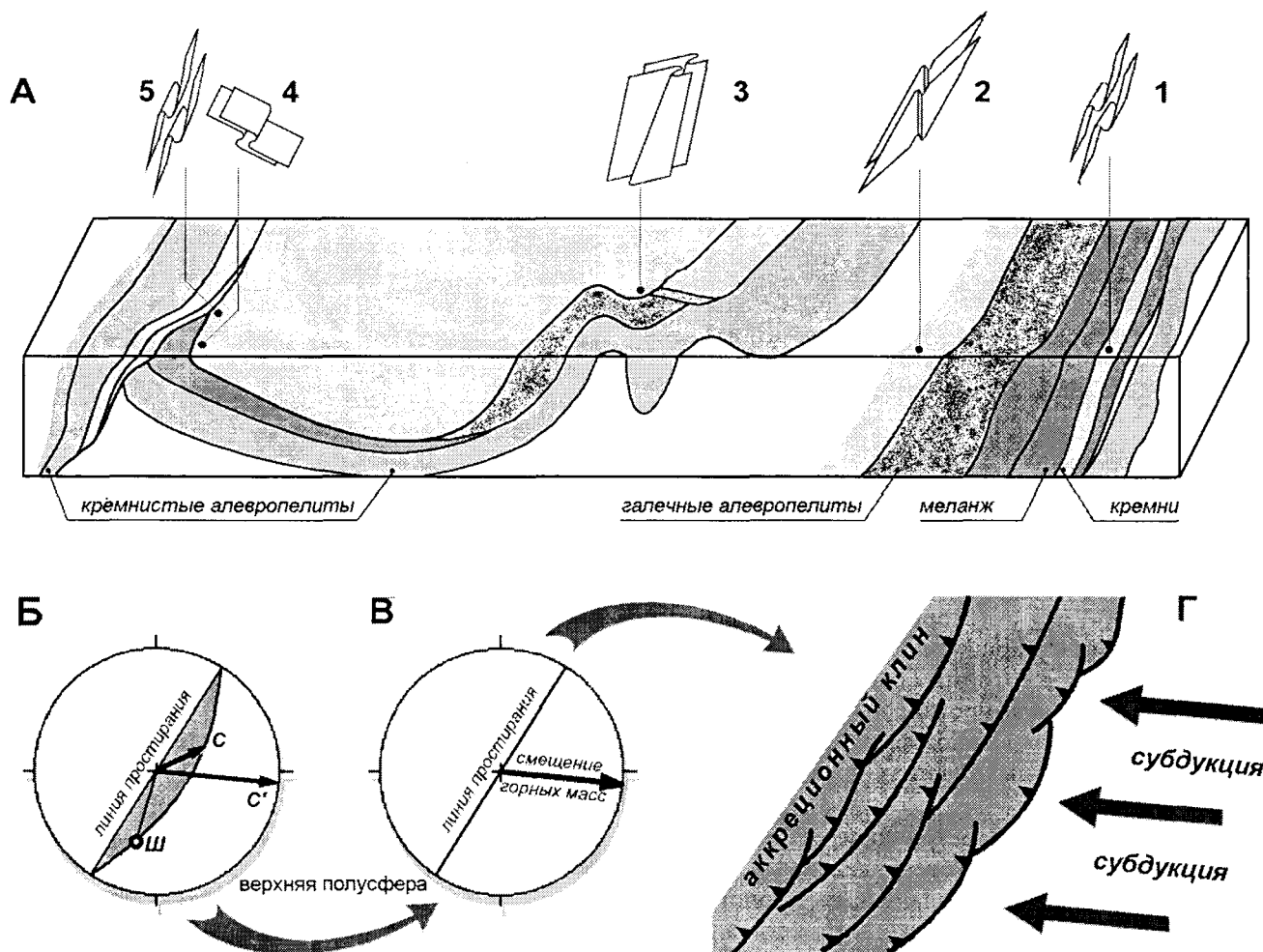


Рис.4. А - Объемное изображение структуры Хехцирского комплекса и асимметричных складок в различных его частях; Б - осредненное положение структурных и кинематических элементов в пластинах юго-восточного крыла синформы: Ш - шарниров, С - направления смещения, С' - направления смещения, после вращения плоскости сместителей до горизонтального положения; В - реконструированное направление смещения горных масс; Г - реконструированное направление субдукции относительно края континента.

вают на послонные срывы, то наиболее ранние перемещения горных масс характеризуются кинематикой надвига (с праводвиговой компонентой). Здесь предполагается, что именно этими движениями и была создана чешуйчато-надвиговая структура Хещирского комплекса.

Достаточно простой стиль строения комплекса и совпадение простирания структуры с региональным дают возможность использовать полученные направления ранних перемещений для восстановления направления субдукции. На осредненной поверхности сместителей осредненному положению шарниров Ш ставится в соответствие осредненное направление срывов С (рис.4Б); затем вращением вокруг линии простирания все элементы приводятся в горизонтальное положение, при этом вектор перемещения занимает позицию С', которое отвечает направлению смещения масс во фронте аккреционной призмы (рис.4В). Встречное направление и есть относительное направление субдукции (рис. 4Г), то есть океаническая плита в момент формирования этой части призмы смещалась относительно края континента в западном направлении с незначительной северной составляющей.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенное исследование позволило реконструировать историю формирования кремнисто-терригенного комплекса хр. Хещир, являющегося самой юго-восточной частью Баджальской аккреционной призмы. В его стратиграфической летописи зарегистрирована смена обстановок седиментации от океанической пелагиали до конвергентной границы, что отражает последовательное приближение участка океанической плиты к зоне субдукции. По асимметричным складкам в пластинах кремней установлено движение океанической плиты в западном (с незначительной северной компонентой) направлении относительно края континента в момент формирования этой части аккреционной призмы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Я крайне признателен сотрудникам Большехещирского государственного природного заповедника и командованию погранзаставы Чирки за оказанное содействие в проведении исследования.

The research described in this publication was made possible in part by Grant RKI300 from the International Science Foundation and Russian Government.

Конструктивная критика и поддержка, полученные от рецензентов Л.И.Попеко и Л.М.Парфенова, позволили избежать серьезных просчетов в изложении материала, за что автор сердечно благодарен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи востока СССР. М.: Наука. 125 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып 469)
2. Геология СССР., Т. XIX, Хабаровский край и Амурская область, Часть I. Геологическое описание. М., 1966. 736 с.
3. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. N 6. С. 1443 -1445.
4. Леонтович А.А., Принада В.Д., Пэк А.В. Отчет о геологических исследованиях в Хабаровском районе в 1930 г. Труды Всесоюзного Геолого-разведочного объединения Н.К.Т.П. СССР. М.-Л., 1932. 34 с.
5. Маркевич П.В., Зябрев С.В. Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь)// Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 2. С. 70-98
6. Мартынюк М.В. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области (1:2500000). Объяснительная записка. С.Пб.: ВСЕГЕИ, 1991. 50 с.
7. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы//Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49-64.
8. Натальин Б.А., Алексеев С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. Препринт. Владивосток, ДВО РАН, 1989. 57 с.
9. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р.Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск, 1989. 47 с.
10. Ханчук А.И. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995, 66 с.
11. Kojima S., Wakita K., et al. Mesozoic Radiolarians from the Khabarovsk Complex, Eastern USSR: Their Significance in Relation to the Mino Terrane, Central Japan// J. Geol. Soc. Japan. 1991. V.97, No 7. P. 549-551.
12. Matsuoka A. and Yao A. Southern Chichibu Terrane. In: Pre-Cretaceous Terranes of Japan (ed. by Ichikawa et al.), Publication of IGSP Proj.224, Osaka, 1990. P.203-216.
13. Moore J.C., Watkins J.S., McMillen K.J. et al. Facies belt of the Middle America trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP // Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins; Geol. Soc. Pub, N 10. 1984. P. 77 - 94.
14. Otsuka T. Mesoscopic folds of chert in Triassic-Jurassic chert-clastics sequence in the Mino terrane, Central Japan// J. Geol. Soc. Japan. 1989. V.95, No 2. P.97-111.
15. Reineck H.-E., Singh I.B. Depositional sedimentary environments (with special reference to terrigenous clastics). 2nd ed.- Springer-Verlag. Berlin - Heidelberg - New-York, 1980. 542 p.
16. Zяabrev S.V. Cretaceous Radiolarian Fauna from the Kiselyovsky Subterrane, the Youngest Accretionary Complex of the Russian Continental Far East: Paleotectonic and Paleogeographic Implications//The Island Arc 1996. V.5. N 2. P.140-155.

S.V. Zyabrev

A stratigraphic record of the cherty-terrigenous complex in the Khekhtsyur range, and kinematics of asymmetric folds – indicators of subduction accretion

The research addresses the restoring of evolution of a subduction complex in the Khekhtsyur Range near the city of Khabarovsk (Russian Far East). A prominent feature of this south-easternmost part of the Badzhal accretionary wedge terrane is slab imbrication and folding. Stratigraphic record documented an oceanic plate travelling from a remote ocean to a convergent margin. Oceanic and continental margin deposits were incorporated into the accretionary wedge during the westward subduction, according to kinematics of the earliest mesoscopic asymmetric folds.

МАГМАТИЗМ И ГЕОХИМИЯ

*Памяти Николая Владимировича Котова-
талантливого исследователя базальтов*

УДК 552.313/ 321.333(265.5)

**АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ
ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА**

И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Рассматриваются особенности петрографии, петрохимии и геохимии ассоциаций субщелочных и щелочных базальтов и титанистых толеитов островных цепей Тихого океана - Гавайской, Южной (Австралийской), Общества, Самоа, связанных с внутриплитным магматизмом кайнозойского возраста. При общем преобладании пород с натриевым типом щелочности и умеренно высокими содержаниями титана (гавайский тип) выявлены ассоциации калиевого типа щелочности (провинции Маркизская, Кросс-Лайн, Самоанская) и толеит-щелочно-базальтовые ассоциации с ультравысокими содержаниями титана (самоанский тип). Эти петрохимические особенности позволяют наметить новые механизмы мантийного метасоматоза и влияние состава исходных субстратов при формировании различных толеит-щелочно-базальтовых ассоциаций.

Ассоциации субщелочных и щелочных базальтов характерны для многих островных цепей Тихого океана, связанных с внутриплитным магматизмом, - Гавайской, Южной (Австралийской), Общества, Маркизской, Лайн, Самоанской и Каролинской. При общем преобладании пород с натриевым типом щелочности и умеренно высокими содержаниями титана (гавайский тип) щелочные комплексы калиевого типа проявлены на островах Кросс-Лайн, Маркизских и Самоа в ассоциации с толеит-щелочно-базальтовыми комплексами, характеризующимися ультравысокими содержаниями титана (самоанский тип). Эти петрохимические особенности позволяют наметить новые механизмы влияния состава исходных субстратов и мантийного метасоматоза на формирование различных щелочно-базальтовых ассоциаций.

Обширные работы по бурению и драгированию дна Тихого океана, проведенные в последние годы, показали, что, вопреки первоначальным представлениям, толеитовый вулканизм этого сегмента Земли достаточно разнообразен в геохимическом отношении [8], однако и сами толеиты не всегда абсолютно преобладают и часто находятся в более или менее тесной ассоциации с субщелочными и щелочными базальтами. Анализируя опубликованные и наши оригинальные материалы по Тихому океану [16], мы считаем возможным выде-

лить 4 главных типа ассоциаций субщелочных и щелочных базальтов, связанных с определенными геодинамическими обстановками: (1) Гавайский, (2) Срединно-Тихоокеанский (Мид-Пацифик), (3) Полинезийский, (4) Самоанский (рис.1).

Поскольку описание указанных ассоциаций пород перечисленных структур неоднократно приведено в литературе, ниже мы, сокращая объем статьи, отметим лишь самые главные их особенности, дающие представление о геодинамическом режиме их образования. Химический состав пород, опубликованный для перечисленных провинций [16], в статье не приводится, за исключением усредненных данных по Самоанской провинции (табл.) (первичные химические анализы опубликованы в [16]). Для этой провинции приведено более подробное петрографическое описание по материалам драгирования, предоставленным авторам С.В. Высоцким (16-й рейс нис "Каллисто"), поскольку эти материалы являются основой для предлагаемой концепции источника титана и щелочей щелочных базальтов.

1. АССОЦИАЦИЯ ГАВАЙСКОГО ТИПА

Ассоциация Гавайского типа, наиболее хорошо изученная и детально описанная на примере вулканов Гавайского хребта [35, 36, 46], довольно широко распространена и в ранних работах вооб-

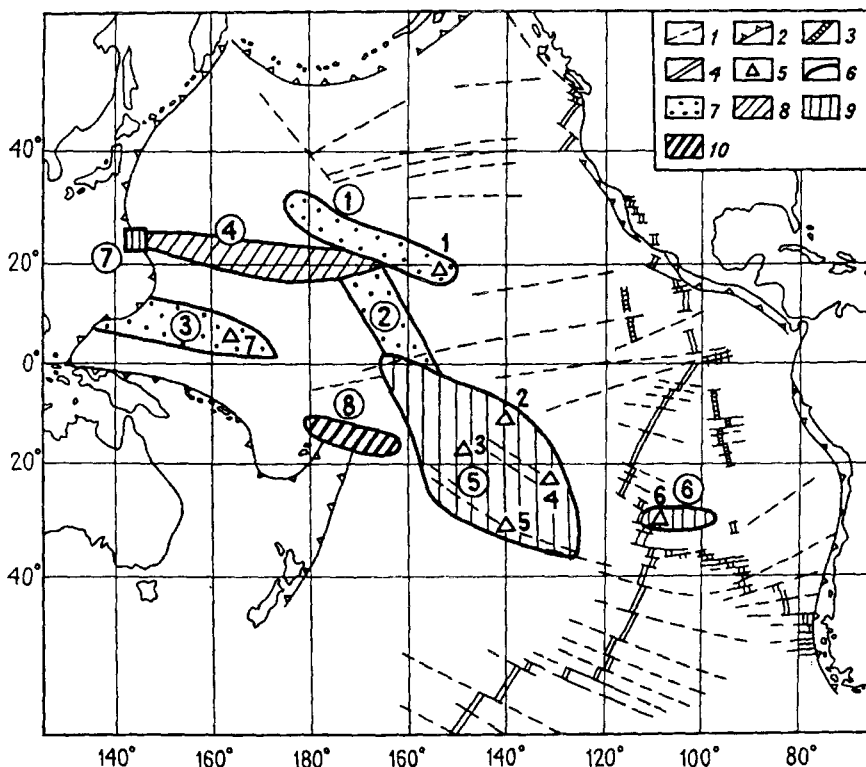


Рис.1. Схема размещения щелочных и субщелочных базальтоидов в Тихом океане

1-главные трансформные разломы; 2-глубоководные желоба; 3,4-рифтовые структуры: 3-миоценовые, 4-плиоцен-плейстоценовые; 5-горячие точки (цифры на схеме рядом с треугольниками: 1-Гавайская, 2-Южные Маркизы, 3-Таити, 4-Питкерт, 5-Макдональд, 6-Пасхи, 7-Кусае); 6-границы полей базальтоидов (цифры на схеме в кружках: 1-Гавайское, 2-Лайн, 3-Каролинское, 4-Срединно-Тихоокеанское, 5-Полинезийское, 6-Пасхи, 7-Кадзан, 8-Самоа); Главные ассоциации щелочных и субщелочных базальтоидов: 7-щелочные базальты и дифференцированные щелочные субщелочные серии; 8-анкарарит-трахибазальтовая; 9-щелочные базальтоиды; 10-ультратитанистые щелочные и субщелочные базальты, толеиты.

ще принималась как эталон вулканизма океанских островных архипелагов. Типичная ассоциация Гавайского типа описана в хребте Лайн и на Каролинских островах, отдельные проявления ее известны также в пределах Срединно-Тихоокеанского пояса (банка Рамапо и др.). Изучение характера вулканизма Гавайского архипелага показало изменение состава пород с развитием и старением вулканов. Со времен работ Дж. Макдональда [35, 36] в процессе формирования вулканов принято выделять 4. стадии: (1) образование щитовой вулканической постройки в результате излияния жидких толеитовых лав; (2) заполнение кальдеры излияниями как толеитовых, так и субщелочных базальтовых лав, сопровождающимися большим количеством газовых эманаций; (3) посткальдерная стадия, во время которой на вершине щитовой постройки формировалась лавовая шапка, состоящая из пород дифференцированной субщелочной ассоциации; (4) постэрозионная стадия, представленная преимущественно щелочными нефелиновыми базальтами.

Гавайская толеитовая серия состоит из толеитов, оливиновых толеитов, пикробазальтов, океанитов и небольшого количества риодацитов. Щелочные серии представлены щелочными и субщелочными оливиновыми базальтами, анкараритами, гавайитами, муджиеритами, бенморентами, трахитами, фонолитами; для постэрозионной ста-

дии характерны базальтоиды с обильными фельдшпатоидами - базаниты, нефелиниты, мелилитовые нефелиниты.

Анкарариты (пикробазальты субщелочной серии), отличаются от толеитовых пикробазальтов (океанитов) наличием вкрапленников титанавгита, присутствующих в равных количествах с оливином и в сумме слагающих от 20 до 50% объема пород. Основная масса образована кислым плагиоклазом, субкальциевым авгитом, оливином, титаномagnetитом и аксессуарными биотитом, апатитом и рибекитом. По мере сокращения количества мафических вкрапленников анкарариты переходят в субщелочные оливиновые базальты, где оливин образует микрофенокристаллы в основной массе, сложенной авгитом, плагиоклазом и титаномagnetитом. В гавайитах оливин (Fo_{44-56}) встречается как в виде вкрапленников, так и в стекловатом базисе вместе с андезитом, внешние зоны которого сложены анортотклазом, авгитом, титаномagnetитом, ильменитом. В муджиеритах и бенморентах в виде редких вкрапленников наряду с оливином и олигоклазом появляются керсутит и рибекит. В основной массе присутствует олигоклаз, клинопироксен, оливин, титаномagnetит, ильменит, апатит, биотит и керсутит. Трахиты содержат редкие вкрапленники оливина, кислого плагиоклаза, роговой обманки, биотита, распределенные в стекловатом базисе с зернами альбита, калиевого полевого

шпата, клинопироксена, магнетита, апатита, роговой обманки, биотита.

Породы щелочной серии, описанные на о-ве Оаху как вулканическая серия Гонолулу, слагают мелкие взрывные кратеры и трубки взрыва с многочисленными ксенолитами мантийных пород, или лавовые потоки. Наиболее характерная порода серии - мелилитовый тефрит, состоящий из вкрапленников оливина ($Fo_{19,24}$), реже титанавгита и основной массы, сложенной в свою очередь титанавгитом (20-40%), нефелином (30-35%), мелилитом (10-30%), титаномagnetитом и ильменитом (до 10%) и незначительным количеством апатита и стекла. Для мелилита, присутствующего в нефелинитах не только в основной массе, но и в виде вкрапленников, характерны таблитчатые слабозональные кристаллы. Нефелин отмечается повсеместно, но только в основной массе, составляя в нефелинитах до 50% объема породы. Некоторые породы серии содержат зональный плагиоклаз состава лабрадор-битовнит как в виде вкрапленников, так и лейст в основной массе. В основной массе установлены небольшие количества анальцима, гаюина, перовскита, биотита.

Сводка химических анализов пород гавайских вулканов [35], впоследствии дополненная данными по вулканам Императорского хребта [16,31] характеризует гавайские ассоциации как натриевые (толеиты) и калиево-натриевые (субщелочные и щелочные базальты), всегда титанистые, чем они заметно отличаются от базальтов срединно-океанических поднятий. Гавайские толеиты характеризуются высоким содержанием стронция, бария и легких редкоземельных элементов, причем это концентрирование непропорционально повышению содержания калия по сравнению с толеитами MOR. Примечательно распределение редкоземельных элементов (р.з.э.). Оно выражается в общем обогащении толеитов легкими и обеднении тяжелыми элементами, т.е. отвечает породам повышенной щелочности, хотя различия коэффициентов агрегатности гавайских толеитов и толеитов MOR незначительны. Субщелочные и щелочные базальты Гавайских островов отличаются от толеитов значительно более высокими содержаниями стронция, бария, легких р.з.э. и циркония при сравнительно небольшом росте концентрации титана, а также резким снижением содержания хрома при сохранении уровня содержания никеля.

Отношение изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Гавайского архипелага меняется в довольно узком интервале как для толеитов (0.70316-0.7041), так и для щелочных базальтов (0.70290-0.70394) [31]. Пересечение интервалов изменчивости отношения стронциевых изотопов в различных породах

Гавайских островов свидетельствует об едином магматическом источнике толеитовых и щелочных базальтов Гавай.

Обсуждая механизм формирования гавайских дифференцированных вулканов, большинство исследователей связывает его с действием глубинного диапира, привносящего в литосферу островного хребта тепловую энергию и дополнительные несовместимые химические элементы. Ц.Дж.Чен и Ф.Фрей [24] выделяют в формировании Гавайских вулканов 4 этапа, характеризующихся такой последовательностью событий:

(а) Поднимающийся из подастеносферного слоя плюма (диапир) обогащенный несовместимыми элементами субстрата расплавляется в результате декомпрессии. Плюмовый расплав взаимодействует с деплетированным веществом астеносферы, расплавляя его.

(б) Образующийся расплав, смешанный с веществом плюма, поднимается в литосферную магматическую камеру. Изливающиеся из этой камеры на поверхность толеитовые базальты формируют щитовую вулканическую постройку.

(в) Отодвигание вулкана от горячей точки вследствие движения литосферной плиты сопровождается постепенным удалением от источника плюмового материала и тепла, уменьшением степени плавления вещества плюма и вмещающих пород, в результате чего должны выплавляться щелочно-базальтовые расплавы.

(г) Излияния щелочных базальтов формируют шапки на толеитовых щитовых постройках. На новом же месте снова происходит образование промежуточной магматической камеры. Постэрозийные нефелиновые базальты и базаниты, внедряющиеся на последнем этапе извержения, возникают в результате дополнительного подщелачивания щелочных расплавов предыдущей кальдерной стадии остаточным веществом плюма, возможно, путем смешения магм (синтексиса).

Обсуждая описанную модель, необходимо коснуться вопроса о составе субстратов плавящейся части литосферной плиты, прикровельной части астеносферного слоя и самого диапира (плюма), по которому в опубликованной литературе высказываются различные предположения, а нами получены новые факты, позволяющие сформулировать наиболее обоснованную концепцию. Ц.Дж.Чен и Ф.Фрей в своей модели [24] исходят из деплетированного субстрата литосферной плиты и астеносферы, составляющего основу оливин-толеитовой магмы, и обогащенного несовместимыми элементами субстрата плюма, дающего материал для образования субщелочной и щелочной магм. В противоположность

этому Дж. Ф. Уилкинсон и Х.Д.Хенсел [45] связывают происхождение материнских оливиновых толеитов Гавайских островов с селективным плавлением шпинель-лерцолитового субстрата, первично обогащенного такими аксессуориями как керсутитовый амфибол, апатит, титанистый флогопит, что обеспечивает концентрацию в породах легких редкоземельных элементов - главную специфическую черту толеитов гавайского типа, отличающую их от деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов. Следует заметить, что, по данным Т.Л.Райта [47], развитие перечисленных малых и аксессуарных минералов в субстрате мантии связано с наложением на первичный парагенезис метасоматического процесса. В своей ранней работе Т.Л. Райт совместно с Е.Д. Джексоном [32] предложил модель глубинного строения о-ва Оаху, основанную на изучении глубинных ксенолитов в щелочно-базальтовых лавах, в которой образование толеитовых расплавов связывается с селективным плавлением слоя гранатовых лерцолитов на глубине 60-100 км. Позднее Ж.А.Сен [42] опубликовал другой вариант модели строения о-ва Оаху, где образование выплавов оливиновых толеитов относится к слою шпинелевых лерцолитов (30-60 км) а щелочно-базальтовых расплавов (более 60 км) - к слою гранатовых лерцолитов. В то же время, в ряде работ последних лет [23,30] снова поддерживается первоначальная концепция Джексона и Райта о гранатовой фации субстрата толеитовых расплавов.

Поскольку главной петрохимической чертой гавайских толеитов в отличие от толеитов СОХ является повышенное содержание титана при относительно низком содержании натрия и особенно калия, мы при объяснении их генезиса полагаем, что исходным субстратом в данном случае должен служить достаточно примитивный или даже деплетированный в отношении щелочных минералов мантийный перидотит, скорее лерцолит или вебстерит, чем верлит или клинопироксенит, с первично повышенным содержанием ильменита. Такие породы распространены среди глубинных ксенолитов гавайских вулканов. Они широко известны также в кимберлитовых трубках Якутии. По мнению А.И. Пономаренко [1], А.Д. Харькива и И.Н. Говорова [2], эти ксенолиты относятся к одному из наиболее глубинных слоев разреза Якутской провинции - катаклазированным гранатовым лерцолитам козситовой субфации. Исходя из этого, мы пришли к выводу, что в Тихом океане, где толеиты гавайского формационно-геохимического типа имеют широкое распространение, нижние части литосферных плит и астеносферный слой скорее всего сложены ильменит-гранатовыми лерцолитами и вебстерита-

ми, определяющими особенности химизма гавайского типа, отличающие их от толеитов MOR, связанных с плавлением менее глубинного слоя шпинелевых низкотитанистых перидотитов [4].

Вопрос о механизме формирования дифференцированной серии гавайского типа специально рассматривался Д.Н.Грином с соавторами [22] на материалах по Гавайским островам и Восточной Австралии. Авторы пришли к выводу, что расплавы гавайитового, муджиеритового и бенморейтового состава образуются из материнских магм щелочных оливиновых базальтов или базанитов в пределах верхней мантии в результате фракционирования кристаллов керсутитовой роговой обманки, оливина и клинопироксена. При этом удаление керсутита из расплава является ведущим фактором в уменьшении содержания титана и увеличения содержания кремнекислоты в остаточных расплавах.

Другой петрогенетический механизм предполагают С.Р.Спенглер и М.О. Гарсия [43] для образования дифференцированной серии северной части о-ва Гавайи. Основываясь на петрографическом строении послекальдерного комплекса (57% гавайитов, 35% муджиеритов, 8% бенморейтов и трахитов), балансов фракционирования минералов и химических компонентов, авторы рассматривают гавайитовую магму как материнскую (первичную для образования дифференциатов), возникшую за счет особого, обогащенного фосфором и несовместимыми микроэлементами субстрата, из которого в процессе кристаллизационной дифференциации движущихся лавовых потоков фракционировались более кислые расплавы и мафические кумулаты.

Многочисленные геологические наблюдения и приведенный краткий обзор представлений по петрогенезису Гавайских вулканов позволяют считать, что главным фактором геодинамического режима формирования ассоциации этого типа является действие механизма горячей точки [38,45]- направленного перемещения литосферной плиты над глубинным точечным источником, генерирующим восходящие плюмы (диапиры) нагретого и обогащенного несовместимыми элементами мантийного субстрата. Ассоциация гавайского типа имеет незначительное проявление там, где действие механизма горячей точки не находит подтверждения, например, в хребте Лайн, в Императорском хребте и Магеллановых горах [16].

2. АССОЦИАЦИЯ СРЕДИННО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Эта ассоциация, выделенная и изученная в последние годы благодаря изучению металлогении приэкваториальной части Тихого океана советс-

кими и российскими экспедициями [5,16], широко распространена в пределах гор Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер, составляющих древнюю широтную ось Тихоокеанской впадины [7]. Главная масса пород представлена анкарамитам, получившими название автономных в отличие от экзотических анкарамитов Гавайской серии, с которыми в подчиненном количестве ассоциируются океаниты, ферролимбургиты, трахибазальты, тристаниты, фонолиты, щелочные трахиты. Анкарамиты по минеральному (диопсид, керсутит, оливин, плагиоклаз, санидин, магнетит, хромпикотит) и химическому составу (низкие содержания кремнекислоты и глинозема, высокие содержания титана, щелочей, стронция, бария) - типично субщелочные базальтоиды, часто с пикритовым уклоном (повышенные содержания магния, железа, кальция, хрома, никеля). Анкарамитовая группа Срединно-Тихоокеанской ассоциации заметно отличается от Гавайской более высокой основностью, повышенными содержаниями титана и калия (особенно в породах повышенной кислотности). *Особую черту геохимии ассоциации Мид-Пацифик составляет повышенная окололарковая концентрация платиноидов как в анкарамитовой, так и в щелочной группе пород.*

Определение рубидий-стронциевых изохрон ассоциации Мид-Пацифик [5] показало одинаковые величины возраста всех исследованных пород (133 ± 16 млн лет) и начального отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70364 \pm 0,00013$).

Приведенные петрогеохимические и геоструктурные данные позволяют рассматривать Срединно-Тихоокеанский анкарамит-трахибазальтовый пояс как разломную зону мантийного заложения (тектоноген, по терминологии Ф.Кинга), возникшую на начальной стадии формирования мезозойской литосферы Пацифики. *Субстратом для выплавления анкарамитовых и трахибазальтовых лав являлись, вероятно, мощные пластины расслоенных интрузий типа Бушвельского комплекса, погруженные в астеносферу, где происходило взаимодействие ультрамафического и щелочного вещества.*

3. АССОЦИАЦИЯ ПОЛИНЕЗИЙСКОГО ТИПА

Полинезийский свод является наиболее обширным и разнообразным полем развития щелочных пород в Тихом океане. Оно представляет собой широкий и пологий отрог Восточно-Тихоокеанского поднятия, протягивающийся в северо-западном направлении на расстояние более 4000 км. Здесь известно около 200 островов, группирующихся в три широких вала - Туамоту, Общества (Таити), Кука и три отдельных островных цепочки - Маркизских, Тубуаи, Питкерн.

Обобщение многочисленных определений К-Аг возраста пород Полинезийской провинции показало, что ранний этап (30-15 млн лет) происходил одновременно с формированием прилегающей части Восточно-Тихоокеанского поднятия и выражался, как и там, образованием линейных рифтовых структур. Аналогичный характер имели и продукты вулканизма, представленные преимущественно толеитами. Далее направление развития этих смежных структур приобрело резко различный характер. Если в Восточно-Тихоокеанском поднятии продолжалась прерывистая миграция зоны спрединга к востоку, то в Полинезийском поднятии вулканизм приобрел четко выраженный центральный тип извержений, связанный с деятельностью системы 4-х горячих точек (Маркизская, Таити, Питкерн, Макдональд) и движением Тихоокеанской плиты над ними в северо-западном (гавайском) направлении.

В формировании вулканов выделяется по меньшей мере 3 цикла (от 11 млн лет по настоящее время). При этом главная особенность вулканизма заключается в его четко выраженном щелочном характере пород (типичны нефелин, лейцит, содалит, гайюин, титанавгит, керсутит, ильменит), в резкой подчиненности субщелочных, в том числе дифференцированных продуктов, и почти полном отсутствии толеитов. Другое отличие полинезийского типа от гавайского заключается в более высоком содержании калия в полинезийских породах вплоть до появления типично калиевых вулканитов (Маркизские острова).

К Полинезийскому типу ассоциаций следует отнести зону молодого щелочно-базальтового вулканизма островов Пасхи и Сала-и-Гомес, связанную с действием горячей точки о-ва Пасхи, зону палеогенового (60-30 млн лет) вулканизма Кросс-Лайн, сопряженную, вероятно с системой Маркизской горячей точки, древний (138 ± 30 млн лет), перемещенный на склон Марианского желоба фрагмент Кадзан, сложенный щелочными и субщелочными туфолавами базальтоидов [15].

Перечисленные особенности Полинезийской ассоциации приводят к однозначному выводу о связи Полинезийской провинции щелочных базальтоидов с уникальной системой названных выше горячих точек. Она рассматривается С.Кроу [25], Менардом [37] и Л.П.Зоненшайном с соавторами [10] как главный канал мантийной энергии и вещества ("горячее поле", по Л.П.Зоненшайну), определявший формирование мезо-кайнозойской литосферы Пацифики. Только здесь мантийный метасоматоз в апогее (менее 15 млн лет) мог достигать такого размаха и интенсивности, что приводил к полной переработке перидотитового субстрата и

выплавлению щелочных базальтовых магм практически без участия толеитовых расплавов.

4. АССОЦИАЦИЯ САМОАНСКОГО ТИПА

Самоанская вулканическая цепь образована серией подводных гор и островов, вытянутых в запад-северо-западном близширотном направлении. На западном фланге располагаются острова Савайи и Уполу (Западное Самоа), на востоке – о-ва Тутуйла, Мануа и атолл Роз (Восточное или Американское Самоа) (рис. 2).

Геологические исследования островов Самоа, впервые проведенные Дж.Д. Дэна [26], показали, что главной геологической структурой о-ва Уполу является осевая цепь вулканических конусов. В дальнейшем острова Самоа исследовались неоднократно, основные этапы этих работ приведены в сводке Б. Хокинса [28]. Стратиграфическое подразделение вулкаников, впервые предложенное в работе [44], предполагает, что все вулканики на островах разделены на три группы, между которыми отмечаются эрозионные несогласия: 1) плиоцен-раннеплейстоценовые вулканики; 2) средне-позднеплейстоценовые вулканики; 3) голоценовые вулканики. Последние на о-ве Уполу образуют цепь вулканических конусов, протянувшуюся на оси острова. Драгирование подводных склонов показало, что в основании островов присутствуют более древние породы. Если изотопный возраст базальтов на островах не превышает 3 млн лет, то датирование подводных базальтов увеличило интервал до 13,5 млн лет [27,40]. Близкие данные были получены и по подводной горе Мачиас, расположенной близ субширотного участка желоба Тонга. В 16-м рейсе нис “Каллисто” с вершины горы (около 1 км ниже уровня океана) были драгированы обломки кораллов, возраст которых охватывает интервал от миоцена до современного. Отсюда

следует, что возраст базальтов, на которых развивались кораллы, не моложе миоцена. Таким образом, наиболее ранние вулканики слагают подводную часть вулканических гор цепи Самоа и на поверхности не обнажаются.

Миоценовые вулканики, охарактеризованные образцами, драгированными с подводной горы Мачиас и основания острова Уполу, представлены фрагментами пористых шаровых базальтов, относящихся к щелочной серии океанических островов. Обычно это темно-серые до черных мелкопористые порфиновые породы. Фенокристаллы представлены высокомагнезиальным оливином и клинопироксенном диопсид-авгитового ряда. Часто резорбированные крупные кристаллы оливина содержат включения хромистой шпинели и стекла. Клинопироксен образует идиоморфные кристаллы во вкрапленниках, лейсты и игольчатые кристаллы в основной массе. В редких случаях фенокристы пироксена имеют зональное строение (центры кристаллов сложены диопсидом, а их края – диопсид-салитом), мелкие кристаллы пироксена из основной массы имеют состав титанавгита. Основная масса вулкаников имеет интерсергальную, иногда гиалопилитовую структуры, сложена микролитами плагиоклаза, титанавгита, игольчатыми, дендритовидными выделениями титаномагнетита и стеклом. Титаномагнетит иногда дает хорошо ограненные кристаллы, но чаще мелкие игольчатые выделения, заключенные в стекле. В некоторых образцах плагиоклаз отсутствует и основная масса сложена стеклом, титанавгитом и титаномагнетитом.

Среди плиоцен-раннеплейстоценовых вулкаников преобладают оливиновые базальты с небольшим количеством пикрито-базальтов, пироксеновых базальтов, изредка встречаются трахиты [34]. Обломки последних были обнаружены только на побережье залива Фагола. Базальты преимущественно порфиновые, часто пористые или миндалекаменные. Вкрапленники представлены оливином, часто резорбированным, титанавгитом и плагиоклазом. Обычно в породе преобладает один из этих минералов, в лавах это чаще оливин, в дайках – пироксен и плагиоклаз. Миндалины обычно выполнены кальцитом. В некоторых образцах присутствует нефелин. Кроме того, в ряде образцов оливиновых базальтов отмечаются перидотитовые включения [34].

Средне-позднеплейстоценовые вулканики представлены оливин- и кварцнормативными толеитами, субщелочными базальтами; позднеплейстоцен-голоценовая ассоциация – преимущественно базанитами. Порфиновые вкрапленники сложены оливином, диопсидом, ортопироксеном. Большие размеры (до 3 мм в длину) фенокристов оливи-

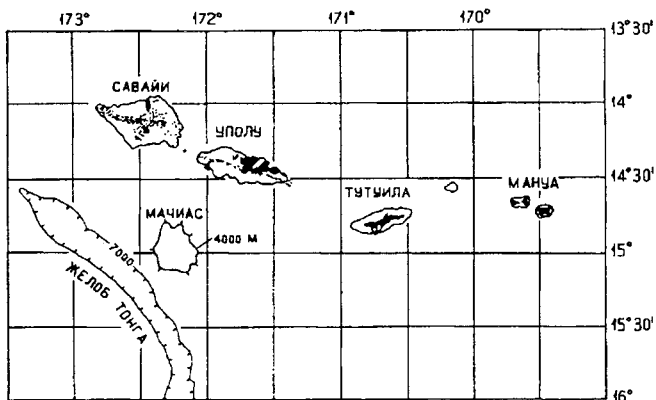


Рис. 2. Распространение щитовых вулканов (черные пятна), постэрозионных лав (белые поля) и даек (точки) постэрозионной рифтовой зоны островов Самоа [44].

на и ортопироксена, присутствие диопсида в этих породах, оптически видимая зональность минералов, а также несоответствие состава минералов-вкрапленников основной массе позволяет высказать предположение о присутствии дезинтегрированных перидотитовых включений. Основная масса сложена мелкими кристалликами титанавгита, совместно с рудным минералом погруженным в бурое стекло.

Данные, полученные Дж.Х.Натландом [39], позволили ему характеризовать магматизм о-ва Самоа как уникальный, не сравнимый с магматизмом гавайских и полинезийских островных вулканических хребтов Тихого океана. Этой уникальной особенностью самоанских вулканов является появление на стадии формирования щитовой вулканической постройки в результате излияния оливин-базальтовых лав пород дифференцированных серий. Дифференцированные лавы островов Уполу и Тутуйла варьируют по составу от гавайитов, муджиеритов и бенморейтов до трахитов. Подобные дифференциаты появляются обычно в посткальдерную стадию формирования островов Тихого океана.

Постэрозийные лавы островов Самоа, характеризующиеся высокой щелочностью, имеют состав от щелочных оливиновых базальтов и базанитов до оливиновых нефелинитов [29]. Формирование подобных высокощелочных расплавов, по мнению Дж.Натланда, происходило на значитель-

ной глубине, что было возможно в результате образования "постэрозийной рифтовой зоны" островов, развивающейся в восточном направлении от острова Уполу к острову Тутуйла. Появление рифтовой зоны, возможно, связано с изгибом Тихоокеанской плиты в южном направлении соответственно поддвигу (спредингу) последней в желоб Тонга - Кермадек [39].

Петрогеохимия провинции Самоа не имеет аналогов как в Тихом океане, так и в его континентальном обрамлении. Главной чертой своеобразия Самоа является то, что вулканизм начался здесь с извержения лав миоценовой калиевой серии, представленной преимущественно высокомагнезиальными базанитами и щелочными базальтами с высокими содержаниями титана. Центр миоценового вулканизма (гора Мачиас) располагается на юго-западном фланге вулканической зоны, хотя его проявления, возможно, имеются и в основании самой островной цепочки. Однако, судя по результатам драгирования, они представлены здесь обычными базальтами калиево-натриевой серии. Химический состав пород, приведенный в табл.1, показал, что базальты горы Мачиас относятся к наиболее щелочным вулканитам из всех изученных в провинции Самоа. Анализ закалочного стекла в двух образцах также свидетельствует о принадлежности их к калиевым базанитам с очень высокими содержанием титана и величиной отношения калия к натрию. Повышенное содержа-

Таблица 1 Химический состав вулканических пород провинции Самоа

	1(1)	2(2)	3(7)	4(2)	5(1)	6(1)	7(15)	8(8)	9(1)	10(1)
SiO ₂	44.70	45.45	42.29	43.34	44.43	45.24	47.55	44.53	39.78	45.56
TiO ₂	3.00	3.09	4.40	5.90	3.59	3.06	3.84	3.40	4.67	6.37
Al ₂ O ₃	11.73	12.04	11.17	12.80	8.39	13.42	14.06	12.99	11.48	13.80
Fe ₂ O ₃	5.40	2.65	3.00		1.28	2.89	4.04	4.08	5.40	10.08
FeO	8.33	8.62	8.46	12.77	12.34	9.44	9.45	9.72	10.16	2.15
MnO	0.44	0.17	0.16		0.20	0.21	0.20	0.21	0.19	0.19
MgO	10.18	11.33	11.00	5.09	16.21	8.78	5.72	9.15	12.93	6.55
CaO	8.76	8.97	8.76	11.75	8.46	10.44	9.75	9.56	7.17	8.19
Na ₂ O	2.17	2.70	2.74	2.73	1.73	1.54	2.17	2.32	1.18	2.68
K ₂ O	0.68	1.60	2.65	3.35	0.90	0.46	0.76	1.07	0.84	1.27
P ₂ O ₅	0.50	0.70	1.12	0.75	0.36	0.35	0.39	0.43	0.37	0.53
H ₂ O ⁺	2.20	1.54	2.57		1.38	2.85	1.45	1.96	4.61	2.23
H ₂ O ⁻	1.78	0.59	0.56		0.08	0.53	0.22	0.17	1.20	0.33
CO ₂					0.34	1.61	0.38	0.39		0.00
Сумма	99.87	100.18	99.72	99.16	99.65	100.82	99.98	99.98	99.98	99.93
f	42.1	35.3	38.6	58.5	31.8	43.5	56.2	45.1	39.4	49.0
Rb		75	76		20	15	32	45	34	
Sr	435	975	1181		443	492	566	638	379	
Ba	140	811	1103		250	159	218	333	265	
Zr	255	350	312		331	226	292	239	202	
Nb	25	65	82		21	29	38	44	48	
Y	42	31	35		32	35	33	27	27	
Ni	190	285	184		1200	290	132	272	240	110
Co	69	38	36		80	69	53	58	43	50
Cr	180	295	230		410	271	77	246	200	36
V	280	290	242		87	360	300	330	260	200

Таблица 1 (окончание)

	11(1)	12(1)	13(1)	14(1)	15(8)	16(11)	17(10)	18(1)	19(1)	20(5)
SiO ₂	45.33	47.49	56.1	61.1	41.84	43.5	46.0	36.92	43.33	45.03
TiO ₂	4.51	3.9	1.7	0.6	4.00	3.7	3.3	15.40	1.51	0.47
Al ₂ O ₃	13.72	16.4	18.8	18.8	12.28	11.7	13.0	1.89	1.36	15.33
Fe ₂ O ₃	6.86				3.14			4.47	5.13	
FeO	9.59	11.8	7.9	5.4	10.88	12.4	11.7	11.91	4.86	7.87
MnO	0.20	0.7	0.6	0.2	0.19	0.2	0.2	0.14	0.08	0.18
MgO	5.16	4.7	2.1	1.0	9.88	13.4	9.3	16.11	38.76	13.98
CaO	8.56	9.1	4.6	1.4	10.10	10.7	9.3	10.82	1.12	12.27
Na ₂ O	2.19	3.8	5.7	6.4	3.32	2.7	2.8	1.21	0.56	1.33
K ₂ O	1.05	1.7	3.1	4.8	1.51	1.4	1.6		0.07	1.20
P ₂ O ₅	0.42	0.7	0.6	0.2	0.62	0.5	0.5	0.01	0.13	0.08
H ₂ O ⁺	1.80				1.67			0.65		
H ₂ O ⁻	0.20				0.70			0.18		1.87
CO ₂					1.82			0.09		
Сумма	99.89				100.15			99.80		99.63
f	63.1				45.1					
Rb	21				63					
Sr	666				887					
Ba	205				714					
Zr	476				305					
Nb	22				70				38	
Y	47				36					
Ni	58				145			786	2050	
Co	70				43				23	
Cr	15				210			684	342	821
V	600				250					

Примечание 1- субщелочной базальт миоценового возраста из основания о-ва Уполу; 2- калиевые щелочные базальты миоценового возраста горы Мачиас; 3-4- калиевые базаниты (3) и их закалочные стекла (4), драгированные в рейсе 16 судна "Каллисто" с подводной горы Мачиас (4-12); 5-8- плиоцен-раннеплейстоценовые базальты о-ва Уполу: пикриты (5), оливниновые толеиты (6) кварцнормативные толеиты (7), субщелочные базальты (8); 9-11- среднеплейстоценовые базальты о-ва Уполу: оливниновые толеиты (9), кварцнормативные толеиты (10), субщелочные базальты (11); 12-13- раннеплейстоценовая дифференцированная серия о-ва Уполу: гавайиты (12), муджериты (13), трахиты (14); 15-17- постэрозийные щелочные базальты плейстоценовые вплоть до современных о-вов: Уполу (15), Тутуйла (16), Савайи (17); 18-20 - глубинные ксенолиты из кимберлитовых трубок: 18- ильменит-диоксидное псевдографическое срастание Монастери, ЮАР [17], 19- ильменит-пироповый катаклазированный лерцолит, Удачная, Якутия [6], 20- алмазоносный калиевый эклогит, Удачная Якутия [19].

ние железа в калиевых базальтах связано с микро-вкрапленностью титаномагнетита и ильменита. Соответственно щелочному и калиевому составу базальты обладают высокими содержаниями микроэлементов с крупными ионными радиусами, а также микроэлементов группы титана. Особенно высоки содержания бария - они в 4-6 раз превышают содержания в толеитах Самоа.

Вулканические породы трех последующих возрастных импульсов (плиоцен-раннеплейстоценового, средне-позднеплейстоценового и плейстоцен-голоценового) относятся к калиево-натриевой серии; причем первый импульс включает пикриты (океаниты), оливниновые и кварцнормативные толеиты, субщелочные базальты и дифференцированную гавайит-трахитовую субсерию; второй импульс представлен оливниновыми и кварцнормативными толеитами и субщелочными базальтами; для третьего импульса характерны щелочные оливниновые базальты и базаниты. Общей петрогеохимической чертой всех пород калиево-натриевой серии является высокое содержание титана и соответственно повышенные содержания циркония и нио-

бия, тогда как содержания рубидия, стронция и бария заметно ниже, чем в породах калиевой серии.

Примечательная особенность калиево-натриевой серии провинции Самоа заключается также в широком распространении субщелочных базальтов, образующих вместе с толеитами, столь же широко распространенными, единое поле составов на диаграмме Na₂O + K₂O - SiO₂ (рис. 3). В то же время, составы щелочных базальтов и базанитов обособляются в верхней части диаграммы, образуя отдельное поле. Повышенные содержания железа отмечаются только в кварцнормативных толеитах, что, благодаря повышенному содержанию в них кремнезема и пониженному - магния, дает на диаграмме SiO₂ - f отчетливые тренды гавайского типа (рис.3). По содержанию алюминия и фосфора базальты калиево-натриевой серии Самоа в общем аналогичны базальтам Полинезийского свода и Гавайских островов. Главной отличительной чертой калий-натриевой серии Самоа в сравнении с перечисленными районами является широкое распространение субщелочных базальтов и тесная перемежаемость их в разрезах с толеитами, т.е. по-существу отсутствие самостоятельного толеитового

вулканизма. Примечательна также крайняя угнетенность проявления дифференцированной гавайит-трахитовой субсерии.

Таким образом, если в составе магматического ансамбля гавайского типа, характерного для островов и подводных гор Тихого океана, выделяются толеитовая, субщелочная дифференцированная гавайит-трахитовая, щелочно-базальтово-нефелинитовая ассоциации, то в провинции Самоа первая ассоциация резко угнетена, а вторая ассоциация представлена почти полностью субщелочными базальтами при дефиците дифференцированных пород.

Для толеитовой ассоциации Самоа характерно сравнительно небольшая распространенность оливиновых толеитов и обилие кварцнормативных разностей. Те и другие отличаются от толеитов Гавайской и Полинезийской провинций повышенным содержанием титана, в связи с чем формационно-геохимический тип титанистых толеитов подразделяется нами на два подтипа - гавайский и самоанский. Сравнение минерального и химического состава оливиновых и кварцнормативных толеитов Самоа показывает, что дифференциация магмы шла по типичному толеитовому тренду - с падением содержания магния и накоплением железа, кремнекислоты и титана, т.е. с отсадкой магнезиального оливина и обогащением железистыми темноцветными минералами и кислым стеклом. Обращает на себя внимание низкое содержание щелочей в кварцнормативных разностях, т.е. отсутствие их накопления в остаточном толеитовом расплаве, что характерно для многих толеитовых комплексов. Такой характер дифференциации можно объяснить быстрым подъемом магмы к поверхности с пароксизмальной потерей (выкипанием) летучих компонентов - воды и углекислоты, что препятствовало накоплению щелочей и парагенных им и титану микроэлементов в остаточном расплаве.

Важной петрохимической особенностью субщелочных базальтов Самоа является преобладание разностей с относительно высокими содержаниями магния и железа. Обращает на себя внимание также субщелочной характер пикритов, из чего следует, что исходная магма субщелочных базальтов, по-видимому, имела пикробазальтовый субщелочной состав. Судя по химизму базальтов с умеренным и низким содержанием магния, дифференциация магмы происходила с сохранением высоких содержаний железа и незначительным ростом содержания щелочей и кремнезема, т.е. в основном происходила не отсадка оливина, а рост его железистости. Лавы щелочно-базальтово-нефелинитовой ассоциации, отличаясь от толеитовых и субщелоч-

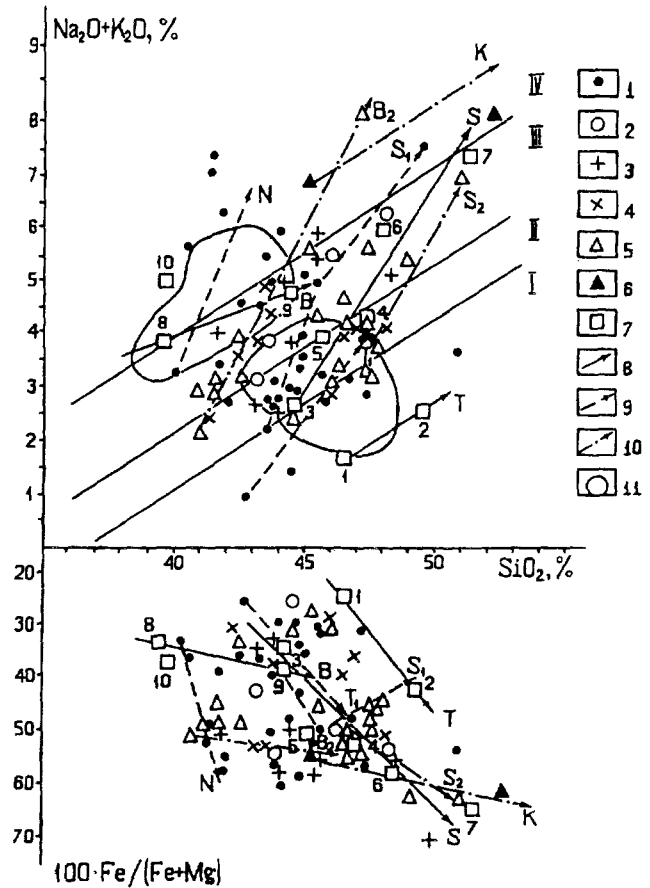


Рис. 3. Диаграмма зависимости $SiO_2\% - (Na_2O+K_2O)\% - 100 \times Fe/(Fe+Mg)$ пород линейных островных хребтов Тихого океана.

Поля главных петрохимических серий базальтоидов: толеитовой (1), субщелочной (II), щелочной (III), базанитовой (IV). 1-7 - фигуративные точки состава пород: 1 - Австралийских островов и 2 - о-вов Кука провинции Тубуаи, 3 - о-ва Танти, 4 - о-вов Общества (за исключением о-ва Танти), 5-6 - Маркизских о-вов: натриевые и калиево-натриевые (5), калиевые (6), 7 - средние составы главных типов пород Гавайских островов: 1 - оксаниты, 2 - толеиты, 3 - анкарариты, 4 - субщелочные базальты, 5 - щелочные оливиновые базальты, 6 - гавайиты, 7 - муджериты, 8 - анкарариты, 9 - базаниты, 10 - нефелиниты; 8-10 - тренды эволюции петрохимических серий: 8 - Гавайских островов: толеитовой (Т), субщелочной (S), базанитовой (B); 9 - о-вов Австралийских-Кука: толеитовой (Т1), субщелочной (S1), нефелинитовой (N), 10 - Маркизских о-вов: субщелочной (S2), базанитовой (B2), калиевой (K), 10 - области распространения фигуративных точек о-вов Самоа.

ных базальтовых лав с высокими содержаниями щелочей, близки к ним по концентрации титана и микроэлементов его группы.

Что касается содержаний крупноионных микроэлементов, то щелочные породы калиево-натриевой серии в общем близки к породам калиевой серии; только содержания стронция в последних заметно выше. Субщелочные базальты, имеют примерно такие же концентрации микроэлементов, как

и щелочные базальтоиды, за исключением бария, содержание которого в субщелочных базальтах в 3-4 раза ниже. Что касается толеитов, то они еще более обеднены литофилами, причем не только барием, но также стронцием и рубидием.

Таким образом, приведенные данные показывают, что общая щелочность вулканитов Самоа со временем меняется, причем наиболее щелочными и особенно калиевыми являются самые ранние из известных базальтов. Они также наиболее магнезиальные и титанистые. Вероятно, это связано с различиями источника магмогенерации и (или) условий выплавления магм.

5. ВЛИЯНИЕ СОСТАВОВ ГЛУБИННЫХ СУБСТРАТОВ И ФЛЮИДОВ НА ПЕТРОГЕОХИМИЮ ИСХОДНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Влияние состава субстрата на петрогеохимию исходных базальтоидных магм можно оценить в первом приближении, используя диаграмму $TiO_2 - (Na + K)/Al$ (рис.4), как это было показано ранее [3]. Как видно из диаграммы, четко выявляются три уровня концентрации титана в исходных магмах различных вулканических областей: (1) умеренно высокий, меняющийся в пределах 1.5-2.5% TiO_2 , охватывает составы оливиновых толеитов и субщелочных базальтов, щелочных базальтов и базанитов кайнозойских плато окраины Азии; (2) высокий - в пределах 2.5-3.5% TiO_2 , характерный для оливиновых толеитов и субщелочных базальтов, щелочных базальтов и базанитов Гавайских островов и Полинезийского свода; (3) ультравысокий - в пределах 3-5% TiO_2 , свойственный толеитовым, субщелочно-базальтовым и база-

нит-нефелинитовым комплексам Самоа (калиевым и калиево-натриевым).

Природа источников титана и щелочей, т.е. глубинность субстрата магмогенерации, отчасти обсуждалась при описании Гавайской провинции. Находки в гавайских лавах ксенолитов гранатовых перидотитов и пироксенитов послужили основанием связать происхождение титанистых толеитов с плавлением именно этого слоя верхней мантии, поскольку для него характерно повышенное содержание ильменита. Такое же происхождение имеют, очевидно, и толеиты островов Полинезийского свода. В то же время, дифференцированные субщелочная и щелочная субсерии островов Гавайского поднятия и Полинезийского свода связаны, вероятно, с плавлением субстратов иного происхождения. Предлагаются различные модели этого процесса, из которых наиболее обоснованной нам представляется модель частичного плавления субстратов верхней мантии (шпинелевой и пироповой фаций), испытавших мантийный метасоматоз с развитием флогопита, щелочных амфиболов, ильменита, рутила и других минералов [9,19,47]. Главным источником тепловой энергии и щелочных флюидов, по нашему мнению, являются эклогитовые диапиры, причем в зависимости от состава эклогитов могли возникать мантийные метасоматиты, а затем и расплавы калиево-натриевого или калиевого профиля.

Независимые от щелочности ультравысокие концентрации титана, характерные для всех ассоциаций Самоа, связаны, очевидно, не столько с интенсивностью и длительностью метасоматической переработки перидотитового субстрата, сколько с

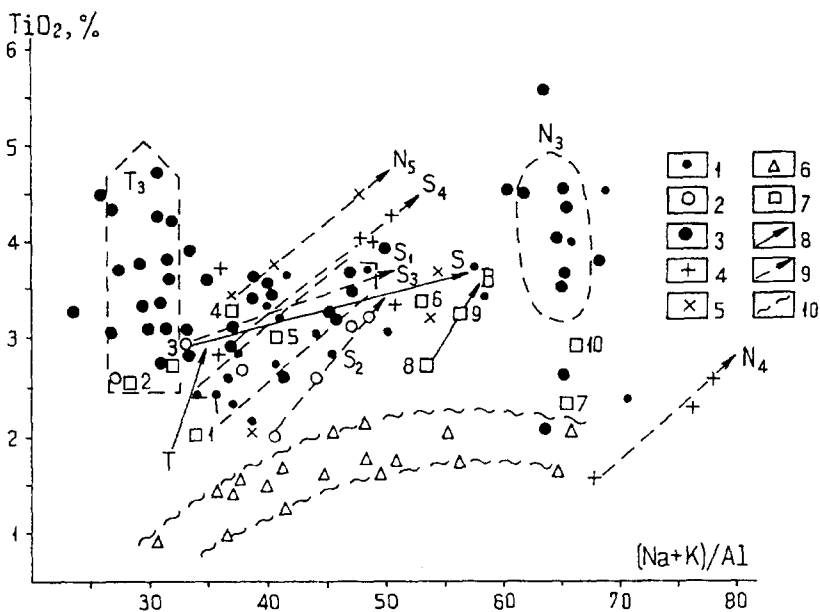


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - (Na+K)/Al$ базальтоидов островов Тихого океана и кайнозойских плато Сихотэ-Алиня.

1-6 - ассоциации базальтоидов: Австралийских о-вов (1), о-вов Кука (2), о-вов Самоа (3), о-ва Тонги (4), о-вов Общества (5), кайнозойских плато Сихотэ-Алиня (6); 7 - средние составы главных типов пород Гавайских о-вов (1 - океанит, 2 - толеиты, 3 - анкарарит, 4 - субщелочной базальт, 5 - щелочной базальт, 6 - гавайит, 7 - муджерит, 8 - анкарарит, 9 - базанит, 10 - нефелинит); 8-10 - тренды базальтоидов: Гавайских островов (8), островов Полинезийского свода и Самоа (9), плато Сихотэ-Алиня (10); T, S, D, K, N, B - тренды вулканических серий: толеитовой (T - Императорский хребет, T₃ - Самоа); субщелочной базальтовой (S - Гавайские о-ва, S₁ - Австралийские о-ва, S₂ - о-ва Кука, S₃ - Самоа, S₄ - Тонги); нефелиновой базальтовой и базанитовой (N₃ - Самоа, N₄ - Тонги, N₅ - о-вов Общества); базанитовой (B - Гавайские о-ва).

особым источником глубинного вещества. Поскольку обычные мантийные эклогиты как натриевого, так и калиевого типов содержат титана меньше, чем ильменит-гранатовые перидотиты и пироксениты, следует считать, что не эти субстраты обеспечивали ультравысокие концентрации титана в базальтоидах различных ассоциаций Самоа. Мы полагаем [4], что главным источником титана в этом случае является гранатовый слой (ниже 400 км) средней мантии, где, по А.Е. Рингвуду [17], возможны скопления титанистого гранатита, переходящие в верхней мантии в диопсид-ильменитовые псевдографические сростания, которые встречаются в виде ксенолитов в кимберлитах. Следовательно, выплавление ультратитанистых толеитовых, щелочно-базальтовых и базанитовых магм определяется главным образом присутствием в астеносфере и литосфере блоков специфических высокотитанистых пород, перемещенных из средней мантии, которые подверглись мантийному метасоматозу под воздействием диапиров калиевых и натриевых эклогитов-гранатитов.

Предпочтение эклогитовым диапирам как главным носителям тепловой энергии и щелочных флюидов, обуславливающих образование щелочных базальтоидных магм, делает необходимым специально затронуть вопрос о наличии самостоятельного эклогитового слоя в мантии Земли. Впервые такая мысль была высказана В.М. Гольдшмидтом (1922г.) после находок ксенолитов алмазосных эклогитов в кимберлитовых трубках Южной Африки. В последние годы эклогитовая модель тектоносферы получила корректное подтверждение геофизическими и геохимическими данными Д.Л. Андерсона [21] и Х.А. Аллсопа [20]. Первый считает, что эклогиты слагают переходный слой мантии на глубине 220-670 км и что этот слой является источником щелочей и крупноионных литофильных элементов, которые могут выноситься флюидами и накапливаться в залегающих выше перидотитах при их метаморфической переработке.

Согласно экспериментальным данным, геофизический раздел на глубине 400 км связан с переходом структуры пироксена в более плотную структуру граната [17, 21], причем последний обладает повышенной способностью поглощать в своей структуре широкий спектр компонентов [41].

Возникновение эклогитового слоя находит объяснение в концепции стадийно-гетерогенной аккреции Земли, которая на предпоследней стадии (перед накоплением углистых хондритов) была представлена аккрецией хондритового вещества (в основном наиболее богатых щелочами эвкритов, говардитов и, возможно, других фаций). Именно эти аккумуляты послужили, вероятно, основой формирования эклогитового слоя.

Остановимся теперь на поведении титана при формировании различных дифференцирован-

ных серий. Как видно из диаграммы рис.4, выделяются две группы комплексов: (1) с прямой зависимостью концентраций титана от щелочности (коэффициент агпаитности) пород - толеитовая серия Сихотэ-Алиня; субщелочные серии провинции Гавайи, Тубуаи (о-ва Южные и Кука), Самоа, Таити и Сихотэ-Алиня; базанит-нефелинитовые серии островов Гавайских, Таити и Общества; (2) с очень слабой или отсутствующей зависимостью концентраций титана от щелочности пород - толеитовая и базанит-нефелинитовая серии Самоа, щелочно-базальтовая и базанитовая серии Сихотэ-Алиня.

Особенностью базальтов толеитового и субщелочного состава Южных (Австралийских) островов является четко выраженное увеличение в них концентраций титана от современных вулканов (о-в Макдональд) к более древним (о-ва Рапа и Райваве). Параллельные тренды этих островов, ограничивающие поле S_1 , в сравнении с гавайским (S) имеют больший угол наклона к оси щелочности, т.е. характеризуются более значительным накоплением титана с ростом коэффициента агпаитности. Практически параллельный трендам Южных островов тренд более древних островов Кука (S_2) находится на более низком уровне титанистости. Тренд субщелочных дифференцированных комплексов Таити (S_3) проходит параллельно трендам Южных островов, а субщелочных базальтов Самоа (S_4) располагается почти параллельно гавайскому тренду (S).

Резко различаются между собой базанит-нефелинитовые тренды островов Общества (N_4 , N_5) и Самоа (N_3). Так, тренды Таити (N_4) и других островов Общества (N_5) находятся в различных частях диаграммы: первый - в области высокой щелочности и пониженных содержаний титана, второй - в области пониженной щелочности и очень высоких содержаний титана. Оба тренда имеют положительную направленность и обособлены от трендов субщелочных дифференцированных серий. Поле составов базальтоидов калиевой и калиево-натриевой серий Самоа (N_3) находится в щелочной области, как и тренд Таити, но представлено оно базанитами и щелочными базальтами с очень высокими концентрациями титана.

Приведенные материалы, подтверждая высказанное выше предположение о зависимости состава исходных магм от состава плавящегося субстрата, позволяют вместе с тем наметить некоторые механизмы, управляющие поведением титана и щелочей в процессах мантийного метасоматоза и дифференциации расплавов. Наиболее важную роль здесь играют 3 фактора: (1) химизм магмогенерирующих глубинных флюидов, (2) свойства соединений титана, в форме которых осуществляется его геохимическая миграция, (3) характер магмовыводящих каналов и режим извержений.

В основе представлений о роли глубинных флюидов в петрогенезисе и, в частности, в мантийном метасоматозе лежит концепция Д.С. Коржинского [11] о трансмагматических растворах подкорового происхождения, развитая в работах его учеников - А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука [14]. Существенное значение для познания роли глубинных флюидов в мантийном петрогенезисе имели экспериментальные исследования И. Кусиро [33], Б.Мейсена и А. Беттчера [13], И.Д. Рябчикова [18], Н.В. Котова [12]. Нам представляется, что первоисточником глубинных флюидов являются трансмантийные диффузионные струи водорода, источником которого является, как считают А.А. Маракушев и Н.И. Безмен [15], внешняя пластичная (жидкая) оболочка железного ядра Земли. В процессе миграции водорода и его взаимодействия с твердыми фазами нижней и средней мантии происходит образование сложного флюида.

Согласно экспериментальным данным, состав флюида, особенно соотношение в нем воды и углекислоты, в значительной степени определяет состав сосуществующих с ним магматических жидкостей. Так, например, оливин-клинопироксен-нормативные расплавы, образующиеся при частичном плавлении перидотита при температуре 1150°C, давлении 15-10 кбар и содержании воды 0,4 объема флюидной фазы, изменяются до нефелин-оливин-нормативных составов при уменьшении доли воды до 0,2 и увеличении доли углекислоты до 0,8 от объема флюида. Напротив, существенно водный состав флюида способствует выплавлению из перидотитов кварцнормативных толеитовых расплавов и накоплению в остаточных дифференциатах базальтовых магм кремнекислоты.

Обобщение экспериментальных данных по комплексным соединениям переходных металлов показывает, что наиболее устойчивой формой переноса титана (так же как редкоземельных элементов, ниобия, урана и др.) в щелочных флюидах и расплавах скорее всего являются комплексные титан-карбонатные анионы с щелочами во внешней сфере комплексных молекул. Из этого следует, что как накопление минералов титана и щелочей в метасоматитах, так и концентрация их в выплавленных из них расплавах будет определяться в первую очередь существенно щелочно-карбонатным составом флюидов. Именно с такими флюидно-магматическими системами связано, очевидно, образование ультратитанистых пикробазальтовых магм, таких как калиевые, калиево-натриевые базанитовые и щелочно-базальтовые магмы Самоа а также щелочно-пикритовые магмы островов Общества. В то же время, базанитовые (о-ва Гавайские) и щелочно-базальтовые (о-ва Гавайские, Южные, Кука,

Общества) магмы с менее высокими содержаниями титана образовались, скорее всего, при участии флюидной фазы смешанного состава с преобладанием воды над углекислотой. Наконец, магмы щелочных базальтов и базанитов Сихотэ-Алиня образовались, вероятно, при участии водных флюидов с незначительным содержанием углекислоты, что не содействовало накоплению титана. Что касается исходных магм субщелочных базальтов и дифференцированных гавайит-трахитовых комплексов, то они, как указывалось выше, связаны, вероятно, с расплавами, которые образуются в самих эклогит-гранатитовых диапирах.

Условия извержения лав должны оказывать существенное влияние на поведение титана в кристаллизующихся магмах, поскольку процесс декомпрессии обуславливает удаление из расплава летучей фазы, в том числе и углекислоты. Это будет приводить к распаду титан-карбонатных комплексов и быстрому фракционированию минералов титана. Видимо, этими процессами объясняются особенности поведения титана в базальтоидах Самоа-образование толеитовых и щелочно-базальтовых комплексов с отсутствием четких линейных трендов, но общей вытянутостью полей виртуальных точек на диаграмме рис.4 параллельно оси TiO_2 .

ВЫВОДЫ

1. Проведена систематика основных полей щелочных и субщелочных полей Тихого океана.
2. Выделены 4 типа ассоциаций щелочных и субщелочных базальтоидов, различающихся по формационному составу и связанных с различными условиями глубинного петрогенезиса и геодинамики: Гавайский, Срединно-Тихоокеанский, Полинезийский и Самоанский.
3. Установлено, что одной из главных геохимических особенностей базальтоидов является характер распределения титана в зависимости от щелочности пород. Сделана попытка связать это явление с составом мантийных субстратов, составом глубинных флюидов и интенсивностью глубинного метасоматоза, предваряющего выплавление щелочно-базальтовых расплавов, декомпрессией магм при вулканических извержениях.

Авторы признательны профессору Т.И. Фроловой за замечания по содержанию статьи, которые по возможности учтены в данном варианте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
2. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии / Под ред. И.Н. Говорова. М.: Наука, 1984. 238 с.

3. Говоров И.Н. Происхождение океанических базальтов по петрогеохимическим данным // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 24-38.
4. Говоров И.Н. Вещественное строение тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли по данным изучения глубинных вулканических пород и ксенолитов // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления (тезисы докладов, часть 1). Благовещенск, 1988. С. 10-12.
5. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Мартынов Ю.А. Анкарамитовая ассоциация гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) как показатель погребенных древних структур // Геотектоника. 1993. №4. С.87-96.
6. Говоров И.Н., Илулин И.П., Харьков А.Д. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
7. Говоров И.Н., Симаненко В.П., Герасимов Н.С. Rb-Sr-изохроны анкарамитов и трахибазальтов поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. РАН. 1996. Т.347, №6. С.780-783.
8. Голубева Э.Д. Толентовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
9. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана М.: Мир, 1973. С. 242-258.
10. Зоненшайн Л.П., Матвеев В.В., Баранов Б.В., Хаин В.В. Перемещение подводных гор мелового возраста Тихого океана за последние 110 млн лет // Океанология. 1987. Т.27, вып.4. С.592-597.
11. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 69-74.
12. Котов Н.В., Донских А.В., Шинкарев Н.Ф. Петрогенетические взаимоотношения основных и щелочных пород. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1984. 132 с.
13. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водсодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
14. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М.: Наука, 1974. С. 102-130.
15. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185с.
16. Петрологические провинции Тихого океана / Под. ред. Ю.М. Пуцаровского, И.Н. Говорова. М.: Наука, 1996. 445с.
17. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
18. Рябчиков И.Д., Шрайер В., Абрахам К. Состав флюида в разрезах форстерит-кремнезем-вода и жадеит-диопсид-вода при параметрах верхней мантии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 13-21.
19. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металогения в глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
20. Allsop H.L., Nicolaysen L.O., Hahn-Weinheimer P. Rb-K ratios and Sr-isotopic composition of minerals of eclogitic and peridotitic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. V.5, №3. P.231-244.
21. Anderson D.L. A global chemical model for the evolution of the mantle // Evolution of the Earth. Wach. (D.C.). 1981. V.5. P.6-18. (Geodyn.Ser.).
22. Brousse R. Le volcan sous-marin actif "Moua Pihaa" a l'extremite Sud-Est de l'aarchipel de la Societe (Polynesie Francaise) // C.r. Acad. sci. Paris. 1984. T.299, Ser.II, N14. P. 995-997.
23. Budahn J.R., Schmitt R.A. Petrogenetic modelling of Hawaiian tholeiitic basalts: a geochemical approach // Geochem. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P.67-87.
24. Chen C.J., Frey F. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano // J. Geophys. Res. 1985. V. 90, N B10. P. 8743-8768.
25. Croug S.T. Hotspot epirogeny // Tectonophysics. 1979. V.61. P.321-333.
26. Dana J. D. US Exploring expedition during the years 1838-1842 under command of Charles Wilkerson, USN // Geology. 1849. V. 10. P. 307-336.
27. Duncan R.A., Vallier T.L., Fabvey D.A. Volcanic episodes at Eua, Tonga islands // Geology and shore resources of Pacific islands areas - Tonga region. Circum-Pacific council for energy and Mineral resources. Earth science series. V. 2. Houston. 1985. P. 281-290.
28. Hawkins A.B. Samoa: significance of its geological setting // Memoir of the Geological society of China. 1987. N 9. P. 159-174.
29. Hawkins J.W., Natland J.H. Nephelinites and basaltites of the Samoa linear volcanic chain: their possible tectonic significance // Earth and Planet. Sci Lett. 1975. V. 24, N. 3. P. 427-439.
30. Hofmann A.W., Feigenson M.D., Raczek I. Case studies on the origin of basalt: 3. Petrogenesis of Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969-1971 // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 24-35.
31. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Govt. Print. Office. 1980. V. 55. 868 с.
32. Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii // J. Petrol. 1970. V. 11. P. 405-439.
33. Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures // Am.J.Sci. 1969. V. 267-A. P. 269-294.
34. Macdonald G.A. Petrography of the Samoa islands // Geol. Soc. Amer. Bull. 1944. V. 55. P. 1333-1362.
35. Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas. Studies in volcanology // Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. V. 116. P. 477-522.
36. Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrog. 1964. V. 5, N 1. P. 82-133.
37. Menard H. W. Darwin peprises // J. Geophys. Res. 1984. V.89, №12. P.9960-9968.
38. Morgan W. J. Deep mantle convection plums and plate motion // Bull. Akeer. Assos. Petrol. Geol. 1972. V. 36, №2. P.203-213.
39. Natland J.H. The progression of volcanism in the Samoa linear volcanic chain // Amer. J. of Sci. 1980. V. 280A. P. 709-735.
40. Natland J.H., Turner D.L. Age progression and petrological

- development of Samoa shield volcanoes: evidence from K-Ar ages, lava compositions and mineral studies // Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland. Circum-Pacific council for energy and mineral resources. Earth science series. V. 2. Houston, Texas. 1985. P. 139-171.
41. Neuhaus A. Uler Phasen and Materialzustanden in den tieferen and tiefsten Erdzonen (Ergebnisse der moder hen Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung zum Geochemischen Erd bild // Geol. Rdsch. 1968. Bd. 57, H.3. S.5-15.
42. Ringwood A. E. Mantle dynamics and basalt petrogenesis // Tectonophysics. 1985. V.112. P.17-34.
43. Sen G.A. A petrologic model of the anstitution of the upper mantle and crust of the Koolau shield, Oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism // Earth Planet. Sc. Letters. 1983. V. 62. P. 215-228.
44. Spengler S.R., Garcia M.O. Geochemistry of the Hawaii Lawas, Kohala volcano, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 88. P. 90-104.
45. Sterns H.T. Geology of the Samoan islands // Geol. Soc. Amer. Bull. 1944. V. 55. P. 1279-1332.
46. Wilkinson J.F.G., Hensel H.D. The petrology of some picrites from Mauna Loa and Kilauea, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 326-345.
47. Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian islands // Canad. J. Phys. 1963. V.41. P.711-717.
48. Wright T.L. Origin of Hawaiian tholeiites: a metasomatic model // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 3233-3252.

Поступила в редакцию 20 июня 1996 г.

I.N. Govorov, E.D. Golubeva

Association of alkalic and subalkalic basalts of the Pacific Ocean and their petrogenetic nature

The paper presents a discussion of the specific features of petrography, petrochemistry, and geochemistry of associations of subalkalic and alkalic basalts, titanium tholeiites of the Pacific Ocean island chains- Hawaiian, Southern (Australian), Society, and Samoa related to Cenozoic intraplate magmatism. Rocks with sodic type alkalinity and moderately high titanium content (the Hawaiian type) predominate; associations with the potassic type alkalinity (Marquesas, Cross-Line, and Samoa Provinces) and tholeiite-alkali-basaltic associations with ultrahigh titanium content (the Samoa type) have also been revealed. These petrochemical features suggest new mechanisms of mantle metasomatism and the influence of the initial substratum composition on the formation of different tholeiite-alkalic-basaltic associations.

Rb-Sr ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ РАЙОНА ЛЕРМОНТОВСКОГО СКАРНОВО- ШЕЕЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

*Л.Н.Хетчиков**, *В.А.Пахомова**, *В.И.Гвоздев**, *Д.З.Журавлев***, *Н.С.Герасимов****

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

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

****Дальневосточный институт минерального сырья, г. Хабаровск*

Проведено исследование Rb/Sr изотопных систем в гранитоидах небольшого Лермонтовского штока и крупного Шивкинского массива. Установлено, что интрузивы близки по времени формирования (изотопный возраст 125-127 млн лет) и слагающие их породы характеризуются практически одинаковыми начальными соотношениями изотопов стронция. Судя по изотопным данным родоначальный гранитный расплав образован при значительном участии спалического материала. Изучены включения минералообразующих сред в кварце гранитоидов. Установлено, что породы штока и массива существенно различаются по количеству флюидных включений, по их типам, количественным соотношениям, что объясняется различиями в геодинамической обстановке формирования интрузивов. По включениям в кварце прослеживаются особенности гетерогенизации расплавов в разной геодинамической обстановке, приводящие к накоплению или рассеиванию рудных компонентов. Отмечаются общие черты и отличия состава флюидов, законсервированных во включениях, влияние вмещающих пород на особенности этого состава.

Лермонтовское скарново-шеелитовое месторождение расположено в западных отрогах Сихотэ-Алиня в пределах Самаркинского террейна верхнеюрско-нижнемеловой аккреционной призмы, сложенной чередующимися толщами турбидитов и олистостром [9, 19]. В составе аллохтонных включений в олистостроме распространены блоки и пластины известняков верхнепермского возраста, в контактовых зонах которых с гранитоидами Лермонтовского штока (площадь выхода 4 км²) и сосредоточены рудные тела месторождения.

На небольшом удалении от штока распространены крупные интрузии близких по составу гранитоидов (Шивкинский, Горбунский и др.), площади выходов которых превышают 100 км². В контактовых зонах этих массивов оруденение или не обнаруживается, или встречается в виде небольших рудопроявлений. Вокруг массивов вмещающие их породы интенсивно метаморфизованы, причем ширина ореолов контактово-измененных пород достигает местами 3-5 км. Выделяются внутренняя и внешняя зоны метаморфизма [10]. Известняки на контакте с гранитами мраморизированы и нередко превращены в пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны, иногда с шеелитовой минерализацией, а терригенные породы в зонах сильной трещиноватости подвергаются грейзенизации с образованием кварц-мусковитовых, кварц-апатит-

мусковитовых, апатит-шеелит-биотитовых и флогопитовых грейзенов.

Особенностью района является обилие разноориентированных тектонических нарушений. Район находится в зоне влияния регионального Западного структурного шва Сихотэ-Алиня, имеющего близмеридиональное простирание. Эта структура вместе с другими нарушениями подобного направления во многом определяет расположение и форму интрузий гранитоидов. На юге границей района служит субширотный Алчинский разлом древнего заложения. В пределах района складчатые структуры осложнены многочисленными субширотными надвигами и взбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного направлений. Само месторождение приурочено к зоне пересечения скрытого субширотного разлома фундамента с крупными разноориентированными нарушениями в породах кровли.

Интрузивные породы района месторождения давно привлекают внимание исследователей и к настоящему времени имеются многочисленные публикации, посвященные петрографическим и петрогеохимическим особенностям пород, их взаимоотношениям с вмещающими толщами и закономерностям связи с ними оруденения [3, 8, 13, 16, 17]. Поэтому ограничимся только краткой характеристикой гранитоидов Шивкинского массива и Лермон-

товского штока, наиболее детально изучавшихся, вслед за М.Г.Руб [16], одним из авторов данной статьи [3]. Гранитоиды этих массивов относятся к Васильевскому комплексу, с породами которого и связана вся вольфрамовая минерализация района. Указанные массивы, как и другие интрузивы Васильевского комплекса, отличаются сравнительной простотой внутреннего строения. Главными разновидностями слагающих их пород являются средне-крупнозернистые биотитовые, биотит-мусковитовые граниты и гранодиориты, связанные между собой постепенными переходами. В контактовых зонах Шивкинского массива, кроме гранодиоритов, наблюдаются более меланократовые породы, близкие по составу к тоналитам. Значительно меньшим распространением пользуются плагиограниты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты, дайкообразные тела которых пересекают основные разновидности пород.

Граниты и гранодиориты массивов близки по составу и сложены кварцем (25-40%), плагиоклазом (10-30%), часто зонального строения, калишпатом (20-50%), биотитом и мусковитом (8-15%).

В общем для минерального состава всех разновидностей пород характерно преобладание среди цветных минералов биотита и относительно высокое содержание калиевого полевого шпата. Особенностью состава пород является наличие в них до 1-2% кордиерита. Акцессорные минералы представлены нередко преобладающим апатитом, а также ильменитом (до 70 г/т), монацитом, шеелитом, рутилом, сфеном, цирконом и редко магнетитом. Характерно присутствие в некоторых разновидностях пород граната пироп-альмандин-гроссулярового состава [16] и флюорита.

По химическому составу гранитоиды массивов близки между собой, а также к средним типам пород гранитной формации, отличаясь от них несколько меньшим содержанием щелочей и кремнезема. Калий в их составе обычно преобладает над натрием. В общем они занимают промежуточное положение между нормальными и низкощелочными гранитами и отличаются перенасыщенностью пород алюминием по отношению к щелочам. Особенностью состава гранитоидов является также их относительная обогащенность редкими щелочами, летучими компонентами, особенно фтором и фосфором, а также вольфрамом. По данным [16] и нашим определениям, содержание Li_2O в породах колеблется от 0.0065 до 0.0087%; Rb_2O - от 0.015 до 0.020%.

Ведущим среди летучих элементов в гранитоидах является фтор. Он содержится в количествах, превышающих в 2-4 раза его среднее содержание в кислых магматических породах по [2]. Из числа

постмагматических пород максимально обогащены фтором грейзены (до 1.6%).

Фосфор обнаруживается как во всех гранитоидах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях. В гранитоидах его содержание (до 0.3%) немного превышает его количество в кислых породах по [2], а в грейзенах оно значительно увеличивается и составляет в некоторых случаях 10% [16]. Необходимо отметить и участие в формировании гранитоидов такого летучего компонента, как хлор, обычно не привлекающего внимания исследователей. По имеющимся в литературе данным и проведенным нами химическим анализам гранитоидов Лермонтовского штока его содержание в породах колеблется от 0.03 до 0.14%.

Полученные рядом исследователей материалы свидетельствуют о специализации изученных гранитоидов в отношении вольфрама, как профилирующего рудного элемента района. По данным [7, 10, 16] содержание в породах этого элемента колеблется от 2 до 10 г/т, достигая в единичных пробах 20 и более г/т. Согласно [10], среднее содержание вольфрама в гранодиоритах Лермонтовского штока равно 2.35%. Г.Б.Левашов [10] на основе детального изучения близко расположенного к месторождению крупного массива, сложенного в основном двуслюдяными гранитами, установил, что при колебаниях в породах количества вольфрама от 1.16 до 14.4 г/т (среднее 5.9 г/т) отчетливо наблюдается постепенное повышение концентрации этого элемента по направлению к эндоконтактной зоне массива. По его мнению, одной из причин такого распределения вольфрама может быть извлечение рудного компонента из вмещающей среды. Он же отмечает и другие геохимические особенности гранитоидов, в частности, соотношение в них содержания бария, стронция, рубидия и некоторых редкоземельных элементов, указывающие на возможное образование гранитоидных расплавов за счет плавления пород сиалического фундамента.

Некоторые данные об условиях образования гранитоидов получены при изучении биотита. Оказалось, что биотиты Лермонтовского штока и Шивкинского массива не различаются по составу. Для них характерно высокое содержание TiO_2 (3.64-4.95%), что может свидетельствовать о повышенной щелочности гранитообразующих расплавов. Так как степень изоморфного замещения титаном алюминия в биотитах возрастает с увеличением температуры кристаллизации пород, можно предполагать, что изученные гранитоиды кристаллизовались из сравнительно высокотемпературных расплавов. Высокие температуры образования гранитоидов подтверждаются и другими особенностями состава биотитов, в частности, их высокой

глиноземистостью при низкой железистости. Как предполагает Г.Б. Левашов [10], обогащение исходных расплавов титаном в условиях повышенных щелочности и температуры могло происходить за счет ассимиляции вмещающих пород с высокой концентрацией этого элемента, например, глиноземистых кристаллических сланцев.

Анализ соотношения алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях в биотитах показал, что исходные расплавы были обогащены флюидами и отличались высоким флюидным давлением. При этом кристаллизация гранитоидов не сопровождалась заметными колебаниями давлений или флуктуациями температур [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ДАТИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ.

Гранитоиды Васильевского комплекса относятся к Хунгарийской серии [8], геологический возраст интрузий которой определяется как нижнемеловой на том основании, что они прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные отложения берриасового возраста и перекрываются баррем-аптскими осадками. Материалов по определению радиогенного возраста гранитоидов пока недостаточно и большая часть из них относится к породам Лермонтовского штока. По данным М.Г. Руб, возраст гранитоидов этого массива, определенный по изотопам аргона, составляет 128-135 млн лет, а по анализам А.А. Грачевой калий-аргоновым методом валовых проб гранитов штока их радиогенный возраст равен 133 млн лет [3]. Возраст гранитоидов Шивкинского массива, также по определениям А.А. Грачевой, колеблется от 100 до 135 млн, а расположенного рядом более крупного Горбунского массива равен 90 млн лет. М.Г. Руб [16] Шивкинский массив относит к группе интрузий,

средний радиогенный возраст пород которых составляет 210 млн лет.

Для уточнения возраста и некоторых генетических особенностей гранитоидов района нами впервые проведены исследования Rb-Sr изотопных систем пород Лермонтовского штока и расположенного рядом крупного Шивкинского массива. Из пород Лермонтовского штока в разных местах на удалении от рудных тел было взято три образца биотитовых гранитов и гранодиоритов, в каждом из которых после дробления были выделены магнитная и немагнитная фракции.

Полученные таким образом 6 проб были попарно подвергнуты в лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Д.З. Журавлев) изотопным анализам. Они выполнялись на масс-спектрометре МИ-1320. Определение состава и концентрации Sr производилось методом двойного изотопного разбавления с точностью 0.01%, а концентрации Rb-методом изотопного разбавления. Расчет параметров двухточечных изохрон производился по особой программе, составленной с учетом материалов работы [6]. В результате были получены три двухточечные изохроны (табл. 1). Обычно подобные изохроны интерпретируются как предварительный результат. Однако хорошая сходимость возрастов по исследованным образцам позволяет считать полученные данные вполне достоверными и сопоставимыми с результатами анализа сравнительно большего количества проб Шивкинского массива. В пределах последнего было отобрано 8 образцов гранитов и гранодиоритов, которые проанализированы Н.С. Герасимовым в лаборатории изотопного анализа ДВИМСа по методике (4). Результаты анализа приведены в табл. 2 и на рисунке.

Полученные датировки указывают на близкое одновременное образование гранитоидов Лермон-

Таблица 1. Результаты изотопного анализа гранитоидов Лермонтовского штока

№	№	Фракция	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Изотопный возраст млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
пл	образца							
1	134	немагнитная	26.7	272.8	0.2832	0.70955		
2	134	магнитная	340.1	87.7	11.24	0.72882	123.7±0.8	0.70908
3	C-375	немагнитная	99.6	180.2	1.600	0.71235		
4	C-375	магнитная	278.0	77.5	10.40	0.72806	125.6±0.9	0.70949
5	C-3820	немагнитная	105.7	170.1	1.800	0.71301		
6	C-3820	магнитная	364.6	64.3	16.45	0.73889	124.3±0.7	0.70983

Таблица 2

Результаты определения изотопного состава и концентрации Rb и Sr в гранитоидах Шивкинского массива

№ п/п	№ образца	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	465/3	134.5	160.7	2.4505	0.71420
2	465/8	87.0	116.8	2.1807	0.712327
3	465/7	136.0	138.0	2.8872	0.71500
4	465/4	121.2	220.0	1.6138	0.71252
5	446/5	123.2	190.3	1.8953	0.71395
6	446/9	137.4	148.7	2.7075	0.71465
7	446/3	183.3	149.5	3.5918	0.71615
8	446/1	135.7	171.9	2.3121	0.71444

товского штока и Шивкинского массива; их радиогенный возраст составляет 125-127 млн лет. Судя по этим датировкам и петрогеохимическим особенностям пород оба массива, как и предполагали некоторые исследователи, относятся к одновременным производным единого глубинного магматического очага. Изученные интрузивы являются типичными представителями гранитоидов Хунгарийской серии, нижнемеловой возраст которых доказан геологическими наблюдениями. Повидимому, приведенные выше значения радиогенного возраста можно распространить и на другие, широко представленные вдоль Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня массивы высокоглиноземистых гранитов этой серии.

Изотопными исследованиями установлены (см. табл. 1, рисунок) практически одинаковые

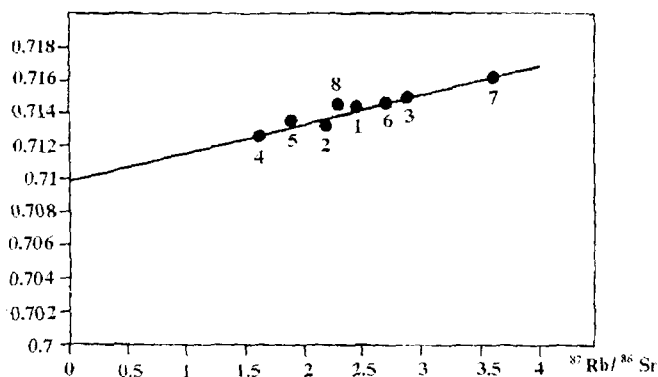


Рисунок. Изохрона для гранитоидов Шивкинского массива.

Возраст 127 ± 4.5 млн лет. Начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 0.70975$, СКВО-1.0.

(0.709) начальные соотношения изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в гранитоидах штока и массива, что также может служить подтверждением общности породившего их глубинного магматического очага. По данным [18] такие начальные соотношения изотопов стронция характерны для родоначальных гранитоидных расплавов, образованных за счет контаминации заметного количества сиалического материала. В нашем случае этим материалом могли быть отторженцы древних метаморфических комплексов расположенных близко к району Лермонтовского месторождения Ханкайского кристаллического массива, блоки которых отмечены геофизическими работами в западной части Самаркинского террейна. Начальные отношения изотопов стронция в породах этих комплексов колеблются в пределах 0.705-0.711. По данным геохимических исследований [5] метаморфиты Ханкайского массива содержат сравнительно высокие концентрации вольфрама (3.7-5 г/т) в породах так называемой рудоносной свиты содержание вольфрама в среднем равно 8 г/т, а в некоторых пачках колеблется от 40 до 360 г/т [7]. Петрогеохимические особенности гранитоидов также подтверждают возможность их кристаллизации из расплавов, образованных за счет магматической переработки древних метаморфитов, которые содержат мощные толщи разнообразных по составу высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, пачки апатитоносных пород и горизонты пород с повышенным (0.8-0.9%) содержанием фтора [12]. Относительно высокая щелочность образованных при ассимиляции подобных пород расплавов, преобладание в их составе калия над натрием при относительно высокой концентрации фтора способствовали наиболее полно-

му извлечению вольфрама из метаморфитов и последующему его накоплению во флюидной составляющей этих расплавов. При этом, как показали эксперименты [11], именно фториды калия и лития оказываются весьма эффективными экстрагентами вольфрама из гранитного расплава. По данным [7] в гранитах изученных нами массивов между содержанием вольфрама и фтора существует прямая корреляционная связь с коэффициентом корреляции 0.564.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В КВАРЦЕ ГРАНИТОИДОВ

По петрохимическим данным не удается выяснить различия особенностей флюидного режима формирования небольшого Лермонтовского штока, с которым связано уникальное по размерам месторождение вольфрамовых руд и крупного Шивкинского гранитоидного массива, сопровождаемого в контактовых зонах лишь мелкими рудопроявлениями. Тем самым остаются не определенными возможные причины столь неравномерного распределения оруденения. Сравнение опубликованных ранее [14] результатов изучения включений в кварце гранитоидов штока и вновь полученных данных по включениям в кварце гранитоидов Шивкинского массива позволяет ответить на этот вопрос и дать более детальную характеристику условий формирования интрузивов. Основные принципы применяемых нами методов изучения включений изложены в работах [1, 14, 15, 21, 22], а интерпретация полученных данных, кроме того, основывалась на проведенных ранее экспериментах по исследованию включений в искусственных минералах с известными условиями их образования [20, 21].

Изучение полированных пластинок под микроскопом показало, что гранитоиды штока и массива различаются по типам включений, по их количественным соотношениям, по некоторым особенностям каждого типа включений и по другим признакам. Общим для гранитоидов является насыщенность кварца минеральными включениями, представленными биотитом, иногда с выделениями рудного вещества, апатитом, цирконом и полевым шпатом. Размеры этих включений колеблются в широких пределах - от десятков мкм до 1 мм. Среди минеральных встречаются комбинированные включения, содержащие, кроме кристаллика, капельки силикатного расплава. На гранях некоторых кристалликов, чаще всего апатита и циркона, можно видеть как бы примыкающие к ним иногда многочисленные газовые пузырьки.

Расплавные включения, подтверждающие магматическую природу гранитоидов, характерны для кварца пород обоих массивов. Однако по особенностям этих включений гранитоиды штока и

массива заметно различаются между собой. В кварце гранитоидов штока преобладают мелкие включения, размером в несколько мкм, и значительно реже встречаются включения диаметром в несколько десятков мкм. Во всех включениях не обнаруживаются следы их разгерметизации и, кроме раскристаллизованного силикатного стекла, занимающего больший объем вакуолей, в их составе содержится флюидная фаза, представленная одним или несколькими газовыми пузырьками, иногда содержащими жидкую углекислоту. При нагревании таких включений до 250°C происходит гомогенизация жидкой и газовой составляющей, а при 550-600°C разрыв стенок включений.

В кварце гранитоидов Шивкинского массива расплавные включения чаще более крупные по размерам (10-20 и более мкм), хотя встречаются и включения диаметром в несколько мкм. В отличие от гранитоидов штока, в кварце пород Шивкинского массива преобладающее количество сравнительно крупных расплавных включений разгерметизировано с образованием вокруг них в результате взрывания микротрещинок. Вдоль трещинок располагаются многочисленные дочерние, по терминологии Г.Г.Леммлейна, флюидные микровключения, образованные за счет флюидной составляющей взорванного материнского включения. При этом ширина ореола дочерних включений и их количество зависят от размеров материнского включения и объема содержащейся в нем флюидной фазы.

Сохранившиеся от разгерметизации, обычно небольшие включения состоят из раскристаллизованного в различной степени силикатного стекла и флюидной фазы. В сильно раскристаллизованной силикатной массе при больших увеличениях микроскопа удается различать кварц, полевой шпат и темноцветный минерал (биотит?). Флюидная фаза во включениях обособляется в виде одного или нескольких деформированных газовых пузырьков, в пределах которых иногда обнаруживается жидкая углекислота. Часть включений содержит жидкие флюиды в интерстициях между выделениями силикатов. В некоторых включениях наблюдаются чередование более широких светлых силикатных полосок со сравнительно тонкими и темными флюидами.

Важным отличием гранитоидов Шивкинского массива является отсутствие в кварце сопутствующих расплавным кристаллофлюидных включений, широко распространенных в кварце гранитоидов штока и даже являющихся в некоторых образцах преобладающими среди других типов по количеству. Судя по разнообразию форм законсервированных во включениях изотропных или анизотропных микрокристалликов (ромбовидной, кубической, призматической, гексагональной и др.) они

представлены несколькими минеральными видами, среди которых пока определены только галит и сильвин (?). Промежутки между кристалликами заполнены жидким флюидом, занимающим от 10 до 15% объема вакуолей. Кроме того, 10% их объема занимает газовый пузырек.

Газово-жидкие включения в кварце гранитоидов штока и массива являются наиболее распространенными среди других типов включений, сопутствующих расплавленным. Во всех изученных образцах они располагаются по зонам роста во вкрапленниках кварца и в виде азональных групп вблизи расплавленных включений в кварце основной массы пород. Большинство включений характеризуется малыми размерами (до 10 мкм) и непостоянным соотношением газ/жидкость. Наиболее часто встречаются включения с газовым пузырьком, занимающим от 40 до 60% объема вакуолей. В табл. 3 выделены газово-жидкие и жидко-газовые включения с содержанием газовой фазы соответственно до 50 и более 50%. Как видно по результатам подсчета, в кварце гранитов штока и массива преобладают жидко-газовые включения. Кроме солевого раствора и газа включения нередко содержат жидкую углекислоту, причем в некоторых случаях она занимает большую часть объема вакуолей. Во всех изученных образцах обнаружены газово-жидкие включения с твердыми фазами в количестве 1-2, реже более микрокристалликов.

Наряду с перечисленными выше общими особенностями газово-жидких включений наблюдается большая насыщенность этими включениями кварца гранитоидов штока. При этом если в кварце гранитоидов штока минералы-узники обнаруживаются почти в каждом третьем газово-жидком включении, то в гранитоидах Шивкинского массива твердые фазы наблюдаются только в единичных включениях в кварце вкрапленников, а в кварце основной массы породы они не обнаружены. Напротив, в

кварце гранитоидов штока не обнаружены столь характерные и обильные в кварце гранитоидов массива дочерние газово-жидкие включения, образованные при взрывании расплавленных включений в кварце гранитоидов Шивкинского массива. Оказались также разгерметизированными многочисленные газово-жидкие включения, в которых большая часть объема была заполнена жидкой углекислотой.

Существенно газовые включения встречаются в кварце гранитоидов штока и массива. Они отличаются непостоянными размерами и иногда содержат небольшие объемы водно-солевого раствора. При этом если в кварце гранитоидов штока газовые включения являются сравнительно редкими, то в кварце гранитоидов массива их значительно больше, чем всех других типов включений, вместе взятых (см. табл. 3).

Криометрическое изучение флюидных включений в кварце гранитоидов штока и массива показало, что по солевому составу они близки между собой и содержат хлориды, карбонаты и бикарбонаты щелочных и щелочно-земельных металлов. В большинстве образцов распространенными являются включения с хлоридом калия. В тоже время в кварце гранитоидов штока нередко к преобладающим относятся включения с законсервированными хлоридами кальция, не обнаруженные в кварце гранитоидов массива. Здесь обычны включения с хлоридом магния, не встреченные в кварце гранитоидов штока. В кварце гранитоидов массива в некоторых дочерних включениях, образованных при взрывании расплавленных включений, обнаружены растворы с температурой эвтектики - 74-76°C. В связи с малыми размерами включений однозначно определить их состав, используя другие признаки, кроме температуры эвтектики [1], не удалось, но с учетом геохимических особенностей гранитоидов можно с большой долей вероятности предполагать,

Таблица 3. Количество разных типов включений в кварце гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеселитового месторождения (в пределах 1 мм² площади пластинки)

Массив	Типы включений и их количество						
	Минеральные	Расплавленные	Кристалло-флюидные	Газово-жидкие с твердыми фазами	Газово-жидкие без твердых фаз	Жидко-газовые	Газовые
Шивкинский	32	24	не обнаружены	единичные	118	194	396
Лермонтовский шток	48	64	154	126	458	784	148

Таблица 4. Солевой состав включений в кварце гранитоидов

М а с с и в	Температура эвтектики °С	С о с т а в ф л ю и д о в	Количество определений
Шивкинский	-74; -76.0	LiCl+H ₂ O	3
	-37.0	Na ₂ CO ₃ +K ₂ CO ₃ +H ₂ O	5
	-35.5	FeCl ₂ +H ₂ O	7
	-35.0	MgCl ₂ +NaCl+H ₂ O	2
	-21.0	NaCl+H ₂ O	9
	-11.0	KCl+H ₂ O	7
	-56.6	CO ₂	6
Лермонтовский шток	-55.0	CaCl ₂ +NaCl+H ₂ O	5
	-49.5	CaCl ₂ +H ₂ O	6
	-47.0	(?)	2
	-21.0	NaCl+H ₂ O	6
	-11.0	KCl+H ₂ O	6
	-3; -3.5	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ +H ₂ O	3
	-57; -61.0	CO ₂ +CH ₄ или N ₂	4

что соли представлены хлоридом лития (Тэвт. = -74.8°C). Во всех изученных образцах обнаружены включения с углекислотой, но судя по температуре тройной точки, углекислота включений в кварце гранитоидов штока почти всегда содержит меняющееся количество более низкотемпературных газов, не установленных в углекислоте включений в кварце гранитоидов массива (табл.4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

Как уже отмечалось, наличие расплавных включений в кварце не вызывает сомнений в магматической природе гранитоидов штока и массива. Набор сингенетических расплавных и различных типов флюидных включений указывает на гетерогенное состояние родоначальных магм, на существование совместно с силикатным расплавом самостоятельной флюидной фазы с различной концентрацией солей в её составе. Однако, судя по особенностям включений, степень кристаллизационной дифференциации расплавов при формировании штока и массива была различной. В процессе кристаллизации силикатного расплава в пределах штока происходит обособление водно-солевого раствор-расплава, что подтверждается обилием в кварце сопутствующих расплавным кристаллофлюидных включений. Их образование возможно только при высокой концентрации солей в распла-

ве. По мере дальнейшего понижения температуры происходит накопление воды в расплаве, флюид становится существенно водным раствором с высоким содержанием солевых компонентов, о чем свидетельствует большое количество сопутствующих расплавным газовой-жидких включений, немалая часть которых содержит твердые фазы. Наличие сингенетических газовой-жидких включений с меняющимся соотношением фаз газ-жидкость, скорее всего, является следствием вскипания флюидов при подъеме расплавов. Таким образом, родоначальный расплав в процессе кристаллизации гранитоидов штока трансформировался в трехфазовую систему, состоящую из силикатной части, солевого раствор-расплава и гидротермального раствора. Как показали экспериментальные работы [11, 23], только при такой схеме кристаллизационной дифференциации происходит экстракция рудных компонентов из силикатного расплава, причем эффективными концентраторами рудного вещества являются не гидротермальные растворы, а обособившиеся в виде высококонцентрированных раствор-расплавов солевые фазы. В нашем случае особой активности в экстракции из расплава вольфрама способствовало повышенное содержание в раствор-расплаве солей фтора [11]. Обособление высококонцентрированной солевой фазы в процессе кристаллизации гранитоидов и её накопление уже при сравнительно низких температурах происходит только

в условиях закрытой системы, что, видимо, и характерно для формирования Лермонтовского штока. Такие условия при высокой флюидонасыщенности расплавов, а следовательно, и значительном флюидном давлении возможны лишь при кристаллизации гранитоидов штока на глубине под мощным покровом пород рамы.

В иных условиях происходила кристаллизация гранитоидов Шивкинского массива. Здесь не наблюдаются накопления солей в процессе кристаллизации расплавов, не образуется высококонцентрированный раствор-расплав, способствующий экстракции рудных компонентов (отсутствуют кристаллофлюидные включения), а гетерогенизация расплава выражается лишь в существовании силикатной и гидротермально-солевой составляющих. Последняя, судя по наличию только редких газовой-жидких включений с твердыми фазами, характеризовалась низким содержанием солевых компонентов. Преобладание газовых включений среди других их типов является показателем низкой плотности флюидов и невысокого давления, что и нашло отражение в некоторых особенностях минералов гранитоидов, например биотита. Приведенные выше данные свидетельствуют о формировании гранитоидов Шивкинского массива в условиях открытой системы, при которых солевые и летучие компоненты выносились из гранитных магм далеко за их пределы. Подтверждением являются широкие ореолы измененных пород вокруг Шивкинского и других крупных гранитоидных массивов района. Внедрение огромных гранитных масс сопровождалось дроблением вмещающих пород с образованием многочисленных трещин, служивших каналами для удаления флюидов из расплава и способствующих взаимодействию флюидов с породами рамы. В условиях открытой системы могло происходить резкое падение внешнего давления, с чем связано большое количество разгерметизированных как расплавных, так и некоторых флюидных включений. Крупные гранитные массивы, образованные в условиях открытых систем, не сопровождаются промышленным оруденением [11]. Содержащиеся в расплавах рудные компоненты в процессе кристаллизации выносятся из них вместе с флюидами и рассеиваются на значительных площадях, что и подтверждается на примере Шивкинского массива. По-видимому, гранитоиды этого массива кристаллизовались на меньшей глубине по сравнению с породами штока и, таким образом, можно предполагать разные уровни эрозионного среза этих интрузивов.

На состав гранитообразующих расплавов существенное влияние оказывали процессы ассимиляции вмещающих пород. Судя по составу

включений, это сказалось и на составе флюидной части расплавов. Ассимиляцией больших объемов известняков сравнительно малым объемом расплава, формирующего шток, вполне логично объясняется наличие солей кальция во включениях в кварце гранитоидов. При этом, на основе данных работы [21], можно утверждать, что кальций в составе расплавов находился в избытке по отношению к его количеству, необходимому для формирования минерального состава гранитоидов. Большие объемы силикатного расплава предопределили относительно малое участие известняков в формировании Шивкинского массива и кальций полностью использовался при кристаллизации минералов гранитоидов, а не консервировался в "остаточных" флюидах включений. При этом надо учесть, что в строении массива более широко, по сравнению со штоком, распространены меланократовые разности гранитоидов, в составе которых преобладают плагиоклазы сравнительно высокой степени основности.

Включения с солями магния встречаются в кварце гранитоидов штока и массива, но они более характерны для пород массива, в формировании которых, вероятно, большое значение имело плавление кристаллических сланцев с высоким содержанием магниевых минералов.

По геохимическим данным литий относится к широко распространенным элементам в составе гранитоидов штока и массива. Однако соли лития (?) обнаружены нами только в дочерних включениях, образованных при взрывании расплавных включений в кварце гранитоидов массива. Отсутствие включений такого состава в кварце гранитоидов штока можно объяснить или более низким содержанием лития в расплавах, или недостатком изученного материала. Первое предположение мало вероятно. Скорее всего, это связано с тем, что нам не удалось детально изучить флюиды, заключенные в мелких расплавных включениях в кварце пород штока. В газовой-жидких же включениях, сопутствующих расплавному в кварце пород массива, литий также не обнаружен. Возможно, что заметные концентрации лития в "остаточных" флюидах [21] характерны только для раннего периода консервации расплавных включений. По данным А.С.Борисенко [1] присутствие компонентов в растворе отражается на температуре эвтектики при его концентрации не менее 0.5-1%.

М.Г.Руб [16], позднее В.И.Гвоздев [3] по малому коэффициенту железистости гранитоидов и биотита, незначительной распространенности в гранитоидах окисных минералов высказали предположение о низкой фугитивности кислорода при формировании пород штока. Судя по наличию

включений в кварце, содержащих FeCl_2 , это заключение справедливо и для гранитоидов Шивкинского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование рубидий-стронциевых изотопных систем в гранитоидах рудоносного Лермонтовского штока и близко расположенного крупного Шивкинского массива, не сопровождаемого промышленным оруденением, показало, что эти интрузивы весьма близки по времени формирования и, вероятно, являются производными единого магматического очага. Их радиогенный возраст равен 125-127 млн лет, что подтверждает геологические наблюдения в более северных районах Сихотэ-Алиня о нижнемеловом возрасте высокоглиноземистых гранитоидов Хунгарийской серии.

Гранитоиды штока и массива характеризуются практически одинаковыми начальными соотношениями изотопов стронция, величина которых указывает на заметное участие в формировании родоначальных гранитных расплавов процессов контаминации сиалического материала. Таким материалом могли быть кристаллические сланцы древнего Ханкайского массива, блоки которых обнаружены геофизиками в пределах западной части Самаркинского террейна.

По данным изотопных исследований устанавливается общность изученных интрузивов по времени внедрения и кристаллизации пород, по субстрату для зарождения первичных расплавов. В то же время изучение включений минералообразующих сред в кварце указывает на некоторые различия условий формирования этих интрузивов. Гранитоиды штока и массива заметно отличаются по количеству флюидных включений, по их типам, по количественным соотношениям и другим признакам. Особенно показательно широкое распространение в кварце гранитоидов штока кристаллофлюидных и газовой-жидких включений с твердыми фазами и их отсутствие или весьма малое количество в кварце пород массива. Напротив, в кварце последних преобладают газовые включения, сравнительно редкие в кварце пород штока. Полученные материалы позволяют качественно оценить различия расплавов, формирующих породы штока и массива по флюидонасыщенности, плотности и концентрации флюидов. Перечисленные особенности флюидного режима, по нашему мнению, обусловлены различиями в геодинамической обстановке формирования интрузивов.

Криометрическим методом выявлены как общие особенности, так и различия состава солей, законсервированных во включениях в кварце грани-

тоидов штока и массива. Установленные различия относятся преимущественно к катионной составляющей растворов и объясняются влиянием состава ассимилированных расплавом вмещающих пород. В составе включений в кварце гранитоидов массива определены соли лития, характерные для рудоносных литий-фтористых гранитоидов Приморья [14]. Особенности состава включений указывают на низкую фугитивность кислорода в расплавах, формирующих породы массива.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований 95.05.14648.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении руд месторождений М.: Недра, 1982. С. 37-47.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
3. Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 23 с.
4. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальневосточного комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрогенетическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1994. Т. 334. № 4. С. 473-476.
5. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
6. Гольцман Ю.В. Оценка параметров линейных изохрон в изотопной геологии // Геохимия, 1993. № 10. С. 1470-1481.
7. Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 213с.
8. Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формирования высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: Из-во АН СССР, 1965. 140 с.
9. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324, № 4. С. 847-851.
10. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
11. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 4-23.
12. Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.Наука. 1969. 182 с.
13. Никифорова И.К. Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их по-

- статмагматические изменения и рудоносность // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 195-217.
14. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе флюидной фазы редкометальных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 99-103.
 15. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 557 с.
 16. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982, 261 с.
 17. Степанов Г.Н., Иванов В.С. Биотиты вольфрамоносных гранитов Северного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 126-130.
 18. Фор Г. Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
 19. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... до-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
 20. Хетчиков Л.Н. Исследование включений минералообразующих сред в искусственных и природных кристаллах: Автореф. дис.... до-ра геол.-минер. наук. М., 1994. 32 с.
 21. Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Пахомова В.А. Флюидные включения в минералах: истинные или ложные свидетели состава минерало-образующих растворов // Зап. ВМО., 1994. № 5. С. 1-8.
 22. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н. Комплексирование водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. С. 124-131.
 23. Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитным расплавом, флюидно-солевой и флюидной фазами // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 2. С. 378-381.

Поступила в редакцию 3 октября 1996 г.

L.N. Khetchikov, V.A. Pakhomova, V.I. Gvozdev, D.Z. Zhuravlev, N.S. Gerasimov

Rb-Sr isotope age and fluid regime peculiarities of granitoid formation of the Lermontovsky skarn-sheelite deposit (Primorye)

Rb/Sr isotope systems in granitoids of small Lermontovsky stock and large Shivkinsky massif were studied. It was determined that these massives are nearly of the same age (isotope age is 125 - 127 Ma), and constituting rocks are characterized by practically equal initial Sr-isotope ratios. According to the isotope data, sialic material played a significant role in the original granite melt formation.

Inclusions of mineral-forming media in granite quartz were studied. Stock rocks and massif rocks are distinguished by the amount of fluid inclusions, their types, and phase ratios, that is due to distinctions in geodynamic environment of the intrusions formation process. Specific features of heterogenous transformation of melts under different geodynamic environments of the intrusion formation, that affected accumulation or dispersion of ore components are tracing due to quartz inclusions. General features and differences in fluid composition preserved in the inclusions and influence of the country rocks are recorded.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.412:550.4 (571.65)

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ СЕРЕБРОНОСНЫХ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА
ПО ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ*В.А.Приставко, В.И.Гончаров, А.А.Сидоров**Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г.Магадан*

По геолого-геохимическим данным выполнена оценка около 200 рудопроявлений, расположенных в пределах ОЧВП и его перивулканической зоны. В их числе - золото-серебряные, полиметаллические с серебром, олово-серебряные и золоторудные объекты. Из 289 описательных признаков регионального и локального характера наилучшими индикаторами различных типов оруденения являются данные по геохимии и минералогии рудных тел и вмещающих их измененных пород. С учетом индикаторной роли всего комплекса признаков для каждого изученного рудопроявления вычислены комплексные минералого-геохимические показатели (КГП) формационной принадлежности и дана оценка перспективности на золото-серебряное оруденение. Все объекты разделены на 7 групп, которые систематизированы и образуют единый рудно-формационный ряд. Среди собственно золото-серебряных проявлений выделяются несколько подгрупп по ожидаемому богатству оруденения.

Проблема рудоносности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) - крупнейшей геологической структуры Северо-Востока России - давно привлекает внимание специалистов, но в силу своей сложности, масштабности она еще далека от полного разрешения. С ОЧВП пространственно и парагенетически связаны рудопроявления всех известных в Магаданской области металлов. Однако большинство исследователей выделяет такую специфическую черту ОЧВП, как повышенную сереброносность в виде серебряной и золото-серебряной минерализации разноформационных рудопроявлений.

Примесь серебра в золотых и полиметаллических рудах наблюдается повсеместно. Повышенная сереброносность оловорудных проявлений явилась основанием для выделения самостоятельной формации олово-серебряных месторождений [3]. Даже для олово-вольфрамовых месторождений региона сереброносность является типичным свойством. Распределение серебра в оловорудных телах и их эндогенных ореолах столь закономерно, что позволяет систематизировать рудные объекты по этому признаку [4].

Вместе с тем, для большинства рудопроявлений количественные минералого-геохимические сведения отсутствуют, а прогнозная оценка и систематизация этих объектов базируются, главным образом, на общегеологических данных. В силу разной

степени их изученности получаемые при этом результаты зачастую противоречивы. Это касается и решения вопроса о формационной принадлежности рудопроявлений, и определения масштабности их оруденения.

О масштабах оруденения на многих проявлениях из-за слабой изученности судить приходится обычно по косвенным данным: текстурно-структурным особенностям руд, характеру гидротермального метаморфизма вмещающих пород, сравнению с уже разведанными аналогами и др.

В настоящей работе предпринята попытка количественной оценки и систематизации сереброносных объектов ОЧВП по широкому комплексу структурных, петрологических, геофизических, геохимических и минералогических данных.

Чтобы решить вопрос о достоверности качественной и количественной оценки объектов, эти признаки были проанализированы с точки зрения их информативности, во-первых, при определении формационной принадлежности рудопроявлений и, во-вторых, при оценке интенсивности Au-Ag оруденения.

В исследование было вовлечено около 200 рудопроявлений, расположенных в пределах ОЧВП и его перивулканической зоны [7], т.е. примерно в границах Охотско-Чаунской металлогенической

провинции в понимании Р.Б.Умитбаева [10]. Это проявления золото-серебряной, полиметаллической с серебром, олово-серебряной формации и небольшое количество серебросодержащих рудопоявлений золото-сульфидного, золото-кварцевого, золото-редкометалльного и неопределенного (40% от общего количества) формационного типов. Отнесение проявлений к тем или иным рудным формациям

проведено по геологическим, минералого-геохимическим и физико-химическим признакам [2, 8, 9].

Для всех рудопоявлений принята единая система описания, которая включает 289 признаков от регионального (принадлежность к рудным районам и узлам) до локального (рудные поля, рудные тела) масштабов. По набору признаков данная система достаточно полна и детальна. Однако для

Таблица 1. Положительные индикаторы(признаки) сереброносных рудных формаций ОЧВП

Группы признаков рудных формаций	Рудные формации			
	золотые*	олово-серебряная	полиметаллическая с серебром	золото-серебряная
I	2	3	4	5
Признаки рудных формаций				
Структуры рудных районов	Антиклинорные и синклинорные зоны	Краевые швы, шовные зоны	-	Мульды, вулканотектонические депрессии
Структуры рудных полей: а) складчатые	Антиклинали брахиантиклинали, синклинали	Моноклинали, вулканогенно-интрузивно-купольные поднятия	Локальные вулканотектонические депрессии и кальдеры	Локальные вулканотектонические депрессии и кальдеры
б) дизъюнктивные	Крупные зоны брекчирования	Зоны интенсивной трещиноватости	Крупноамплитудные разломы	Блоки на пересечении разломов, в т.ч. скрытых
Положение рудных столбов	В осевых зонах складок, в экзоконтактах интрузивов и субвулканитов, на контактах даек	На пересечении разломов и даек	В экзоконтактах магматических тел	На участках изгибов, ветвлений и оперения крупных разломов, сопряжения и пересечения разломов
Геологические формации, слагающие рудные поля	Диорит-гранодиоритовая, малых интрузий пестрого состава, флишвидная	Габбро-диорит-плагногранитовая, молассоидная угленосная	Андезит-риолитовая	Контрастные (риолиты - андезибазальты)
Магматические породы в рудных полях	Граниты, гранодиориты, монзониты, дайки кварцевых порфиров, диабазов, габбро-диабазов, лампрофиров, плагногранит-порфиров	Лейкократовые граниты, дайки фельзитов, долеритов	Дайки гранит-порфиров	Риолиты, кислые субвулканические тела, дайки андезибазальтов и базальтов
Вмещающие породы и степень их изменения	Роговики, гранитоидные интрузивы, дайки преимущественно кислого состава. Начальные стадии (диагенез, катагенез), пренит-пумпеллитовая стадия метаморфизма	Переслаивающиеся песчаники, глинистые сланцы, алевролиты; аргиллиты, конгломераты, субвулканические тела кислого состава	Осадочные, вулканогенные толщи зеленосланцевой стадии метаморфизма, известняки	Пропилитизированные и аргиллизированные вулканические тела
Вторичные минералы измененных вмещающих пород	Альбит, пренит	Турмалин, мусковит, биотит, хлорит	Монтмориллонит	Адуляр, гидромусковит, гидрослюда, дикиит, кварц, кальцит, каолинит, серицит, эпидот

Продолжение табл.1

1	2	3	4	5
Геохимия измененных вмещающих пород	Средней интенсивности ореолы золота, повышенной - мышьяка и сурьмы. В ореолах отмечается кобальт и фосфор(редко)	Средней интенсивности ореолы серебра с типичными спутниками: Pb, Zn, W, Sn, Cu, Ba	В ореолах типичны W, Sn, Zn, Pb, Cu, Mo	Пониженной интенсивности ореолы Au As, и повышенной - Ag. Типичные элементы в ореолах - K, Mn, Hg
Текстуры руд	Вкрапленные и прожилковые	Вкрапленные	Вкрапленные и массивные	Брекчиевые, массивные, полосчатые и каркасно-пластинчатые, колломорфные
Парагенезисы золота в рудах и проба золота	Пиритовый, пирит-арсенопиритовый, антимонит-сульфоантимонитовый, леллингитовый. Проба золота 750-900 и выше	Халькопиритовый	Халькопиритовый	Сульфосольный, серебро-акантитовый, адуляр-кварцевый. Проба золота менее 700
Минералы руд	Висмутин, висмут самородный, теллуrowисмутит, вольфрамит, глаукоdot, леллингит, молибденит, турмалин и редко - жозеит, калаверит, реальгар, риккардит, фрейслебенит	Жильные: апатит, сидерит, доломит, режанкерит; рудные: касситерит, станнин, арсенопирит, режанкерит, гудмундит, икелин, семсент	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, фрейбергит и режавихнит	Жильные: адуляр, гидрослюда, серицит, родонит, родохрозит, кальцит, гранат, барит, халцедон; рудные: аргентит, пираргирит, прустит, серебро, штрмейерит, кюстелит, гессит, полибазит, стефанит
Примеры типичных рудопроявлений и перспективность золото-серебряных объектов.	Предгорное Амандырханское Куполок Подгорное Тайник Большекупкинское Нижекилгатинское Золотинка Незаметное Средне-Ичугеemское Сентябрьское Большая Хая Аттынах Сыпучее Марс-Сильное Ватыкское Дублер Озерное Тэнгкели-Глухариное Майское Промежуточное Громадинское	Малый Кэн Галимовское Верхне-Талское Широкое Порожистое Труд Кандычан Светлинское Хакырчанское Второе Начальное Напористое Карасайское Ирэгэнджа Хета	Утро Оранжевое Горностаевское Чиннейвеемское Горное Красногорское Хайчан Дюкенское Шах Иргучанское Мечта Тидид Гольцовое Хакандинское Прогнозное	Сушественно высокой перспективностью: Дукаат, Лунное-2 Арылах, Теплое, Сопка кварцевая. Высокой перспективности: Кубака, Карамкенское, Нявленга, Утесное, Старт, Дальнее, Мечта. Средней перспективности: Ирбычан, Валунистое, Колхида, Тидид. Низкой перспективности: Аган, Ойра, Олынджа, Сенон, Ушельное, Финиш, Гольцовое. Начальное, Серебряное, Красин

Примечание*: Золото-сульфидная, золото-кварцевая, золото-редкометалльная серебросодержащие формации.

каждого объекта при обычных геолого-геофизических и минералого-геохимических исследованиях фиксируется только факт присутствия признака и их общее количество. На наиболее исследованных объектах установлено до 200 признаков, которые могут быть включены в статистическую выборку при оценке и систематизации проявлений, на плохо изученных - всего 10-20 (табл. I).

Вся система признаков проанализирована с целью выявления их индикаторной роли при описании разных типов оруденения. Определение рейтинга признаков проведено на основе частной информации «от события к событию» [I] по специальным алгоритму и программе.

Первоначально алгоритм и программа как метод были разработаны только для определения формационных типов и интенсивности проявления оловянного оруденения [5, 6]. Позднее появилась возможность этот метод сделать более общим и применить разработанные алгоритм и программу к любому набору и сочетаниям признаков, характеризующих геологические тела и процессы. Такой подход по сравнению с другими приемами (например, с дискриминантным анализом) обладает преимуществом, т.к. не имеет ограничений ни на виды функций распределения, ни на ковариационные матрицы, а лишь учитывает оценку вероятности проявления любого качественного или количественного признака, например, содержания химических элементов, типов горных пород или масштабов их проявления и т.д. на сопоставляемых объектах. Оценка информативности (индикаторной роли) какого-либо признака численно равна отношению вероятности (частоты) проявлений, например, элементов соответствующих концентраций в рудных телах, к вероятности встречи их (концентраций) в общей выборке, характеризующей все рудное поле месторождения, и вычисляется по формуле:

$$J_{A_j \rightarrow B_i} = \log \frac{P_{(A_j/B_i)}}{P_{(A_j)}}$$

где $P(A_j/B_i)$ - вероятность встречи j -й градации содержания элемента A для интервалов оруденения (B_i); $P(A_j)$ - вероятность j -й градации элемента A в общей исследуемой выборке. Информационная значимость набора элементов определяется как алгебраическая сумма произведений информативности концентраций каждого из них на вероятности встречи этих элементов в рудных телах.

Применительно к геохимическим ореолам полученные оценки рейтинга компонентов дают возможность выявить прямые и косвенные элементы-

индикаторы оруденения. Кроме того, они позволяют вычислить комплексный геохимический показатель интенсивности многокомпонентного ореола (КГП) как алгебраическую сумму величин J , найденных для всех ореолообразующих элементов.

Понятно, что индикаторная роль признаков не одинакова для рудных образцов. Она изменяется в широких пределах. Рассчитанные числовые характеристики каждого признака и могут быть использованы для оценки новых месторождений, близких по геолого-геохимическим свойствам к изученным. В своем сочетании эти признаки и их количественные показатели представляют собой своеобразные спектры рассмотренных формационных типов оруденения. В исследованном наборе признаков сереброносных объектов только 62% являются приемлемыми индикаторами выделенных рудных формаций. При этом, большая часть их общего количества (70 или 24%) характерна для золото-серебряного оруденения. Сопоставимая доля признаков (60 или 21%) информативна для золотого оруденения. Для олово-серебряного и полиметаллического с серебром оруденения индикаторов существенно меньше: соответственно 30 (13%) и 10 (3.5%).

К наиболее информативным признакам относятся данные по геохимии и минералогии рудных тел и вмещающих измененных пород.

Сопоставление индикаторной роли признаков, свойственных каждой из вовлеченных в исследование формаций, позволяет обнаружить характер отношений между ними. Так, взаимоотношение золотого и золото-серебряного оруденения характеризуется сильной отрицательной геолого-геохимической корреляцией, что возможно свидетельствует о существенных различиях условий их формирования. Олово-серебряное оруденения и полиметаллическое оруденение с серебром проявляют лишь частичную самостоятельность: первое по набору и роли признаков ближе к золотому, а второе - к золото-серебряному оруденению. Это обстоятельство отражено в табл. I, где представлены основные положительные индикаторы (признаки) рассмотренных рудопроявлений. Многие из этих признаков дают возможность вычислить конкретные КГП, что позволяет уточнить формационную принадлежность рудопроявлений и оценить перспективы оруденения в тех из них, которые отнесены к золото-серебряной формации.

В каждом комплексном показателе учитывается роль не только основных высокоинформативных положительных признаков, но и кооперативный эффект от всего их набора, включая отрицательные индикаторы.

Таблица 2. Парные коэффициенты корреляции (r) между комплексными показателями рудных формаций

Au - Ag	0.86			
Pb - Ag	0.30	0.25		
Sn - Ag	-0.13	-0.40	0.42	
Au	-0.73	-0.90	-0.50	0.19
Б	Au - Ag	Pb - Ag	Sn - Ag	

Примечание: Б - обогащенность золото-серебряной минерализацией рудных формаций; Au-Ag - золото-серебряная; Pb-Ag - полиметаллическая с серебром; Sn-Ag - олово-серебряная; Au - золотые рудные формации. Все коэффициенты корреляции значимы на уровне 0.01, кроме коэффициента корреляции (r) Sn-Б = -0.13 (незначим).

Таблица 3. Матрица факторных нагрузок по результатам R-модели факторного анализа

Формация	Главные факторы		Общность
	1	2	
Au-Ag	0.97	-0.20	0.98
Pb-Ag	0.46	0.79	0.83
Sn-Ag	-0.26	0.88	0.85
Au	-0.95	-0.07	0.90

Примечание: Общность - сумма квадратов коэффициентов корреляции признаков с главными факторами.

При статистической обработке всего комплекса признаков по каждому рудному объекту вычислены конкретные КГП. Таких интегральных показателей получено пять. Четыре из них определяют формационную принадлежность, а пятый является оценкой ожидаемого масштаба развития золото-серебряного оруденения в проявлениях одноименной и других формаций. Рассчитаны величины КГП каждого рудного объекта, а в настоящей статье приводятся лишь результаты их математико-статистической обработки. Методами корреляционного и факторного анализов проанализированы связи между этими показателями (табл.2,3). Как следует из этих таблиц и рис.1, главная особенность рассмотренных рудопроявлений проявляется в ярко выраженной отрицательной связи между золотым и золотосеребряным оруденением. Доля этого фактора составляет 58% общей изменчивости признаков оруденения. Другой особенностью является относительно слабая положительная связь между олово-серебряным и полиметаллическим с серебром типами оруденения, на долю которой приходится 29% изменчивости.

Указанные особенности являются для рассмотренных рудопроявлений ОЧВП определяющими, охватывают 87% учтенной изменчивости и могут быть привлечены к обоснованию положения о существовании непрерывного ряда рудных форма-

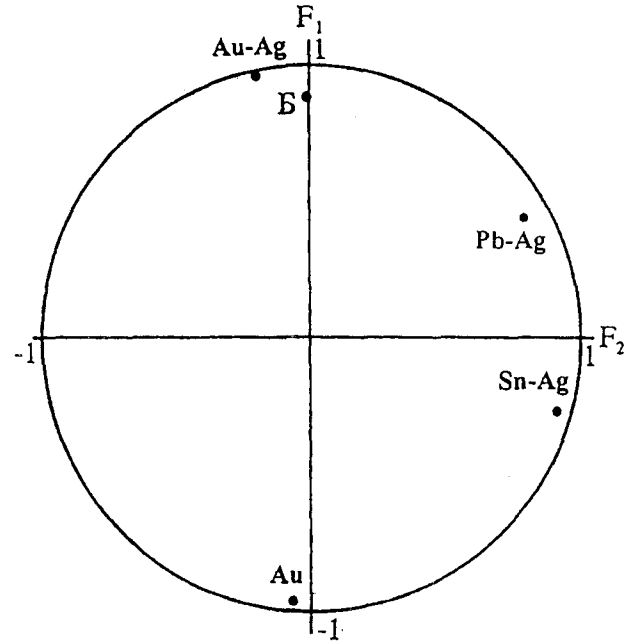


Рис.1. Соотношения пяти КГП в координатах главных факторов. Степень приближения фигуративных точек к окружности отвечает величинам общности в табл.3 и свидетельствует об уровне надежности формационного разделения исследованных объектов.

ций, крайними членами которого являются, с одной стороны, золотые, а с другой - золото-серебряные проявления. Олово-серебряные и полиметаллические с серебром объекты, при некоторой их самостоятельности, занимают, возможно, переходное положение, при этом первые тяготеют к золотой, а вторые - к золото-серебряной формациям.

По вычисленным значениям названных КГП все проявления имеют свои отличительные черты, но среди них встречаются близкие по составу и свойствам. Это дает возможность сгруппировать все привлеченные к исследованию рудопроявления по численным характеристикам и, применяя комбинированные методы кластер-анализа, разделить их на семь групп.

Как следует из данных табл.4 и рис.2, главное различие между выделенными группами проявляется в соотношении КГП золото-серебряных (Au-Ag) и золотых (Au) представителей рудных формаций. От первой к последней группе четко проявлена тенденция уменьшения КГП Au-Ag при возрастании КГП Au. Это позволяет выделенные группы проявлений считать принадлежащими ряду от существенно серебряных через смешанные к существенно золотым формациям. При этом относительно «чистыми» группами, т.е. четкими по формационной принадлежности, являются начальные и конечные группы показанного в табл.4 ряда 1 и 2, а

также 6 и 7. Группы 1 и 2 включают в себя подавляющее большинство золотосеребряных рудопроявлений (с ведущей ролью серебра), причем группа 1 в них выделяется как наиболее промышленно значимая, а в группу 2 входят в основном малоперспективные серебросодержащие проявления. Объекты группы 6 и 7 существенно золотые, хотя и в них отмечается присутствие чуждых по формационной принадлежности месторождений. Группы 3, 4, 5 занимают в ряду промежуточное переходное положение, являясь, по-видимому, формационно смешанными. Так группа 3 - это «симбиоз» полиметаллических рудопроявлений с золото-серебряными. В проявлениях группы 4 ведущая роль принадлежит оловянным минеральным сообществам с заметным участием полиметаллических руд. Проявления группы 5 включают полиметаллические, олово-серебряные и золотые минеральные ассоциации. Можно предположить, что группы 3, 4, 5 обладают признаками базовых рудных формаций по А.А.Сидорову [8]. Рассмотренные особенности семи выделенных групп рудопроявлений в сочетании с аналогичными данными по конкретным объектам в них позволяют сделать вывод, что все группы неоднородны и далеко неравнозначны по масштабам рудоносности. Например, в группе 1 по ожидаемому богатству золото-серебряного оруденения можно выделить несколько подгрупп (см. табл.1). Уникальное, существенно серебряное месторождение Дукат в первой подгруппе является не типичным, а исключительно выдающимся объектом. Кроме того, в целом, в группе заметно обособляются существенно полиметаллические объекты высокой (Мечта), средней (Тидид) и низкой (Гольцовое) перспективности на золото-серебряное оруденение.

Среди низкоперспективных рудопроявлений (группа 2, см.табл.4) преобладают типично золото-серебряные: Серебряное, Красин, Ущельное, Финиш и др. (см.табл.1). Для некоторых из них (Сенон, На-

Таблица 4. Усредненные оценки КГП по семи группам рудопроявлений

Группы рудопроявлений	Количество рудопроявлений в группах	Комплексный показатель обогащенности Au-Ag минерализацией (Б) и КГП различных рудных формаций				
		Б	Au-Ag	Pb-Ag	Sn-Ag	Au
1	24	16.6	14.6	-3.3	15.9	-42.8
2	36	-11.9	2.0	-2.3	-11.3	-28.2
3	41	-30.0	-6.8	-3.5	-14.7	-14.3
4	20	-21.0	-10.8	5.6	12.5	-19.1
5	24	-22.4	-12.2	-0.6	-1.2	0.1
6	29	-40.2	-17.2	-10.1	-9.1	5.6
7	22	-36.5	-24.5	-12.5	-6.8	27.5

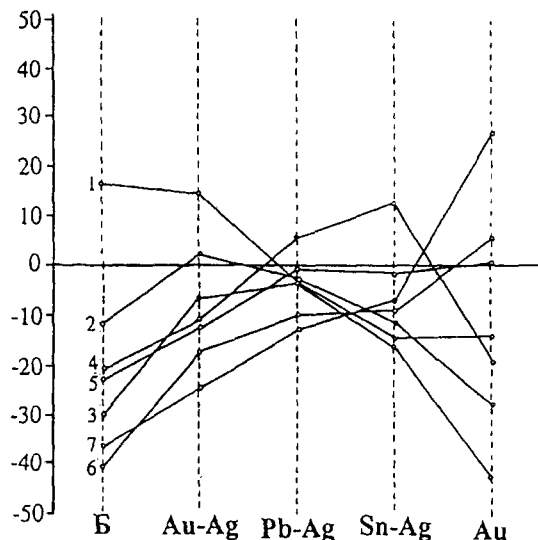


Рис.2. Диаграммы изменения КГП интенсивности оруденения и формационной принадлежности в выявленных группах сереброносных проявлений (корреляционные профили). Построены по данным табл.4

чальное) оценка рудоносности положительна, хотя и невысока. Разнородность этой группе придает распространение полиметаллических с серебром объектов (Шах, Иргучанское, Хакандинское, Дюкэнское, Прогнозное). Кроме того, здесь присутствуют и отчетливо оловянные с серебром рудопроявления (Ирэгэнджа, Хета и др.), для части которых получены значимые положительные КГП именно на золото-серебряное оруденение (Хета).

По групповым и индивидуальным оценкам перспективность рудопроявлений остальных групп золото-серебряной линии отрицательная. Однако полученные данные позволяют в большинстве неясных случаев все же более определенно и однозначно оценить формационную принадлежность этих рудопроявлений.

Разнообразие золото-серебряных месторождений объясняется с позиций рудно-формационных рядов (рудных комплексов) [9]. В частности, существенно золотые месторождения ($Au/Ag=1-50$) связаны с медно-порфировым и частично золото-сульфидным рядами, а существенно серебряные - с олово-серебро-порфировыми и серебро-сульфидными [8].

Территориальное положение выделенных и рассмотренных семи групп сереброносных рудопроявлений показано на рис.3. Несмотря на крайне неравномерное распределение рудопроявлений на исследованной территории, в их размещении намечается тенденция преимущественного развития некоторых выделенных групп рудопроявлений на локальных участках ОЧВП. Так, рудопроявления групп 1,4 и 7 преобладают на западном, а группы

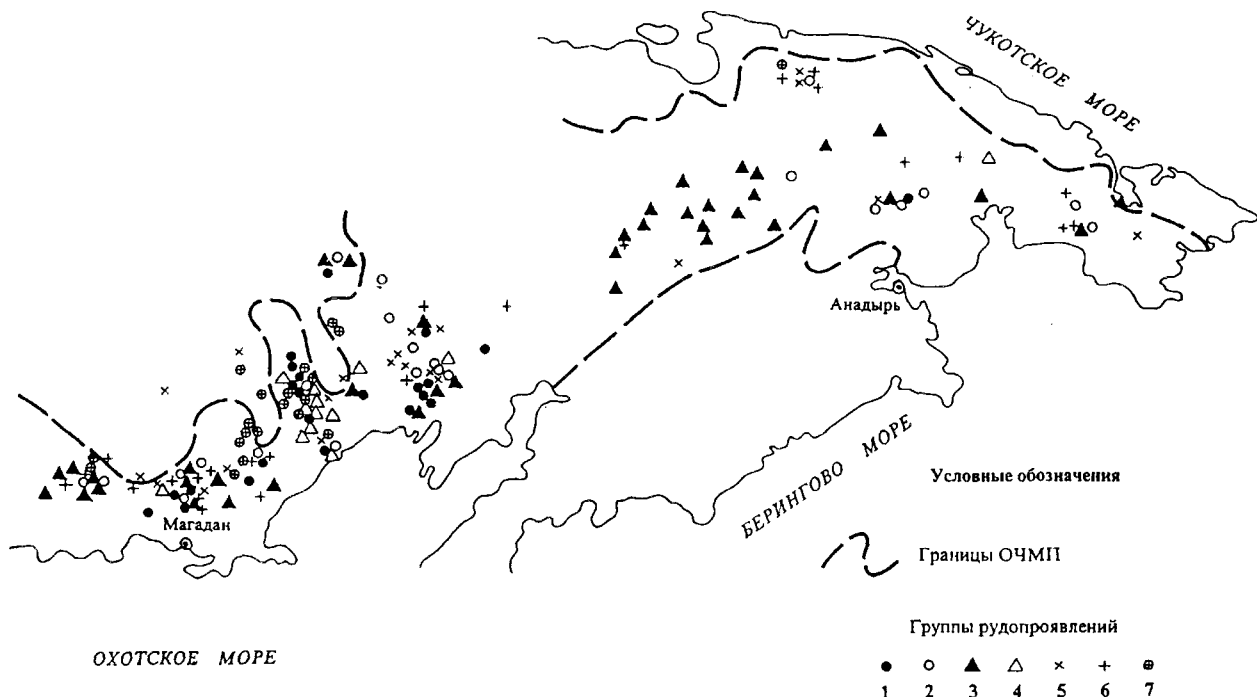


Рис.3. Схема размещения серебряносных рудопроявлений Охотско-Чуанской металлогенической провинции (пояснение в тексте статьи и в табл.4).

3 - на восточном отрезках ОЧВП. Закономерности распределения месторождений других групп менее отчетливы. Таким образом, главные особенности рассмотренных серебряносодержащих формаций в ОЧВП определяются положением месторождений золото-серебряных и золотых групп в различных рудно-формационных рядах. При решении вопроса о принадлежности серебряносодержащих проявлений к той или иной рудной формации появляется возможность вычлнить чужеродные объекты и оценить территорию на другие виды оруденения, в т.ч. и предсказать тип базовых формаций (рудных комплексов), к которым могут быть отнесены изученные проявления. Рудопроявления с неустановленной формационной принадлежностью следует рассматривать как слабо изученные и оценивать их на основной выявленный компонент по общегеологическим признакам.

В широком спектре геолого-структурных и минералого-геохимических описательных признаков изученных рудопроявлений ОЧВП более половины являются индикаторами разных серебряносодержащих типов оруденения. Наиболее информативны (как признаки) минералого-геохимические данные по составу руд и вмещающих их пород. Индивидуальные оценки по пяти КГП позволяют

в первом приближении дифференцировать проявления изученных рудных формации на семь групп. Среди собственно золото-серебряных рудопроявлений в свою очередь четко выделяются несколько подгрупп по богатству оруденения, которые могут быть разделены на проявления высокой, средней и низкой перспективности.

Проведенный анализ проявлений на основе комплексных геолого-геохимических показателей позволяет разработать рекомендации по проведению поисково-оценочных работ с целью оценки ресурсов полезного ископаемого и отбраковки минеральных проявлений, не имеющих промышленного значения. Вместе с тем, предлагаемая методика может быть использована для суждений о достоверности существующих рудноформационных представлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 576с.
2. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в красных вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 215 с.
3. Найбородин В.И., Сидоров А.А., Толстихин Ю.В. О формационной самостоятельности олово-серебряных месторождений// Докл.АН СССР 1974. Т.218, N 2. С.430-433.

4. Пляшкевич А.А., Приставко В.А. Систематизация оловорудных месторождений по их сереброносности// Минералогия и геохимия рудных полей Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ, 1992. С.63-79.
5. Приставко В.А. Картирование эндогенных ореолов на основе информационных мер// Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск, 1979. С.129-130.
6. Приставко В.А. Локальный количественный прогноз оловянно-го оруденения по эндогенным ореолам// Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ. 1989. С.3-19.
7. Сидоров А.А. и др. О рудных формациях перивулканских зон Тихоокеанских континентальных вулканогенных поясов// Докл. АН СССР. 1978. Т.238, 1 С.1437-1440.
8. Сидоров А.А. и др. Серебро (геология, минералогенезис, закономерности размещения месторождений М.: Наука, 1989. 240 с.
9. Сидоров А.А. О формационном разнообразии золотосеребряных месторождений// Докл. РАН. 1992. Т.3: N1. С.129-132.
10. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.

Поступила в редакцию 6 марта 1997 г.

V.A.Pristavko, V.I.Goncharov, A.A.Sidorov

Systematization and evaluation of silver occurrences and deposits of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt by geologic and geochemical data.

About 200 mineral occurrences and deposits within the Okhotsk-Chukchi volcanic belt and around it were evaluated by the obtained geological and geochemical data. They include gold-silver, silver-polymetallic, tin-silver and gold lode deposits. Geochemical and mineralogical data on the ore bodies and altered host rocks were recognized as the best indicators of different deposit types among 289 descriptive regional and local criteria. The whole set of indicators obtained for each known mineral deposit in the area of study served as a basis to establish comprehensive mineralogical and geochemical criteria indicating the ore deposit assemblage and to evaluate gold-silver mineralization there. All geological targets under consideration are divided into 7 groups, which have been systematized by the authors and form a single ore deposit series. Among gold-silver deposits are distinguished several subgroups in terms of their reserves and ore grades, and they range from high-commercial to low-commercial ones.

СТРАТИФОРМНОЕ ФЛЮОРИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.А. Черепанов, Г.Г. Архипов

Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

Флюоритовое оруденение в карбонатных породах юго-восточной части Сибирской платформы образовалось за счет мобилизации и перераспределения первично-седиментогенного флюорита в процессе регионального динамометаморфизма и гидротермальной переработки во время тектоно-магматической активизации. Накопление флюорита в осадках связано с терригенными карбонатными породами доломитового ряда, отлагавшимися в мелководных шельфовых зонах лагунного типа в условиях аридного климата. Фиксация флюорита и выделение его в виде слоистых и других образований происходило на стадии диагенеза, в результате чего образовались горизонты, пласты и слои, обогащенные флюоритом. Под влиянием процессов мезозойской тектоно-магматической активизации произошло перераспределение флюорита с образованием промышленных рудных тел как согласного, так и секущего характера. Флюоритовые месторождения Сибирской платформы небольшие по размерам, но отличаются высоким качеством руд. Они расположены в экономически освоенном районе Южной Якутии, что позволяет провести их разведку и вовлечение в эксплуатацию в короткие сроки и с минимальными затратами.

На юго-восточной окраине Сибирской платформы, пространственно совпадающей с Алданским щитом и его обрамлением, выявлено большое число проявлений флюоритовой минерализации. Наиболее широко она распространена в местах проявления мезозойского магматического комплекса платформенного типа. Последнее обусловило мнение большинства геологов о генетической связи флюоритовой минерализации с щелочным платформенным магматизмом мезозойского возраста. Проведенное авторами изучение флюоритового оруденения Центрально-Алданского рудного района (ЦАР) позволило высказать мнение о первично-осадочной природе флюорита и стратиформном характере промышленного оруденения.

Под стратиформным оруденением авторы понимают оруденение сложного генезиса с пластообразной формой рудных тел в локальных стратиграфических горизонтах, не имеющего отчетливой связи с магматизмом [8]. Обычно в нем различаются процессы сингенетичного вмещающим породам накопления рудного вещества, в данном случае флюорита, и его дальнейшего перераспределения при участии термальных поровых и эндогенных растворов. Стратиформные месторождения представляют собой новый малоизученный, но перспективный промышленный тип флюоритового оруденения.

Флюоритовая минерализация стратиформного типа на юго-восточной окраине Сибирской

платформы известна в Центрально-Алданском, Верхне-Амгинском и Кет-Капском рудных районах (рис.1). Кроме того, она, либо связанное с ней гидротермальное флюоритовое оруденение, могут быть выявлены на Мурунской, Эвотинской, Ломамской и других структурах.

ФЛЮОРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Геологическое строение района

Центрально-Алданский рудный район расположен на северном склоне Алданского щита, в зоне сочленения со структурами чехла Сибирской платформы. Особенностью геологии этого района является сочетание выходов архейского фундамента, сложенного гранитизированными гнейсами и кристаллосланцами, венд-нижнекембрийского терригенно-карбонатного осадочного чехла, ранне-среднеюрских молассоидных осадков (только во впадинах) и разнообразных эффузивных и интрузивных магматических пород мезозоя от щелочных калиевых базитов до щелочных гранитоидов [1,3,4]. Отложения чехла и моласс слабо дислоцированы и с резким угловым несогласием залегают на пенепленизированной поверхности архейского фундамента, полого (2-5°) погружаясь на север.

Терригенно-карбонатные венд-нижнекембрийские отложения платформенного чехла относятся к известково-доломитовой формации и включают в себя пять свит, согласно залегающих между

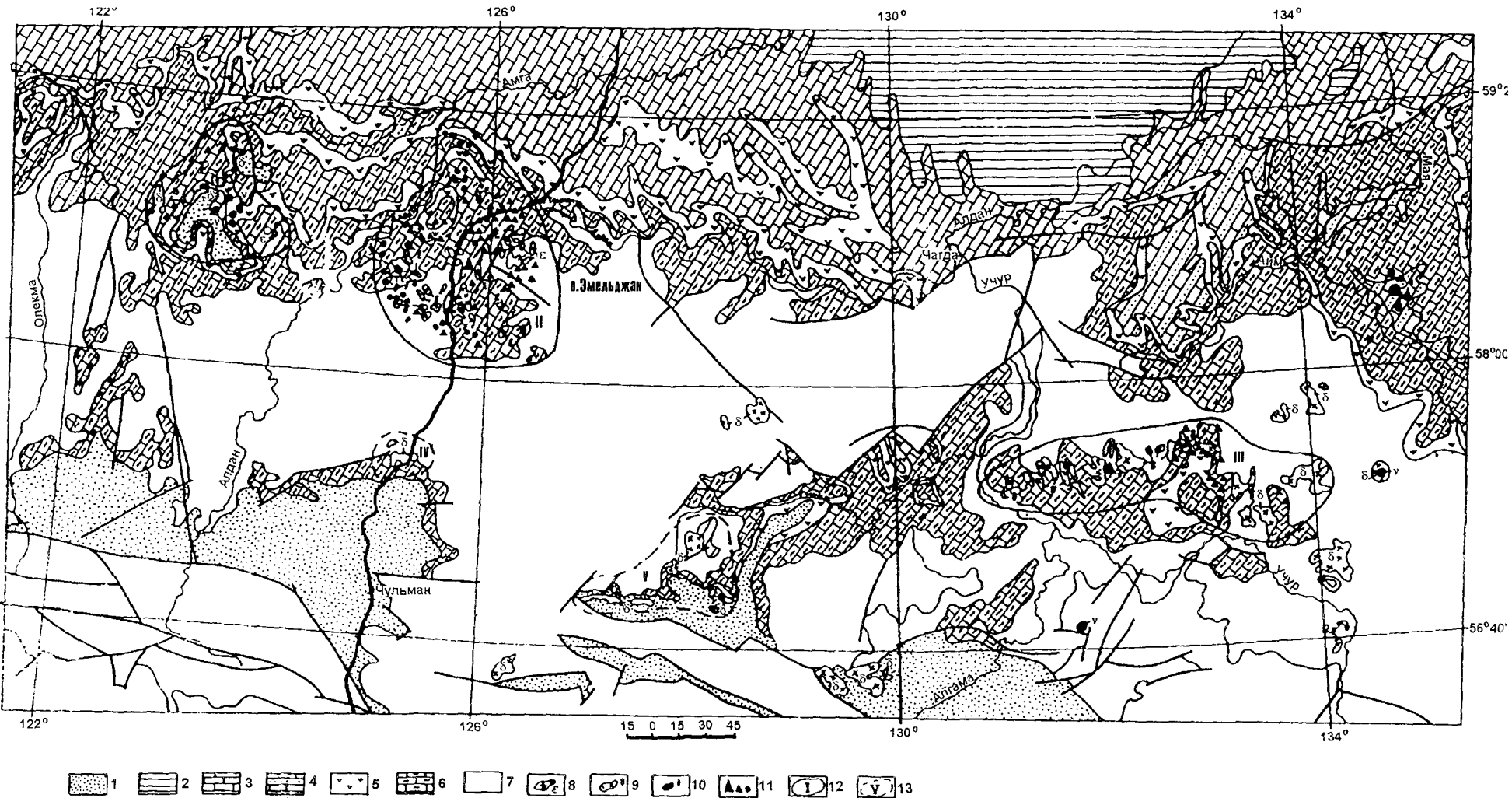


Рис.1. Схема размещения карбонатных пород чехла и проявлений флюорита

1 - терригенные молассы (J_{1,2}); 2 - терригенные песчано-глинистые породы мезозоя; 3-6 - карбонатные породы чехла: 3 - известняковые; 4 - песчано-глинисто-карбонатные; 5 - карбонатные пестроцветные; 6 - известняково-доломитовые; 7 - кристаллический фундамент шита (AR-PR3); 8 - позднемезозойские щелочные сиениты и граносиениты; 9 - позднемезозойские интрузии диорит-сиенитовой формации; 10 - раннепалеозойские интрузии базитов, ультрабазитов, карбонатитов; 11 - месторождения, проявления и точки с флюоритовой минерализацией; 12 - флюоритоносные районы установленные: I - Верхне-Амгинский; II - Центрально-Алданский; III - Кет-Капский; 13 - то же, предполагаемые: IV - Эвотинский; V - Ломанский;

собой. Юдомская свита относится к венду, пестроцветная - к алданскому ярусу нижнего кембрия; тумулдурская, унгелинская и куторгинская свиты - к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Юдомская свита практически нацело сложена доломитами общей мощностью 160-240 м. Доломиты тонко-мелкозернистые, часто битуминозные, с характерным запахом сероводорода. В отдельных горизонтах присутствуют прослои оолитовых доломитов, кремней, пласты и линзы известняков. Встречаются микрофитолиты юдомского комплекса [11,12]. Породы юдомской свиты наиболее литифицированы из всего комплекса осадочного чехла.

Пестроцветная свита без видимого несогласия залегает на породах юдомской свиты. Общая ее мощность 65-80 м. Представлена чередованием горизонтов зеленоватых, красных и серых глинистых доломитов и мергелей, доломитов с нижнекембрийской фауной хиолитов, археоцеат. Отмечаются редкие кремнистые конкреции и стяжения.

Тумулдурская свита обычно слагает водораздельные пространства и довольно широко распространена на площади района. Основной разрез свиты представлен тонко-мелкозернистыми серыми доломитами с горизонтами глинистых доломитов и известняков. В верхней части свиты отмечаются многочисленные горизонты биогермных водорослевых доломитов мощностью 0,4-1,0 м. Характерно содержание большого количества кремнистых и кальцитовых конкреций, часто содержащих фиолетовый флюорит. Общая мощность свиты 120-240 м.

Унгелинская свита имеет незначительное распространение в пределах района, слагая вершины отдельных гольцов. Для нее характерно переслаивание мергелей, красновато-бурых и зеленовато-серых, желтых доломитов и глинистых доломитов. Мощность свиты около 100 м.

Куторгиновая свита тоже развита ограниченно. Для нее характерно увеличение известковистости. Разрез слагают темно-серые и серые битуминозные известняки, органогенно-детритовые известняки с фауной трилобитов и брахиопод. Мощность свиты около 100 м.

Общая мощность венд-нижнекембрийских отложений 600-800 м. Доломиты в них составляют значительную часть разреза и являются основными рудовмещающими породами. Наиболее распространены первично-осадочные сингенетические или раннедиагенетические доломиты. Они образовались в условиях осолоняющегося мелководного бассейна лагунного типа, окаймляющегося со стороны открытого моря биогермными постройками, играющими роль седиментационного барьера.

Интрузивные породы в районе пользуются широким распространением и представлены магматическими образованиями архея-протерозоя и мезозойскими магматическими комплексами платформенного типа. Последние представлены рядом кольцевых интрузий центрального типа ультраосновного-щелочного состава и комплексом трещинных и пластовых интрузий [3,4]. Они слагают как сложные кольцевые интрузии центрального типа, так и небольшие штоки, массивы, лакколлиты, силлы, дайки и пластовые тела. Их внедрение сопровождалось проявлением контактового метаморфизма, выразившегося в образовании зон скарнирования и мраморизации доломитов, а также в проявлении регионального щелочного метасоматоза. Наиболее интенсивно контактовые воздействия на вмещающие породы проявились у кольцевых интрузий центрального типа. Межпластовые согласные тела типа лакколлитов и покровных даек воздействуют на вмещающие породы незначительно. Зона закалки в их контактовой части не превышает первых десятков сантиметров, а местами и совсем не различима.

Для района характерно блоковое строение, выраженное в чередовании мелких блоковых структур типа горстов и грабенов, разделенных дизъюнктивными нарушениями. Блоковая структура района в своих границах практически совпадает с ареалом распространения мезозойских изверженных пород и обладает радиально-концентрическим внутренним строением [1]. Подобные структуры в виде изолированных радиально-концентрических ареалов мезозойского магматизма проявились и в других районах (Мурунский, Верхне-Амгинский, Ломамский, Кет-Капский и др.). Они оказали большое влияние на перераспределение флюоритовой минерализации и формирование в их районах гидротермальных и гидротермально-метасоматических рудных тел.

Характеристика флюоритовой минерализации и оруденения

В районе выявлено более 80 проявлений и точек с флюоритовой минерализацией, включая небольшое месторождение Самодумовское. Кроме Самодумовского месторождения, разведанного с помощью скважин, канав и глубоких шурфов, другие проявления изучены недостаточно, вскрыты либо редкой сетью канав или охарактеризованы по свалам.

Все проявления можно разделить на четыре морфогенетических типа: 1 - акцессорный флюорит в интрузивных породах мезозоя; 2 - пластовые первично-осадочные (?) и стратиформные скопления флюорита в доломитах карбонатного чехла; 3 -

гидротермально-метасоматические стратоподобные залежи в дедоломитизированных карбонатных породах юдомской свиты; 4 - гидротермальные кварц-флюоритовые и сульфидно-кварцевые с флюоритом жилы в алюмосиликатных кристаллических породах фундамента и изверженных породах мезозоя.

Акцессорный флюорит в изверженных породах мезозоя довольно распространен. Содержание его в отдельных разностях пород достигает от 16 до 119-329 г/т. Повышенные его содержания характерны для самых поздних дериватов и зон контактов и тектонических нарушений. Из них наиболее высокие содержания (до 3-5 % CaF_2) характерны для штоков и массивов сиенитов Б.Турука и кл. Рябинового, прорывающих флюоритсодержащие карбонатные породы чехла. Флюорит в интрузивных породах выполняет миароловые пустоты, трещины, межзерновые пространства, тонкие прожилки с кварцем и, реже, маломощные (до 20-30 см) флюоритовые и кварц-флюоритовые жилы.

Пластовые первично-осадочные (?) и стратиформные скопления флюорита в карбонатных породах чехла платформы довольно широко распространены в породах пестроцветной, тумулдурской и унгелинской свит. Представлены они жеода-

ми, мелкими гнездовыми линзообразными и пластовыми обособлениями тонкозернистого, иногда порошковатого фиолетового, темнофиолетового, часто черного флюорита и его более рассеянной вкрапленностью. Интенсивность и характер проявлений меняется в зависимости от удаления от центра магматогенной структуры и массивов изверженных пород. Последнее охарактеризуем на примере конкретных проявлений.

Пункт минерализации «Угоянское» расположен на левом берегу р.Алдан, вблизи одноименного поселка, в краевой части рудного района. Здесь в бортовом скальном обнажении породы пестроцветной, тумулдурской и унгелинской свит, представленные чередующимися горизонтами доломитов и кирпично-красных мергелей, прорваны небольшим телом роговообманковых сиенитов. Породы залегают горизонтально и имеют отчетливую плитчатость.

Флюорит проявлен в виде тончайших примазок на стенках секущих трещин и поверхностях отдельности в мергелистых доломитах. Примазки его по простиранию иногда переходят в тонкие секущие прожилки кальцит-флюорит-кварцевого и кальцит-флюоритового состава. Много флюорита в составе жезд, гнездовых обособлений и линз, раз-

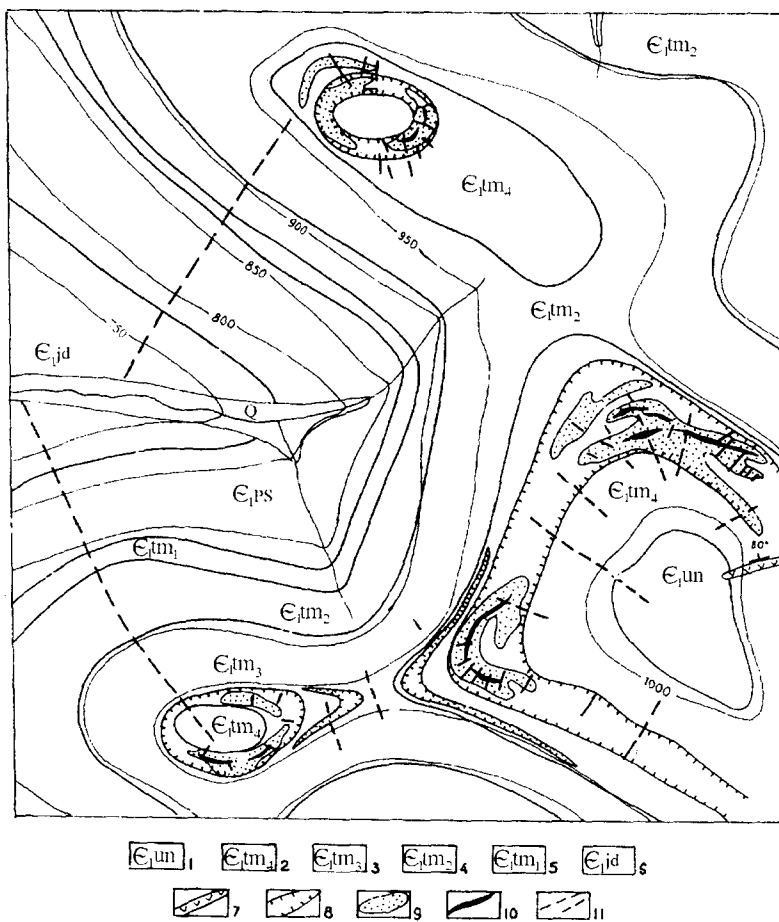


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка Жиган. (по А.И.Никитиной, 1960 г.)

1 - унгелинская свита, доломиты; 2 - 5 породы тумулдурской свиты: 2 - глинистые доломиты битуминозные; 3 - доломиты светло-серые плотные; 4 - доломиты тонкоплитчатые; 5 - доломиты оолитовые; 6 - породы юдомской свиты; 7 - минералы; 8 - зоны оплавленных пород; 9 - зоны мраморизации и брекчирования доломитов; 10 - рудные залежи; 11 - каналы.

мером от 1-3 до 10-20 см, где он ассоциирует с кальцитом и халцедоном. Также он отмечается в виде мельчайших вкраплений в доломитах и тонких обособлений по границе кальцит - вмещающая порода в псевдоморфозах кальцита по гипсу; в виде маломощных прослоев в породах пестроцветной свиты с железисто-кальцитовыми и кальцитовыми конкрециями и гнездами размером до 2-5 см. Наибольшее количество флюорита приурочено к прослоям кирпично-красных мергелей.

Флюорит в гнездовых обособлениях тонко-, реже, мелкозернистый, с размерами кристалликов до 0,1-0,2 мм, реже до 0,5 мм. Часто он, особенно в жеодах, встречается в виде рыхлой порошковатой массы белесо-фиолетовой окраски (ратовкит ?).

Породы в контакте с флюоритовыми образованиями не несут следов гидротермального и прочего изменения. Рудных минералов не обнаружено. Несмотря на обилие гнезд и включений флюорита, общее его содержание в породах невысокое и редко превышает 1-3 %.

На участке «Латышском», расположенном в средней, но не центральной, части рудного района и удаленном от интрузивных тел, дренажной водоотливной траншеей вскрыт разрез пород тумулдурской свиты мощностью 50 м. Он сложен чередующимися слоями разноокрашенных плитчатых и водорослевых доломитов с отлично сохранившимися «караваями» биогермных строматолитов, красноватых и бурых мергелей и глинистых доломитов. Породы обильно насыщены диагенетическим и эпигенетическим кальцитом, образующим многочисленные, особенно на поверхности биогерм, послойные выделения мощностью до 10-15 см и выполняющим разнообразные жеоде, конкреции, гнезда, реже секущие прожилки.

Флюорит в породах разреза широко распространен в виде жеоде, гнезд, примазок, линзовидных и гнездовых обособлений, тонкозернистой пропитки послойных кальцитовых выделений, реже образуют почти мономинеральные маломощные (0,5-3 см) послойные выделения черного флюорита на поверхности отдельных биогермных построек. Наибольшее количество флюорита отмечается по периферии кальцитовых гнезд и послойных выделений. В жеодах мелкие друзы кристаллов кальцита часто имеют несколько ободков флюорита, создающих своеобразную зонарную структуру. Под микроскопом у флюорита устанавливается сферолитовое строение. Сферолиты размером до 0,5 мм плотно прилегают друг к другу. Во многих сферолитах или по их периферии наблюдаются вторичные выделения кристалликов кварца и игольчатых кристаллов полевого шпата и кальцита.

Распределение флюорита в разрезе неравномерное, послойное с гнездами флюоритсодержащих жеоде и обособлений. Наиболее обогащены флюоритом слои, расположенные выше и ниже биогермных построек, а также прослойки тонкоплитчатых мергелей и глинистых доломитов. Содержание CaF_2 достигает 6-12 % на 0,1-0,3 м мощности. В 1-1,5 км к югу от траншеи в породах этой же (тумулдурской) свиты расчисткой вскрыта трубка эруптивных брекчий диаметром 50-100 м. Породы изменены и ороговикованы. Мергели превращены в плотные кремнистые породы типа гумбеитов. В них местами отмечаются вкрапления, гнездовые и линзообразные включения флюорита, контролируемые слоистостью. Флюорит здесь, в отличие от флюорита неизмененных пород, раскристаллизован, прозрачен, ассоциирует с мелкозернистым кварцем. Размеры кристаллов кубической формы достигают 1,5-2 см по ребру.

За пределами измененных пород на границе эруптивных брекчий встречены биогермные доломиты с гнездами фиолетового порошковатого флюорита, аналогичного вышеописанному.

Рудопроявление Жиган расположено в 30-34 км на юго-восток от г. Алдан на периферии центральной части рудного района. Флюоритовое оруденение приурочено к горизонту водорослевых доломитов в верхах тумулдурской свиты. Здесь канавами вскрыто на трех участках девять выходов согласных линзо-и пластообразных залежей доломит-кварц-кальцит-флюоритового состава (рис.2). Все выходы расположены на одном и том же стратиграфическом уровне, непосредственно над горизонтом осветленных водорослевых доломитов и контролируются горизонтальной зоной брекчирования. Мощность рудных линз 0,1-0,8 м, редко 1,2 м. Ширина (протяженность) выходов 100-200 м, содержание CaF_2 30-70 %, иногда до 80-85 % при среднем на полное сечение 50-54 %.

Рудная залежь по всем признакам похожа на послойные (межслоевые) кварц-кальцит-флюоритовые выделения участка Латышского и отличается масштабом проявления, более высоким содержанием фтористого кальция и наличием признаков гидротермального минералообразования, цементации и замещения вмещающих карбонатов. Флюорит мелко- тонкозернистый, полосчатый и массивный, фиолетовой и темно-фиолетовой до черной окраски. Отмечаются более крупнозернистые разновидности, замещающие местами зерна кальцита.

Вмещающие породы, серые и темно-серые доломиты, содержат флюорит в составе жеоде, гнезд, примазок, а также в составе цементирующих послойных, реже секущих белых кварц-кальцит-флюоритовых выделений. Содержание флюорита в них

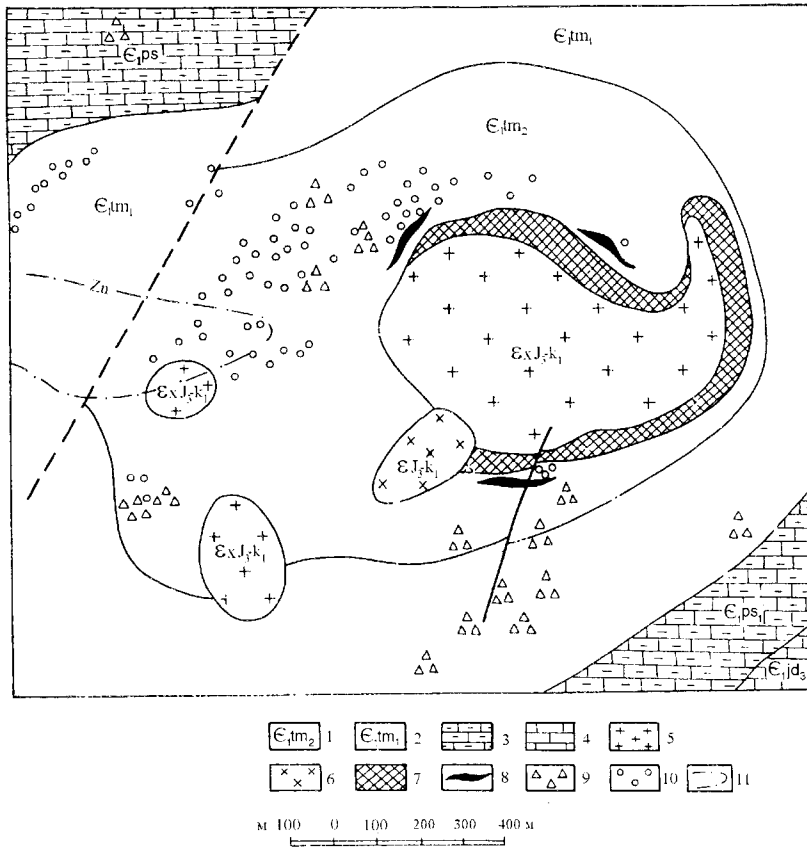


Рис. 3. Геологическая схема проявления флюорита Элькон-11 (Межсочный). (по Л.И.Старчаку, 1960 г.).

1 - 2 породы тумулдурской свиты: 1 - доломиты, 2 - известняки; 3 - мергели и доломиты пестроцветной свиты; 4 - доломиты юдомской свиты; 5 - лейкократовые сиениты; 6 - меланократовые микросиениты; 7 - скарны; 8 - пластообразные залежи массивного флюорита; 9 - свалы флюорита; 10 - окварцевание; 11 - геохимические аномалии цинка.

невысокое, но отдельные слои, особенно вблизи водорослевых доломитов и слон, прилегающие к линзам флюорита, содержат его до 5-6 %, реже 10-12 %.

Рудопоявление Межсочное (Элькон-2) расположено на водоразделе рр. Кедерги-Редерги, в центральной части рудного района. Оно приурочено к зоне экзоконтакта лакколита мезозойских микросиенитов и сиенитов (рис.3). Лакколит прорывает доломиты тумулдурской свиты, которые по контакту с ним образуют сплошное кольцо тремолит-флогопит-эпидотовых скарнов. Доломиты осветлены, мраморизованы, окварцованы и флюоритизированы, сменяясь на удалении от интрузии нормальными серыми доломитами.

Флюоритовая руда в виде глыбовых свалов установлена в северной, восточной и южной зонах экзоконтакта лакколита. Руды богатые, содержат до 60-80 %, реже до 90 % и выше CaF_2 . В заметных количествах развит кварц, карбонаты, в виде примеси - единичные зерна магнетита, барита, гематита, тремолита. Во флюорите большое количество радиационных ореолов, связанных с микровключениями U-Th минералов.

Флюоритовые тела имеют форму линзообразных пластов, залегающих согласно с вмещающими породами и расположены на одном и том же

стратиграфическом уровне. Мощности их достигают 1-7 м, протяженность (по выходу) 80-150 м.

Флюорит тонко-среднезернистый, темно-фиолетовой до черной окраски, полосчатой и массивной текстуры. В богатых массивных рудах он составляет основную массу, в которую вкраплены зерна кварца; в полосчатых рудах флюорит и кварц образуют взаимочередующиеся прослои мощностью 2-4 мм, сложенные мелкозернистыми агрегатами их зерен. Линзы богатых руд окружены ореолом слабо флюоритизированных доломитов с содержанием CaF_2 5-12 %.

В скарнах флюорит редок и представлен тонкими и короткими просечками, гнездообразными скоплениями и корочками мелких кристалликов в пустотах. В сиенитах лакколита отмечены маломощные (до 0,3-0,4 м) и непротяженные флюоритовые и кварц-флюоритовые жилы.

Гидротермально-метасоматические стратоподобные залежи флюорита в карбонатных породах юдомской свиты представлены, в основном, пласто-, линзо- и трубообразными телами массивных, полосчатых и брекчиевидных руд, образовавшихся путем замещения карбонатных пород, либо цементации в гидротермальный период. Вполне до-

пустимы тела выполнения, обусловленные гидротермокарстом. Рудные тела расположены вблизи или в зонах контакта щелочных интрузий мезозоя, либо контролируются зонами нарушений, окварцевания, дайками щелочных пород. Вмещающие породы обычно дедоломитизированные известняки, осветленные, часто в различной степени флюоритизированные. Структуры и текстуры руд характерны для руд замещения, часто с сохранением первичной слоистости (полосчатости) пород, либо с образованием характерных «бурундучных» метасоматических структур замещения. Наиболее типичным и наиболее изученным представителем этого типа оруденения является *месторождение Самодумовское*, расположенное в 11 км юго-восточнее г. Алдан на склонах гольца Золотого, в зоне экзоконтакта лакколита щелочных сиенитов (рис.4).

Рудное поле месторождения сложено доломитами юдомской свиты, которые в контакте с лакколитом скарпированы. На удалении от контакта доломиты мраморизованы, осветлены, дедоломитизированы и флюоритизированы. Флюоритизация пород неравномерная, послонная. Породы вдоль зон тектонических нарушений секутся многочисленными дайками ортофиоров и плагиопорфиоров. Флюоритовое оруденение выявлено в зоне дедоломитизированных известняков и не прослеживается в зоне скарнов.

На месторождении выявлено семь рудных тел, расположенных на одном и том же стратиграфическом уровне. Длина рудных тел 40-280 м, ширина 10-80 м, мощность 1,5-13,5 м.

Основное рудное тело, разведанное скважинами, канавами и глубокими шурфами, представляет собой горизонтальную трубообразную залежь длиной 280 м при средней мощности 13,5 м. Оно приурочено к разрывному нарушению, на северо-западном фланге которого в 2 км от выхода основного рудного тела отмечается аналогичный выход тех же руд. На юго-восточном фланге оруденение резко обрывается карстовой полостью. Почти на середине залежь сечется и смещается разрывным нарушением на две части.

Руды карбонатно-кварц-флюоритового состава, содержат в среднем 50-60 % флюорита, 20-30 % кварца, 5-10 % карбоната. В незначительном количестве присутствуют тремолит, малахит, галенит, магнетит.

Выделяется два типа руд: бедные флюорит-карбонатные (оплавленые доломиты) с содержанием флюорита 10-20 %, расположенные по периферии основного рудного тела, и богатые с содержанием CaF_2 до 70-80 %. Последние представлены грубополосчатым мелкозернистым агрегатом флюорита фиолетового цвета, полностью заместив-

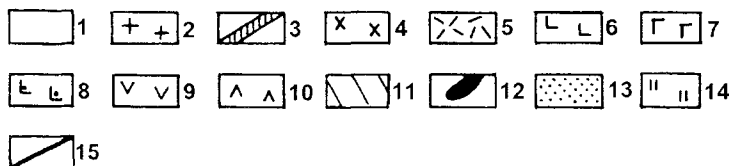
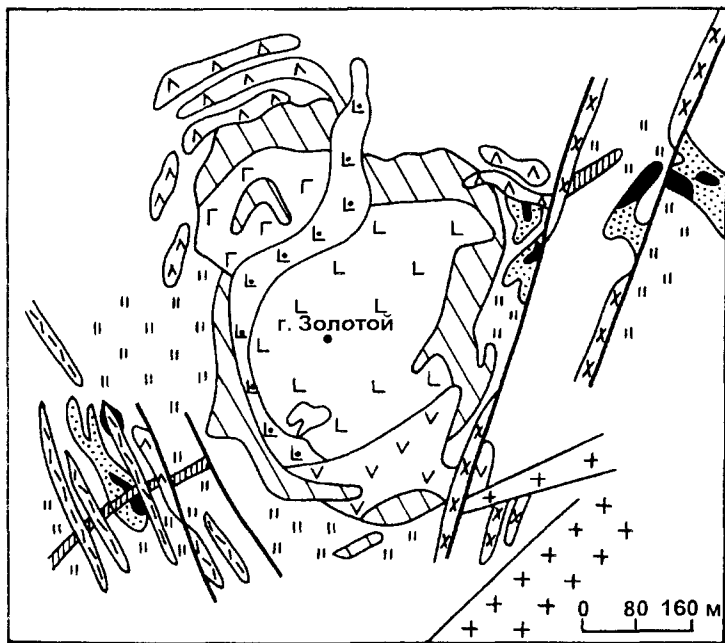


Рис. 4. Геологическая карта Самодумовского месторождения флюорита (по Н.Никитиной, 1958 г.).

1 - доломиты юдомской свиты (вент); 2 - архейский кристаллический комплекс; 3-10 - мезозойский интрузивный комплекс; 3 - кварцсодержащие плагиопорфиры. 4 - граносиениты. 5 - ортофиры. 6 - щелочные сиениты, 7 - эгириновые сиениты, 8 - меланократовые микросиениты, 9 - щелочные граносиениты. 10 - пластовые тела рогообманковых кварцевых порфиоров; 11 - зоны диопсид-тремолитовых скарнов; 12 - кварц-флюоритовые руды; 13 - зоны оплавленных доломитов (бедные руды); 14 - зоны мраморизованных доломитов с редкой вкрапленностью флюорита; 15 - разрывные нарушения.

шим мраморизованные и дедоломитизированные известняки.

Флюоритизированные доломиты представляют собой неполностью замещенные известняки и доломиты. Замещение идет по слоистости. Ореол флюоритизированных пород уходит далеко за пределы рудного поля и контролируется одним и тем же стратиграфическим уровнем. Все рудные тела и близлежащие проявления флюорита локализуются в этом же горизонте.

Во флюорите отмечаются многочисленные газовой-жидкие включения, как двухфазовые, так и многофазовые. Первые гомогенизируются в жидкость в интервале температур 140-180°C и 250-320°C. Многофазовые включения, содержащие органическое вещество, кристаллики доломита, галита и углекислоту, не гомогенизировались при нагревании их до 400°C. Последнее характерно для стратиформных образований. Такие включения относятся к классу аномальных, образующихся чаще всего из растворов высокой концентрации или коллоидов, и не пригодны для определения температур минералообразования. Л.С. Пузанов [6], получив по таким включениям температуру гомогенизации (разложения ?) в 760-810°C, пришел к выводу о магматическом типе флюоритового оруденения на Алдане, что было поставлено под сомнение его же сотрудниками [5].

Для проявлений флюорита в породах юдомской свиты характерна активная роль гидротермально-метасоматических процессов минералообразования, проявившихся при внедрении щелочных интрузий позднего мезозоя. Вмещающие породы гидротермально изменены. Минералообразование происходило в несколько стадий. Между стадиями проявлялось внутрирудное брекчирование. Наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела расположены вблизи или в зоне контакта щелочных интрузий мезозоя, либо контролируются зонами нарушений, окварцевания, дайками щелочных пород. В то же время для них характерен стратиграфический контроль - приуроченность оруденения на значительной площади к одному и тому же горизонту или слою.

По нашим данным, в породах юдомской свиты известно более двадцати проявлений, рудные тела которых имеют мощность от 0,5 до 15 м, ширину от первых метров до десятков, реже сотен метров. Залегание рудных тел горизонтальное, реже слабо наклонное. Мощность перекрывающих пород 15 - 30 м. Содержание CaF_2 до 70-80 % при среднем 40-60 % по рудным телам. Руды карбонатно-кварц-флюоритовые пригодны для использования в черной металлургии без обогащения. На флангах рудные тела сопровождаются ореолом оплавлено-

вапных доломитов и известняков с содержанием CaF_2 от 10 до 20-30 %. Их запасы значительно больше, чем запасы промышленных руд. Они также могут без обогащения использоваться при производстве цемента и в качестве флюса в черной металлургии.

Гидротермальные кварц-флюоритовые жилы и сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом распространены преимущественно в алюмосиликатных породах архейского фундамента и изверженных породах мезозоя. По форме - это простые и сложные жилы, зоны прожилкования и минерализованные зоны дробления. Мощности жил в большинстве случаев не превышают первых десятков см, а содержание CaF_2 30-40 %. Сложены жилы и прожилки в основном кварцем, в меньшей мере кальцитом и флюоритом, редкие - сульфиды и фельдшпатоиды. Из сульфидов наиболее развиты молибденит и пирит. Спорадически встречаются гематит, эпидот, рутил, золото.

Флюорит в жилах мелко-среднезернистый, светло-фиолетовый, зеленоватый и бесцветный, выполяет центральные и периферийные части жил. Распространен неравномерно в виде гнезд и линз. Газово-жидкие включения во флюорите преимущественно двухфазовые. Температура их гомогенизации 240-80°C.

Проявления флюорита в породах архейского фундамента более широко распространены в Эльконском горсте и в районе устья р.Талая, где они образуют системы жил, контролируемых зонами крупных разломов. Промышленная значимость жил незначительная.

ФЛЮОРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЕТ-КАПСКОГО, ВЕРХНЕ-АМГИНСКОГО И ДРУГИХ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Кет-Капский рудный район занимает склоны субширотного хребта Кет-Кап в восточной части Алданского щита. Хребет Кет-Кап представляет собой цепь интрузивно-купольных структур диаметром 15-20 км вдоль зон глубинных разломов. В их центрах размещаются штоки, лакколлиты, мощные силлы сиенитов, сиенит-диоритов, гранодиоритов. В осевой части хребта обнажаются терригенно-карбонатные и песчано-сланцевые отложения верхнего протерозоя. На склонах хребта сохранились несогласно перекрывающие верхнепротерозойские отложения терригенно-карбонатные породы юдомской свиты и согласно перекрывающие их глинисто-карбонатные породы пестроцветной и тумулдурской свит. Купольные поднятия связаны с внедрением интрузивных пород в осадочный чехол. Подошва отложений юдомской свиты приподнята в куполах на 400-700 м. Породы

юдомской свиты здесь, в отличие от ЦАР, имеют почти в два раза большую мощность, большую загрязненность доломитов органикой и сульфидами.

Флюоритовая минерализация пространственно связана с рудоносными горизонтами, выделяемыми в юдомской и тумулдурской свитах. Горизонты сложены пористыми, кавернозными, кристаллическими доломитами, обогащенными органикой. Мощность горизонтов 5-15 м. В них отмечено проявление термокарста, иногда наблюдаются биогермные постройки, синседиментационные брекчии. Доломиты обычно окремнены, сульфидизированы, содержат прожилки и обособления кварца, флюорита, барита, сульфидов. Среди последних преобладают пирит, сфалерит, галенит. Обогащенные сульфидами участки рудных горизонтов содержат золото. Интенсивность прожилкования усиливается вблизи мезозойских интрузий, особенно в зонах мраморизации и осветления доломитов.

Содержание флюорита в горизонтах невысокое, но оно возрастает на участках пересечения рудоносных горизонтов с зонами контактово-измененных пород, мраморизации и осветления (дедоломитизация) доломитов. Здесь часто появляются стратиформные залежи флюорита с промышленными параметрами.

В районе известно 12 проявлений флюорита, расположенных в основном в центральной части рудного района, большей частью в породах верхнеюдомской подсвиты. Наиболее типичным из них является проявление Средне-Сафронское (рис.5), локализованное в горизонте окварцованных доломитов мощностью 10-15 м и прослеженной протяженностью по простиранию на 8 км. В рудоносном горизонте постоянно отмечаются кварц-барит-флюоритовые агрегаты в виде вкрапленности, полосных и секущих прожилков, а также седиментационные брекчии пористых доломитов с кварц-кальцит-флюоритовым цементом и серией сочетающихся кварцевых, баритовых и флюоритовых прожилков мощностью 2-10 см. В брекчиях и породах горизонта встречаются липзы и линзообразные обособления кварц-кальцит-флюоритового состава, в которых содержание CaF_2 достигает 60-80 %. Обособления объединяются в рудные тела мощностью до 10 м. Приурочены рудные тела к участкам пересечения рудоносных горизонтов с зонами осветления и мраморизации доломитов.

В целом, проявления Кет-Капского рудного района больше соответствуют гидротермально-метасоматическим стратоподобным залежам в карбонатных породах юдомской свиты ЦАР. Отличаются они большей брекчированностью рудовмещающих доломитов, значительным количеством барита и сульфидов, особенно сфалерита.

На площади Верхне-Амгинского рудного района выявлено шесть проявлений флюорита, из которых наиболее изучено Хатырхайское. Оно расположено в западной части сводово-горстового поднятия рудного района. Вмещающие породы - битуминозные доломиты юдомской свиты с прослоями загипсованных доломитов и мергелей. Рудное тело - полого падающая пластообразная линза кварц-карбонатно-флюоритовых руд длиной 150 м, шириной 20 м, мощностью 13 м. Руды гидротермально-метасоматические, сочетающие участки сплошного замещения с участками гнездово-вкрапленного строения. Содержание CaF_2 колеблется от 37 до 73 % при среднем 58 %. Текстуры руд бурундучные, полосчатые, массивные, пятнистые, редко брекчиевидные. Кроме флюорита в их составе отмечается кварц, кальцит, реже барит и гема-

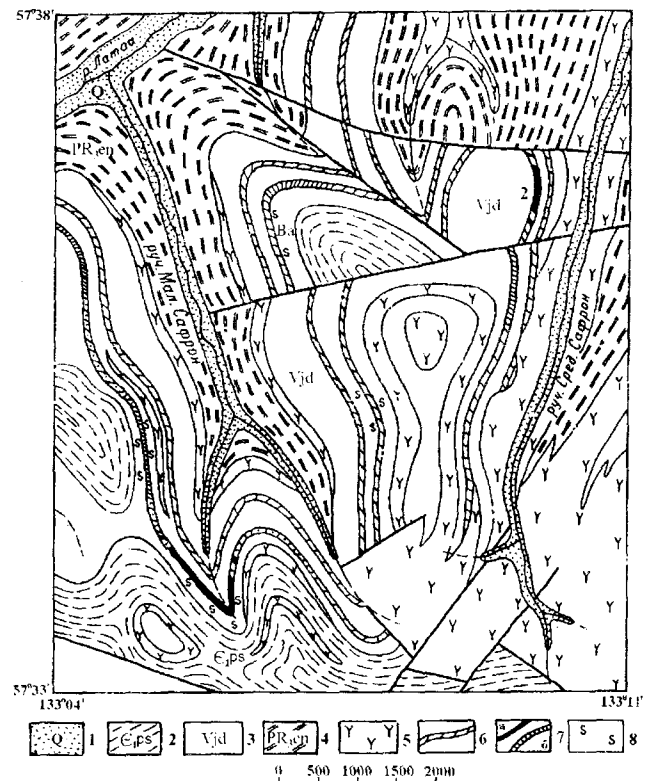


Рис. 5. Схематическая геологическая карта участка Сафрон.

1 - аллювиальные современные отложения; 2 - глинистые доломиты, известняки, мергели (пестроцветная свита, нижний кембрий); 3 - доломиты, битуминозные и известковые доломиты с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников (юдомская свита - венд); 4 - алевролиты, аргиллиты, песчаники (энинская свита, PR3); 5 - штоки, силлы, дайки раннемеловых сненитов, сненит-порфиров, сненит-диоритов; 6 - прослои доломитов с обособлениями кварца, сетью карбонат-гематитовых прожилков; 7 - прослои доломитов с флюоритовым (а) и полиметаллической (б) минерализацией; 8 - сульфидизация. Рудопроявления флюорита: 1 - верховья руч. Мал. Сафрон; 2 - левобережье рч. Ср. Сафрон (Расческинское).

тит. Вмещающие породы в контакте с рудным телом слабо флюоритизированы. Судя по положению развалов глыб, на площади проявления могут быть выявлены еще несколько рудных тел.

В целом для юго-восточной окраины Сибирской платформы стратиформное флюоритовое оруденение гидротермально-метасоматического типа сосредоточено в карбонатных породах венд-нижнекембрийского возраста, в нижней части разреза платформенного чехла, в экзоконтакте прорывающих их мезозойских интрузий сиенитов. Такие обстановки, кроме охарактеризованных выше рудных районов, устанавливаются также на Эвотинской и Ломамской площадях (рис. 1), где возможно выявление стратиформного промышленного оруденения. Площади же с развитием щелочных интрузий, но без карбонатных пород чехла, перспективны на выявление жильной кварц-флюоритовой минерализации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУД И ТИПОМОРФНЫХ СВОЙСТВ ФЛЮОРИТА

Для проявлений флюорита в породах тумулдурской и унгелинской свит характерны тонкие (до 0,1-0,2 м, реже 0,8-1,5 м и более) пластовые рудные тела, содержащие CaF_2 от 50-60 % до 90-95 %, CaCO_3 2-20 %, SiO_2 3-20 %, фосфор и сера ниже предела чувствительности химического анализа. Флюоритизированные доломиты, содержащие CaF_2 до 30 % также не содержат фосфор и серу. Набор элементов-примесей, включая тяжелые и цветные металлы, соответствует таковому во вмещающих породах и характеризуется повышенным содержанием литофильных элементов.

Для проявлений флюорита в породах юдомской свиты высокие (80-95 %) содержания CaF_2 не характерны. Средние содержания CaF_2 по рудным интервалам колеблются от 30 до 70 %, по рудным телам от 40 до 60 %. В этой группе проявлений относительно первой возрастает содержание SiO_2 , но также низки содержания фосфора и серы. Элементы-примеси в рудах по набору и содержанию больше соответствуют таковому во вмещающих породах, но на ряде проявлений, локализованных в зонах брекчирования и окварцевания отмечены в рудах повышенные содержания Ag, Sb, Li, на порядок возросло содержание Pb. Флюоритизированные доломиты, окаймляющие рудные тела, по содержанию примесей не отличаются от таковых предыдущей группы.

В гидротермальных кварц-флюоритовых жилах содержание CaF_2 в среднем не превышает 30-40 %. В составе жильного материала содержание цветных и тяжелых металлов на 1-2 порядка выше, чем в

рудах первых двух групп. Особенно заметно возрастает содержание Pb, Cu, Mo, Sb, Bi и лантаноидов.

Аналогичная закономерность характерна и для элементов-примесей в самих флюоритах. В целом они по сравнению с рудами ещё более обеднены элементами-примесями (табл. 1).

Во флюоритах из гидротермальных жил значительно уменьшается содержание литофильных и породных(?) элементов-примесей: Mg, Ni, Cr, Be, Sr, Li и возрастает халькофильных: Pb, La, V, Mo, Cu, Bi, Y.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются общепризнанными индикаторами процессов флюоритообразования и отражают его типоморфные свойства. В таблице 2 приведены результаты анализа монофракций флюорита методом инструментального нейтронно-активационного анализа, выполненного в ИГИГ СО РАН (г.Новосибирск, аналитик В.А.Бобров).

Суммарное содержание РЗЭ не велико и колеблется от 2,17 до 64,15 г/т за исключением флюорита из жил в гранито-гнейсах архея. В последних содержание РЗЭ достигает 200-1300 г/т, в основном за счет La и Ce.

В целом, для всех типов флюоритов характерно общее повышенное содержания элементов цериевой группы над элементами иттриевой группы. Отношение $\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}} : \Sigma \text{TR}_{\text{Y}} = 3.12$; а отношение Ce:La больше единицы.

Флюориты из доломитов и стратиформных проявлений характеризуются наименьшими содержаниями РЗЭ ($\Sigma \text{TR} = 2-20$ г/т). На графиках распределения РЗЭ, нормализованным по хондритам (рис. 5,6), наиболее отчетливо проявились особенности их состава во флюоритах из различных групп проявлений. Для флюорита из жил характерен общий наклон, показывающий незначительное преобладание легких лантаноидов над средними и средних над тяжелыми. Аномальных значений РЗЭ не отмечается. Флюоритам из проявлений в карбонатных породах свойствен другой тип распределения. Для них характерно наличие отчетливого Eu-Gd минимума и незначительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Отмечается некоторая обогащенность Yb в ряду Dy-Lu и дефицит средних лантаноидов.

ГЕНЕЗИС ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Для флюоритовой минерализации юго-восточной окраины Сибирской платформы устанавливается связь с процессами осадкообразования. Основной источник фтора и флюорита - вмещающие породы.

Таблица 1 Содержание элементов-примесей в монофракциях флюорита, г/т.

Элемент	Вмещающие породы		
	Тумулдурская и унгелинская свиты	Юдомская свита	Изверженные (MZ) гранито-гнейсы (AR)
Mg	1110	12	21
Mn	15	4.5	11.4
Ni	0.15	-	-
U	1.1	1.7	1.1
Cr	0.65	-	-
Mo	0.1	0.09	1.1
Cu	0.6	0.54	0.8
Pb	0.8	0.94	61.6
Ag	0.04	0.2	0.03
Bi	-	-	0.7
Sn	6.8	27	1.0
Ga	0.1	0.17	0.17
Na	67	57	57
P	38	-	23
Ba	40	17	32
Be	8	0.6	0.06
Y	1.1	0.9	3.4
Yb	0.2	0.1	0.2
La	-	-	36
Sr	45	47	17
Li	0.4	-	0.3
B	0.7	0.7	3.6

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ДВНМСа, аналитик В.П.Самышкин

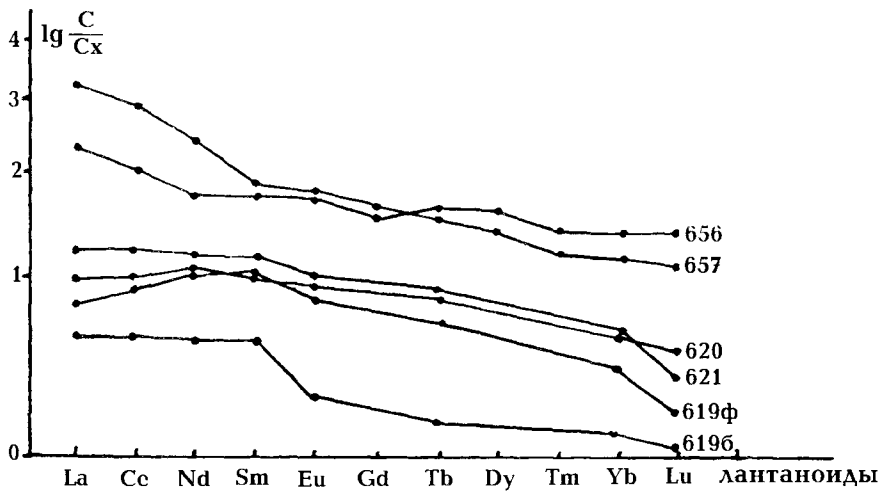


Рис. 6. Распределение РЗЭ во флюоритах жильных проявлений из архейских и мезозойских пород.

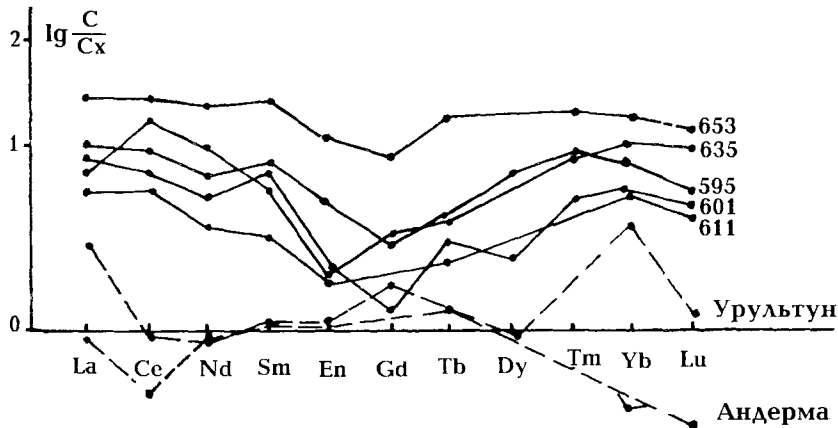


Рис. 7. Распределение РЗЭ во флюоритах стратиформных проявлений в карбонатных породах.

Таблица 2 Содержание редкоземельных элементов во флюоритах

№ п/п	№ пробы	Месторождение, проявление	Ген-тип, вмещающие породы	Элементы, их содержания в г/т. Fe, Na в %																			
				La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu	U	Th	Sc	Fe	Ba	Na	Au	Ta	Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1	ТВ-1	Таборское, Прибайкалье	доломиты	3.3	3.3	1.2	0.4	1.65	0.42	0.06	<0.3	<0.05	0.08	0.004	0.7	.	<0.01	<0.01	82	<0.02	но	<0.003	<0.05
2	509	Урульгун	" "	0.55	0.7	<1	<0.1	0.02	0.2	0.02	0.1	<0.02	0.05	0.016	0.7	.	<0.01	<0.01	<100	<0.02	но	0.003	но
3	549	Проливное	" "	0.8	0.75	0.55	0.22	0.09	.	0.06	0.28	.	0.63	0.007	0.3	0.14	0.01	0.0025	<100	<0.02	но	<0.003	<0.05
4	АМ-1	Амгерма	известняки, доломиты	<0.35	0.3	<0.55	0.26	0.08	0.47	0.07	.	0.02	0.06	0.01	<0.5	но	0.02	<0.01	<100	<0.02	но	<0.003	<0.05
5	578	Латышский	доломиты	1.5	5	3	0.2	0.74	0.21	0.08	0.8	0.1	0.52	0.055	16	1.4	0.4	0.02	90	0.03	0.02	<0.003	0.082
6	653	Длбэ	" "	9	23	14	5.5	0.9	2.3	0.85	.	0.63	3.8	0.46	30	8.5	1.8	0.1	88	<0.02	но	0.003	<0.05
7	634	Элькон-2	" "	2	13.5	6	1	0.12	0.68	0.16	.	0.28	2.25	0.32	130	5.6	0.23	0.014	370	0.08	но	<0.003	0.26
8	635	" "	" "	11	24	9	1.5	0.45	1.3	0.5	4.7	1.5	9	1.2	130	18.5	3.2	0.013	100	0.14	но	0.005	0.36
9	2032	" "	" "	5.5	23	9	1.5	0.33	1.1	0.39	1	1.45	10.4	1.4	91	15	2.5	0.021	460	<0.02	но	0.012	0.25
10	592	Латышский	мергель	0.3	0.7	2.2	3.6	1.95	11.5	2.2	.	0.58	2.7	0.22	0.5	0.3	4.25	0.5	1120	<0.02	но	<0.003	<0.05
11	595	Известковый	доломиты	3.4	7.7	3.7	1.55	0.3	0.7	0.27	2.25	0.28	1.7	0.17	4	2.8	0.4	0.044	170	<0.02	но	<0.003	0.07
12	601	Сосновый-13	" "	2.6	5	2.7	1.4	0.13	0.32	0.12	0.64	0.14	0.92	0.13	5	1.4	0.11	0.033	59	<0.02	но	0.004	0.052
13	611	Самодумов-скос	" "	1.5	3.9	1.8	0.5	0.13	.	<0.1	.	.	0.97	0.12	4	15	0.25	0.015	70	0.03	0.16	но	но
14	616	Пионерское	сланцы	0.55	0.7	0.75	0.2	0.07	.	0.07	.	.	0.3	0.05	но	0.26	0.08	0.012	96	<0.02	но	но	но
15	619Б	" "	" "	1.2	3.2	2.2	0.7	0.14	.	0.07	.	.	0.26	0.033	но	0.1	0.35	0.066	100	<0.02	но	но	но
16	619Г	" "	" "	2	6.7	6.7	2	0.48	.	0.22	.	.	0.55	0.05	но	<0.01	0.03	0.006	100	<0.02	но	но	но
17	620	" "	" "	3	8	7	1.9	0.62	.	0.32	.	.	0.9	0.1	1	0.8	0.9	0.034	100	<0.02	но	<0.003	0.07
18	621	" "	" "	5.2	13	9	3	0.75	.	0.33	.	.	0.85	0.075	8	но	0.11	0.022	40	0.03	но	но	но
19	656	Турк	гранито-гнейсы	63	80	30	11	3.7	8.4	1.9	13.3	0.85	5.5	0.78	но	0.2	0.8	<0.01	175	<0.02	но	<0.002	<0.05
20	657	" "	" "	520	600	140	13	4.7	11.6	1.6	8.2	0.53	3.3	0.42	но	1.4	0.11	0.022	100	<0.2	но	<0.003	<0.05

Примечание. но - не обнаружено; < - содержание ниже предела чувствительности; - анализ на данный элемент не проводился;

Пробы 1-4 - флюориты из стратиформных флюорит-полиметаллических месторождений Урала, Прибайкалья, Магаданской обл. (по данным инструментального нейтронно-активационного анализа, аналитик Бобров В.А., ИГН СО РАН, г. Новосибирск)

По данным наших определений содержания фтора в доломитах чехла установлено, что наиболее высокие содержания (100-600 г/т) присущи доломитам тумулдурской и пестроцветной свит междуречья Алдан - Амга, значительно удаленного от ареала мезозойского магматизма. Среди них наиболее высокие содержания фтора характерны для глинистых доломитов и отдельных разновидностей мергелей граничных с доломитами слоев. Доломиты юдомской свиты, а также массивные и грубопосчатые доломиты тумулдурской и унгелинской свит в пределах рудоносных площадей содержат фтора в пределах 40-100 г/т. Мраморизованные и дедоломитизированные известняки вблизи интрузий и месторождений флюорита содержали фтора в пределах 5 - 20 г/т. Таким образом, при диагенезе и метаморфизме карбонатных илов происходил вынос из них фтора и его фиксация в виде флюорита месторождений и проявлений.

Приуроченность сингенетичного флюорита к доломитовым породам отмечали многие исследователи [10,13]. По данным Ю.А.Ходака [11] флюорит присутствует в нижнекембрийских доломитах от пос. Чульман до р.Лены, нередко в районах, лишенных каких-либо следов мезозойской интрузивной деятельности и, следовательно, имеет региональное распространение. Первичный флюорит в доломитах в виде мельчайших (около 0,01 мм) вкраплений, визуально не различим. Более крупнозернистый фиолетовый флюорит, образующий видимые примазки, отдельные кристаллы, агрегаты, конкреции и прослой в мергелях и доломитах тумулдурской и унгелинской свит (пункт минерализации Угоянское), уже находится во вторичном, переотложившемся залегании. Содержание флюорита в неизмененных породах в целом невысокое.

Высокую зараженность флюоритом пород чехла Сибирской платформы отмечают многие. Так, В.И.Бгатов и Р.Т.Матухин [2] в доломитах ордовика и силура выявили тонкие (0,6-1 мм) мучнистые прослой фиолетового цвета, состоящие на 80-90 % из криптозернистого флюорита, ассоциирующего с гипсом. Местами отмечались небольшие (до 1,5-2 см) линзовидные прослойки и обособления типичного ратовкита. В тех же породах, но в кавернах и пустотах выщелачивания широко развиты тонкие (1-2 мм) корочки, образованные фиолетовыми кубиками вторичного флюорита. Часто флюорит образует секрещии размером до 1-2 см и более. Отмечается большая приуроченность флюоритовых скоплений к прослоям органогенно-детритовых пород. Подобный флюорит описан в доломитах нижнего и среднего кембрия западной окраины Анабарского щита [9], в доломитах Приенисейской зоны Сибирской платформы и других местах.

По данным [11, 12 и др.], образование вендинжекембрийских доломитов происходило в условиях осолоняющегося мелководного бассейна лагунного типа, окаймленного со стороны открытого моря биогермными постройками, играющими роль седиментационного барьера. В период накопления доломитовых осадков происходило и накопление осадочного флюорита. Наиболее благоприятные условия для максимального накопления флюорита возникают в районах с аридным климатом в мелководных усыхающих бассейнах в период окончания садки доломита и перед началом выпадения в осадок гипса [7]. Повышение содержания Mg в водах усыхающих лагун способствует также накоплению флюорита в растворе, а соответственно, и в составе захороненных растворов. Выпадал флюорит в осадок при смешении фтороносных вод с речными или другими, несущими свободный кальций. Накоплению фтора в осадках способствовала также флюоритизация костного вещества погибших животных и органогенных построек водорослей.

При диагенезе осадков происходит перераспределение флюорита, его переотложение в виде более крупнокристаллических разновидностей и агрегатов в местах с повышенным содержанием кальция, экранирования, порах и пустотах. При этом, фтор песчаников и глинистых минералов в терригенных образованиях практически не затрагивается, а подвижен только фтор карбонатных пород, особенно доломитов (влияние иона Mg) [7]. Т.е. удаляется фтор преимущественно седиментационный, «хемогенный», заимствованный породой из морской воды, а не унаследованный (терригенный). Это же подтверждается результатами определений содержания фтора в различных породах и в различных местах Сибирской платформы. Если в доломитах содержание фтора уменьшалось в направлении от неизмененных слабо литофицированных осадков к контактово-метаморфизованным и литифицированным породам рудных районов; то, в мергелях и глинистых породах такого уменьшения практически не отмечалось.

В результате образовались стратифицированные горизонты и слои обогащения вмещающих пород флюоритом, особенно в местах их экранирования глинистыми разновидностями, на поверхности биогермных построек, палеопрогихах.

Промышленное оруденение связано с переотложением первично-осадочного флюорита и флюорита за счет захороненных поровых рассолов в период мезозойской тектоно-магматической активизации и образованием гидротермально-метасоматических стратиформных залежей в карбонатных породах и секущих кварц-флюоритовых жил в алюмо-силикатных породах фундамента и извер-

женных породах мезозоя. При этом залежи флюорита располагаются в том же горизонте первичного обогащения флюоритом карбонатных пород, но вблизи интрузий или секущих зон разломов.

При внедрении интрузий происходило не только разогревание поровых растворов, но и их активизация, смешение с эндогенными, привнос рудных элементов. Разгрузка их происходила в благоприятных условиях, которые возникали в зонах разломов и зонах контакта интрузий с вмещающими породами. В последних, под влиянием интрузий, флюорит удалялся непосредственно из зоны контакта, где породы были интенсивно скарнированы и свободный кальций переходил в состав труднорастворимых силикатов. На некотором удалении от интрузии в зоне мраморизации и дедоломитизации карбонатных пород создавались более благоприятные условия для выделения флюорита из растворов и его переотложения. Этим и обусловлено образование пласто- и трубообразных стратиформных залежей вблизи контактов интрузий. А в период остывания интрузий, когда происходило контракционное образование трещин, нагретые фтороносные растворы по зонам трещин и тектонических нарушений проникали внутрь массивов и в породы фундамента и образовывали секущие кварц-флюоритовые жилы и минерализованные зоны дробления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района и его связь с золотым оруденением. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1984. 23с.
2. Бгатов В.И., Матухин Р.Г. Флюорит в ордовикских и силурийских отложениях Сибирской платформы//Литология и полез. ископаемые. 1967. N3. С.111-115.

3. Максимов Е.П. Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима//Геология и геофизика. 1982. N5. С.11-18.
4. Максимов Е.П., Уютов В.И. Мезозойские локальные магматогенные системы (магматогены) Алданского щита//Геология и геофизика. N11. С.29-33.
5. Парцевский А.И., Бебик А.Н. К вопросу о генезисе Самодумовского месторождения флюорита (Центральный Алдан)// Изв. АН СССР, сер. геол. 1981. N7. С. 101-106.
6. Пузанов Л.С., Парцевский А.И., Бебик А.Н. О магматическом типе плавиковошпатового оруденения на Алдане//Докл. АН.1977. Т.236, N3. С.704-707.
7. Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишкина А.И. и др. Геохимия фтора в осадочном цикле//Геохимия. 1974. N11. С.1587-1612.
8. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений//Геология руд. месторождений. 1970. N6. С.3-15.
9. Старицкий Ю.Г. Краткий очерк металлогении Сибирской платформы/ МГК, XXII сес., 1964//Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964. С.150-167.
10. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.:Изд-во АН СССР, 1960. Т.1. 210 с.
11. Ходак Ю.А. Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 117с.
12. Хоментовский В.В., Репина Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М.: Наука, 1965. 191 с.
13. Чайкин В.Г., Тулузакова А.В., Чуприн Н.С. О флюорит-содержащих карбонатных породах европейской части СССР// Сов. геология. 1990. N5. С.57-60.
14. Черепанов А.А., Крутов Н.К., Рязанцева М.Д., Архипов Г.Г. Флюоритовое оруденение Дальнего Востока и Северо-Востока СССР//Гр. ассоц. Дальнедра. Хабаровск, 1991. Вып.1. С.179-189.

Поступила в редакцию 25 июля 1995 г.

A.A. Cherepanov, G.G. Arkhipov

Stratiform fluorspar mineralization in the south-eastern Siberian platform

Fluorspar mineralization in the carbonaceous rocks of the southeastern part of the Siberian platform was formed due to mobilization and re-distribution of the primary sedimentary fluorspar in the process of the regional dynamometamorphism and hydrothermal activity during the tectono-magmatic activation stage. Fluorspar accumulation in sediments is closely associated with terrigenous-sedimentary rocks of dolomite series deposited in shallow-water shelf zones of the barrier lagoon under conditions of the arid climate. Revealing and insulation of the fluorspar as bedded and other forms produced at the diagenetic stage. During this stage horizons, beds, layers enriched by fluorspar were generated. Re-distribution of fluorspar was originated under the influence of the tectono-magmatic activation process. The results of this process were generation of the economic ore bodies both concordant and discordant ones. Fluorspar deposits of the Siberian platform are small in size, but they are characterized by very high quality. They are located in the developed region of South Yakutia, that affords to explore and develop them commercially in short time and with minimum expenses.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИИ

УДК 550.82:519.256 (571.6)

О КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ МОДЕЛИ СОЗДАНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОГО
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО БАНКА ГЕОЛОГО-
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО НЕФТИ И ГАЗУ (ДВ АБНД-НГ)*О. А. Кисловский, В. И. Исаев**ГП Дальинформгеоцентр, г. Южно-Сахалинск*

В рамках проектирования Государственного Банка Цифровой Геологической Информации (ГБЦГИ) проводятся работы по созданию Дальневосточного регионального банка нефтяной специализации. Осуществляет работы ГП Дальинформгеоцентр, располагающий актуальными архивными и фондовыми материалами ГРР на нефтегазоперспективных площадях Дальнего Востока. Целевое назначение работ - обеспечить сохранность и эффективное использование геоинформации на основе применения ГИС-технологий, коммерческих СУБД и сетевого режима экспорта-импорта информации. Разработана концептуальная модель системы компьютерных баз данных. Дана оценка объемов ретроспективной информации, определена этапность работ до 2000 года.

ВВЕДЕНИЕ

С 1995 года Главным Научно-исследовательским и Информационно-вычислительным Центром Роскомнедра (ГлавНИВЦ) осуществлена централизация (на межотраслевом уровне) работ по проектированию и реализации Государственного Банка Цифровой Геологической Информации (ГБЦГИ) как системы компьютерных баз данных разной специализации (нефть и газ, твердые полезные ископаемые, региональная геология, гидрогеология и геоэкология и др.) и разного уровня (федеральный, региональный, территориальный, локальный) [4]. Поставлена задача и проводятся работы по созданию типового проекта банка данных на нефть и газ регионального (территориального) уровня, как составной части системы.

Решением Роскомнедра Дальинформгеоцентр - дочернее предприятие ГлавНИВЦ (г. Южно-Сахалинск), в числе 30-ти государственных предприятий, уполномочен осуществлять деятельность по государственному геологическому информационному обеспечению в части создания ГБЦГИ. Дальинформгеоцентру поручено осуществление работ по созданию Дальневосточного регионального банка цифровой геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБНД-НГ) [2].

Дальинформгеоцентр, являясь с 1992 года Дальневосточным региональным информационно-компьютерным центром Роскомнедра, приобрел определенный опыт информационного взаимо-

действия с территориальными геологическими организациями Дальнего Востока.

На рисунке 1 показаны основные нефтегазовые бассейны Дальнего Востока РФ. Начиная с 1976 года, целенаправленные работы на нефть и газ на перспективных площадях Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Чукотка, Камчатка, центральный и южный Сахалин) осуществлялись ПГО "Сахалингеология" (впоследствии - ГП "Востокгеология"). В то время Дальинформгеоцентр являлся структурным подразделением ГП "Востокгеология", обеспечивающим вычислительные, лабораторно-аналитические и тематические работы. Вследствие этого, основная часть всех новейших скважинных, сейсмических, каротажных и лабораторно-аналитических данных концентрировалась в архивах Дальинформгеоцентра.

Все новейшие фондовые (отчетные) материалы по нефтяной тематике, включая материалы по наиболее значимым геологоразведочным работам на северном Сахалине и шельфе Дальневосточных морей, сконцентрированы в геологических фондах Сахалингеолкома. Вследствие своего территориального расположения и ведомственных связей Дальинформгеоцентр имеет наиболее простой доступ к названным фондовым материалам.

На Дальинформгеоцентр возложены функции по апробации научно-методических и технических разработок ГБЦГИ, выполняемых под эги-

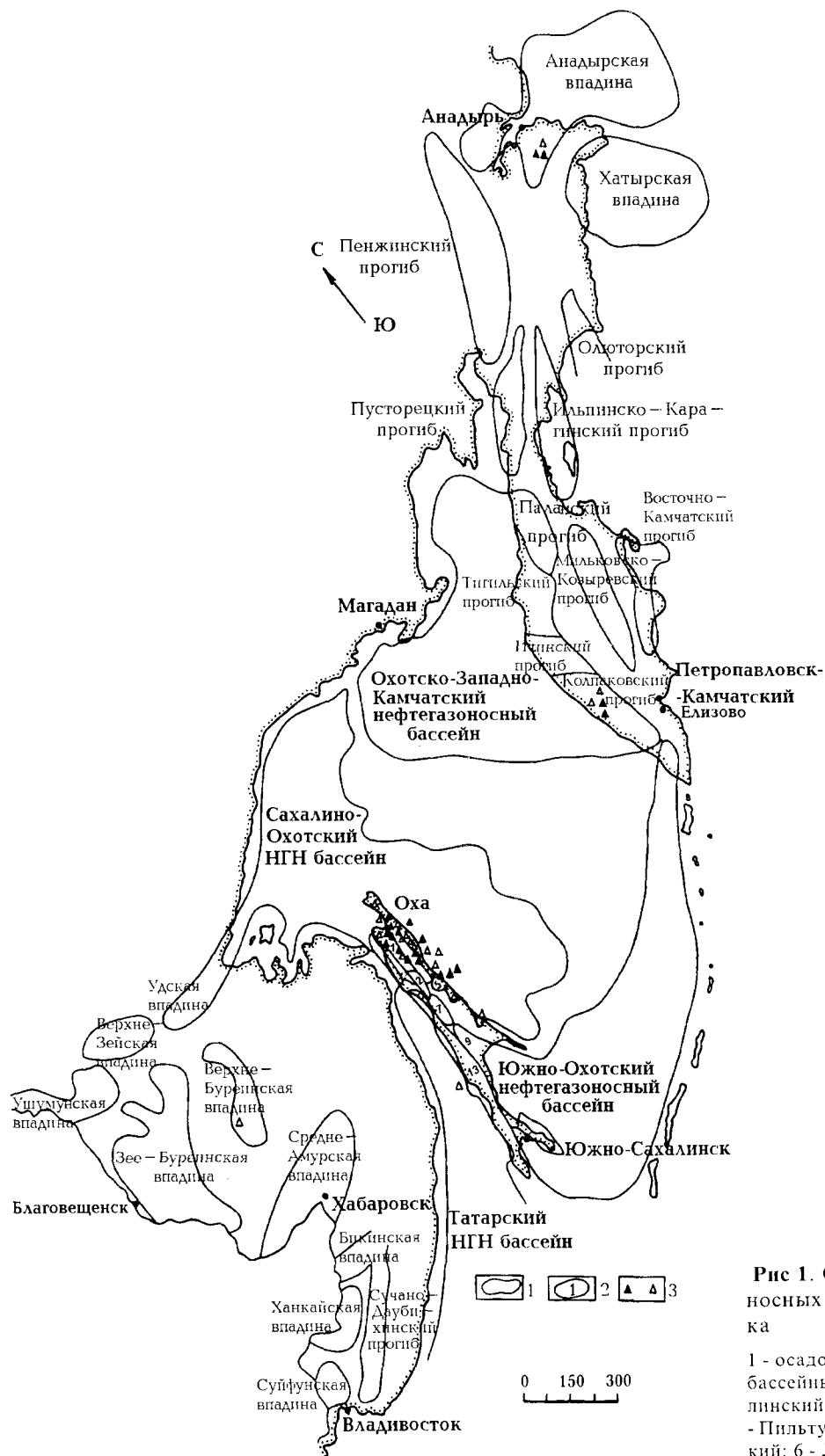


Рис 1. Обзорная схема нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока

1 - осадочные бассейны; 2 - осадочные бассейны и их номер (1 - Северо-Сахалинский; 2 - Нышский; 3 - Дагинский; 4 - Пильтунско-Чайвинский; 5 - Набилский; 6 - Луньский; 7 - Тымский; 8 - Пограничный; 9 - Макаровский; 10 - Анивский; 11 - Рыбновский; 12 - Энгизпальский; 13 - Западно-Сахалинский); 3 - месторождения нефти и газа.

Таблица 1. Состояние ГРП в нефтегазоносных бассейнах Дальнего Востока

Наименование бассейна	Площадь, тыс. кв.км	Количество месторождений разрабатываемых, подготовленных к разработке, в консервации, разведываемых	Количество структур выявленных, подготовленных	Профилей ОГТ, п.км	Скважины	
					количество	пог.м
1	2	3	4	5	6	7
1. Чукотка						
1.1 Анадырский						
суша	18.5	3	43	13 000	54	124 602
шельф	37.8	-	н/св	н/св	-	-
1.2 Хатырский						
суша	3.9	1	4	800	11	23 000
шельф	23.1	-	н/св	н/св	-	-
Итого по Чукотке:	83.3	4	47(?)	13 800(?)	65	147 602
2. Камчатка						
2.1 Ильпинско-Карагинский						
суша	27.6	-	7	533	1	1 400
шельф	2.8	-	н/св	н/св	-	-
2.2 Мильковско-Козыревский	28.0	-	3	1 500	3	5 853
2.3 Восточно-Камчатский и Олюторский						
суша	17.8	-	-	-	5	10 144
шельф	13.4	-	н/св	н/св	-	-
2.4 Паланский и Тигильский	24.0	-	2	-	7	15 000
2.5 Ичинский	8.0	-	9	1 200	15	43 888
2.6 Колпаковский	9.0	4	18	9 000	52	146 113
2.7 Голыгинский						
суша	3.8	-	1	-	3	9 000
шельф	1.9	-	н/св	н/св	-	-
Итого по Камчатке:	136.3	4	40 (?)	12 233(?)	86	231 390
3. Сахалин						
3.1 Северо-Сахалинский						
3.1.1 суша	24.5	58	162	50 900	2 248	4170875
Нышский	2.9	3	21	2 300	31	79 391
в т.ч. Набильский	1.7	2	12	3 700	13	40 701
Лунский	0.7	2	7	3 950	29	58 853
Пограничный	0.6	1	-	950	36	71 300
3.1.2 шельф	69.5	7	107 (?)	н/св	н/св	н/св

Продолжение таблицы 1.

1	2	3	4	5	6	7
3.2 Западно-Сахалинский						
3.2.1 суша	13.6	-	8	1 400	20	56 000
3.2.2 шельф	38.7	1	41 (?)	н/св	н/св	н/св
3.3 Центральное-Сахалинский						
3.3.1 суша	8.3	3	15	4 200	60	149 534
в т.ч. Макаровский	7.0	-	10	2 300	21	58 550
Анивский	1.3	3	5	1 900	39	90 984
шельф	43.5	-	19 (?)	н/св	н/св	н/св
суша, всего:	46.4	61	185	56 500	2 328	4376409
шельф, всего:	151.7	8	167 (?)	177 000	67	167 826
Итого по Сахалину:	198.1	69	352 (?)	233 500	2 395	4544235
4. Хабаровский край						
4.1 Средне-Амурская	24.0	-	4	2 300	3	6 000
4.2 Верхне-Буреинский	10.3	1	30	1 850	4	12 600
4.3 Бикинский	14.0	-	-	100	-	-
Итого по Хабаровскому краю	48.3	1	34	4 250	7	18 600
5. Амурская область						
5.1 Зей-Буреинский	8.0	-	22	400	14	31 005
5.2 Верхне-Зейский	н/св	-	1	300	-	-
Итого по Амурской области	8 (?)	-	23	700	14	31 005
6. Приморский край						
6.1 Суйфунский	10.0	-	1	70	1	2 500
Всего по Дальнему Востоку	484.0	78	497 (?)	264553 (?)	2 568	4975340
в т.ч. суша	253.3	70	330	87 553	2 501	4807514
шельф	230.7	8	167 (?)	117000 (?)	67	167 826

дой ГлавНИВЦ. В силу того, что данные по Дальневосточному региону (см. табл. 1) в геологическом и методическом плане весьма разнообразны и в то же время достаточно компактны по сравнению с другими нефтяными регионами Российской Федерации, апробация информационных технологий осуществляется всесторонне, как правило, в законченном виде и относительно оперативно.

Таким образом, на Дальинформгеоцентр возложены функции создания банка цифровой нефтяной информации по территориям Хабаровского и Приморского краев, Камчатской, Сахалинской и Амурской областей, Чукотского автономного округа, а также в пределах шельфа Дальневосточных морей (Охотского, Берингового, Японского).

ЦЕЛЕВОЕ НАЗНАЧЕНИЕ И ЗАДАЧИ РАБОТ

Целевое назначение создания банка - конвертация ретроспективной и текущей геолого-геофизической информации в компьютеризированные базы цифровой фактографической и картографической информации. Это обеспечит ее сохранность, эффективное использование федеральными и территориальными органами государственного управления фондом недр и различными категориями недропользователей.

В перспективе региональный банк геолого-геофизической информации по нефти и газу позволит обеспечить:

(1) Компьютеризированный доступ в режиме реального времени (или по графику сетевого обслуживания) персоналу органов управления фон-

дом недр и недропользователям к нужной ретроспективной геолого-геофизической информации по региону, нефтегазоносному бассейну, площади ГРП, перспективному объекту, месторождению;

(2) Просмотр и анализ на мониторе текстовой, табличной и картографической информации. Просмотр предполагает получение графических, табличных, текстовых данных (например - литологических, каротажных, петрофизических), относящихся к объектам просматриваемой карты (например - к скважинам). Анализ предполагает совмещение (в режиме "подложки") различных карт и космических или аэроснимков, совмещение разрезов геологического содержания и разрезов, колонок распределения геофизических параметров. Анализ предполагает "послойное" расчленение исходных карт, и последующий синтез новых карт;

(3) Получение твердой копии, в т.ч. копии электронной карты в виде, приближающемся к полиграфическому исполнению;

(4) Получение справки о наличии и месте хранения первичных данных, в т.ч. цифровых записей сейсморазведки и каротажа, керна и лабораторных анализов, аэро-космоснимков;

(5) Автоматизированный доступ к первичным данным для персонала банка и обработку (переработку) в режиме реального времени по заявкам служб органов управления и санкционированным запросам различных недропользователей;

(6) Сбор и загрузку текущих материалов нефтегазоразведочных работ на территории Дальневосточного региона, подготовлены в машинно-ориентированном виде;

(7) Бессрочное хранение материалов и надежную защиту их от несанкционированного доступа.

Создание Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу включает решение следующих задач:

(1) Инвентаризация геолого-геофизических данных, хранящихся в территориальных геологических фондах и в архивах организаций – производителей работ. Первоочередной и безотлагательной является инвентаризация первичных материалов: керн, сейсмические и каротажные записи, лабораторные анализы;

(2) Оцифровка аналоговых и архивация цифровых материалов (прежде всего, каротажных и сейсмических) с высокоуплотненной записью в унифицированных форматах;

(3) Создание баз метаданных в форме электронных таблиц и регистрационных карт (изучен-

ности, месторождений и перспективных структур), выполненных в технологии ГИС;

(4) Создание (на основе разнородных геологосъемочных и структурно-поисковых данных) в технологии ГИС геологических карт нефтегазоносных бассейнов в масштабе до 1:50 000. Эти карты служат основной "подложкой" для анализа, планирования и реализации ГРП на нефть и газ;

(5) Создание цифровых моделей площадей ГРП, перспективных геологических объектов и месторождений нефти и газа, в том числе и на континентальном шельфе;

(6) Создание базы данных дистанционных съемок (аэро- и космические снимки, индикаторы дешифрирования);

(7) Организация регламентированного доступа недропользователей и потребителей информации к компьютерным базам данных. Экспертиза и контроль качества данных, вводимых в банк.

Научно-исследовательское и проектно-конструкторское обеспечение для решения перечисленных задач осуществляется в форме поставки в Дальинформгеоцентр службами и соисполнителями ГлавНИВЦа технических и рабочих проектов. В том числе осуществляется поставка уточненных стандартов представления и хранения информации, АРМов конвертации и архивации, ИПСов, уточненных информационно-логических моделей объектов описания, классификаторов и словарей, программно-технологических и технических средств функционирования банка. При этом, Дальинформгеоцентр, создавая региональный банк по нефти и газу, выполняет функции полигона по апробации унифицированных научно-исследовательских и проектно-конструкторских разработок.

ОРГАНИЗАЦИОННАЯ СТРУКТУРА И ФУНКЦИИ ДВ АБНД-НГ

Обобщенная структура системы ДВ АБНД-НГ и схема основных информационных потоков показаны на рис. 2. Дальинформгеоцентр возглавляет, организует и координирует работу службы ведения ДВ АБНД-НГ.

В территориальном отношении служба ведения ДВ АБНД-НГ формируется в виде информационных компьютерных центров (ИКЦ), расположенных в Дальинформгеоцентре (Центральный ИКЦ, г.Южно-Сахалинск) и при АО Сахалинморнефтегаз (г.Оха). В перспективе предполагается организация информационных компьютерных пунктов (ИКП) при указанных на схеме территориальных геолкомах, АО и тресте Дальморнефтегеофизика. В функции ИКП будет входить экспорт по информационным запросам.

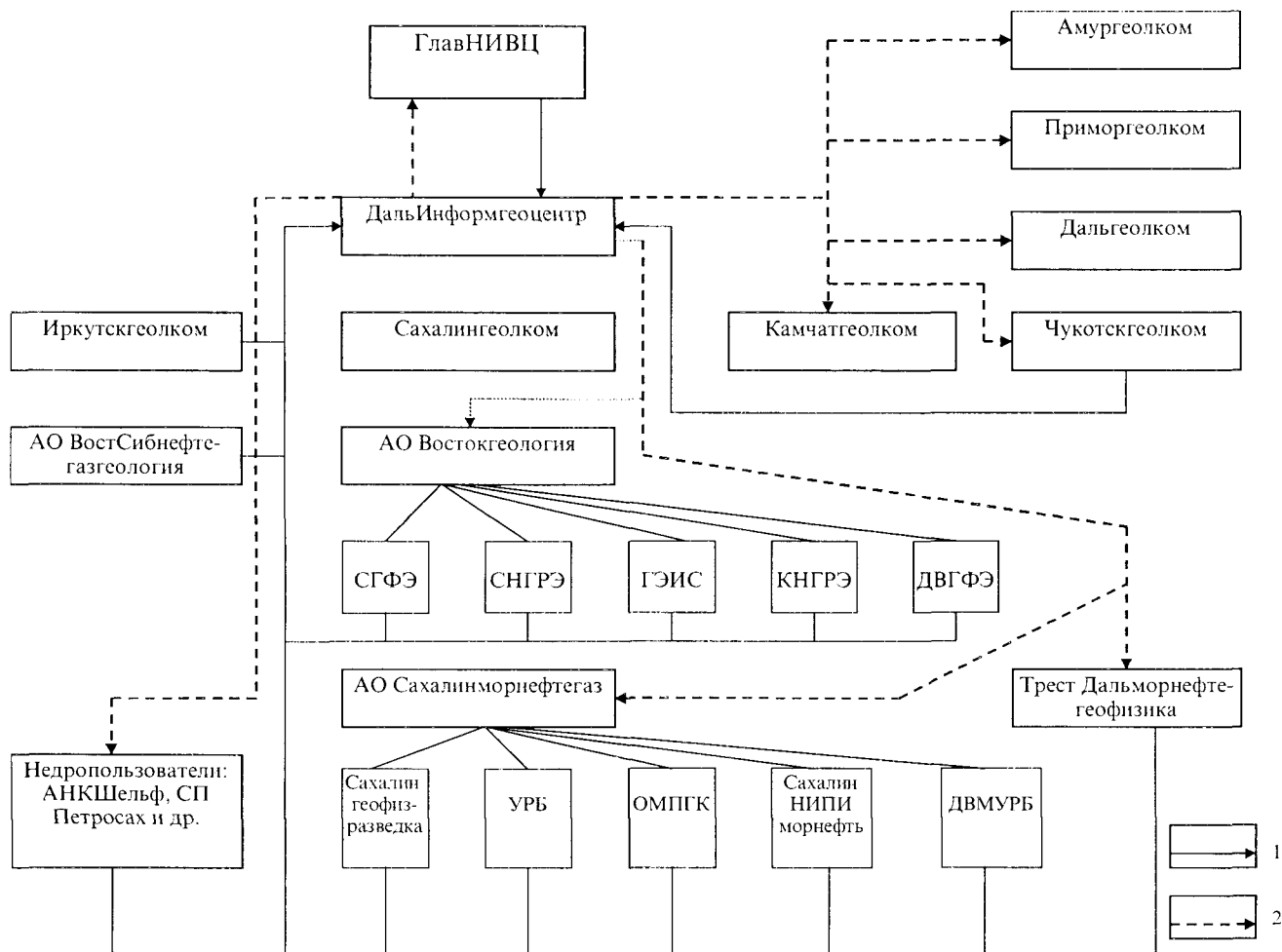


Рис 2. Обобщенная структура системы Дальневосточного регионального банка геолого-геофизических данных по нефти и газу и схема основных информационных потоков

1 - импорт; 2 - экспорт.

В целом служба ведения ДВ АБНД-НГ осуществляет функции компьютеризованных фондов в части сбора, учета, хранения и представления цифровой геолого-геофизической информации в соответствии с единым порядком, установленным Роскомнедра, а также в соответствии с целевым назначением и задачами работ.

ИНФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА БАНКА

Структура концептуальной модели [6] баз данных приведена на рис.3 Исходная структуризация информации осуществлена на нефтегазоносные осадочные бассейны. Вся информация по бассейну структурирована на три уровня-блока:

БЛОК 1. ГеоИнформационная система (ГИС) базовой и контурной картографии

(1.1) паспорта геологических отчетов о результатах ГРП на объектах,

(1.2) карты (картограммы) геологической, геофизической изученности и изученности дистанционными съемками, масштаб 1:200 000,

(1.3) карта размещения месторождений и перспективных объектов (структур, в т.ч. подготовленных) на контурной основе масштаба 1:200 000,

(1.4) кадастр месторождений и перспективных объектов, включающий паспорта месторождений и структур. Загрузке подлежит следующая картография: схемы скважин и профилей, структурные карты продуктивных горизонтов (толщ), карты мощностей горизонтов (толщ), карты ФЭС, карта результатов испытаний, литолого-петрофизические колонки, схемы подсчета (оценки) запасов,

(1.5) топокарта масштаба 1:200 000, либо иная "привязанная" система контуров местности (гидросеть, береговая линия и др.),

Обрабатывающие и интерпретационные компьютерные комплексы
Нефтегазоносный бассейн

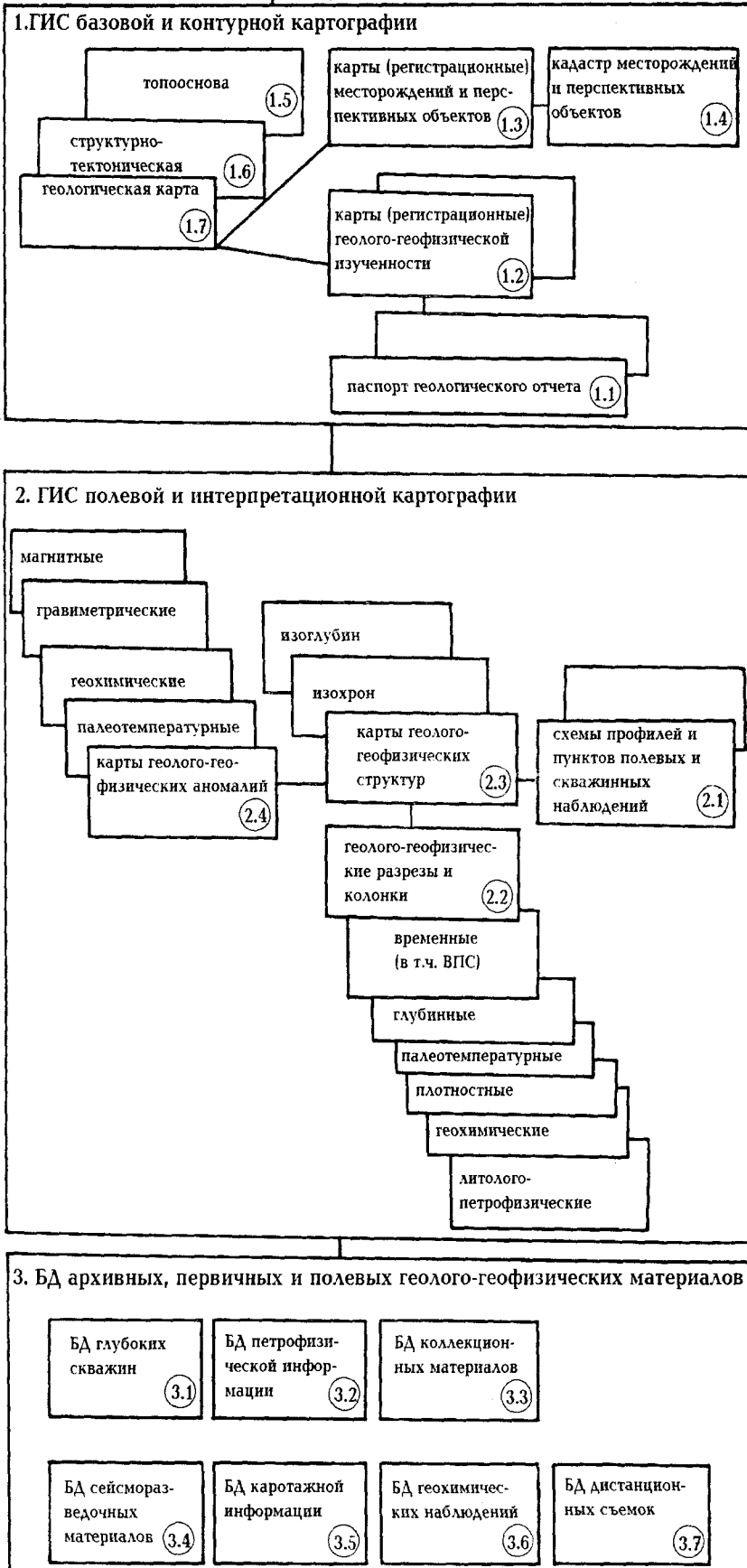


Рис 3. Информационная структура Дальневосточного регионального банка геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБнд-НГ)

Таблица 2. Оценка объемов ретроспективной информации, подлежащей загрузке в ДВ АБНД-НГ

ВИД РАБОТ	ОБЪЕМ РАБОТ	ОЦЕНКА ОБЪЕМА информации
1	2	3
1. Информация по месторождениям и перспективным структурам (в т.ч. лабораторно-аналитическая)	78 месторождений + 497 структур	9 Гбайт
2. Сейсморазведка	265 тыс. пог. км	3 657 Гбайт
3. Геофизические исследования скважин	4975 тыс. пог. км. бурения	184 Гбайт
4. Фактографическая и интерпретационная информация по площадям (участкам) ГРР.	20% п.п. 2 и 3	768 Гбайт
Итого:		4618 Гбайт

(1.6) структурно-тектоническая (тектоническая) карта масштаба 1:200 000 или мельче,

(1.7) геологическая карта масштаба до 1:50 000, созданная в ГИС-технологии на основе разнородных геолого-съёмочных и структурно-поисковых данных. В случае отсутствия минимума данных - геологическая карта масштаба 1:200 000 на основе листов электронных карт из федерального банка.

Разномасштабная исходная картография может быть приведена к единому, или в каждом конкретном случае - к нужному масштабу.

Загрузка графической информации осуществляется как сканированием бумажного оригинала, так и послойным цифрованием на дигитайзере. В последующем с электронными картами возможен компьютерный послойный анализ и синтез, интерактивное графическое редактирование, сопряжение с табличными данными через объекты карты.

БЛОК 2. ГИС полевой и интерпретационной картографии

(2.1) схема профилей и пунктов сейсмических (геохимических, геоэлектрических, гравимагнитных, скважинных) наблюдений на площади (участке). Схема загружается электронным цифрованием,

(2.2) геолого-геофизические разрезы: сейсмические временные и глубинные (палеотемпературные, геоэлектрические, геохимические, плотностные); литолого-петрофизические колонки. Сейсмические разрезы загружаются сканированием фотографий из отчетов. Временные разрезы без "рисовки интерпретатора" могут загружаться с

кассеты Exabyte в базу с отражением на экране компьютера или выводятся на плоттере по заявке пользователя,

(2.3) карты изохрон и изоглубин загружаются электронным цифрованием,

(2.4) карты палеотемператур, геохимических, гравимагнитных аномалий загружаются электронным цифрованием. Для обработки прикладными программами их векторное представление (в виде изолиний) может быть переведено в дискретное (по регулярной сетке),

БЛОК 3. БД архивных, первичных и полевых геолого-геофизических и лабораторных данных.

(3.1) БД глубоких скважин включает табличные и текстовые данные, загружаемые с клавиатуры, а также текстовые документы (заключения), загружаемые сканером. В каталог скважин помещается справочная информация по интервалам отобранного керна, в том числе адрес хранилища, стеллаж, ящик и др.,

(3.2) БД петрофизической информации включает буквенно-цифровую информацию по физическим свойствам и сканограммы петрофизических зависимостей,

(3.3) БД коллекционных материалов,

(3.4) БД сейсморазведочных материалов включает справочную информацию о полевых кассетах, размещенных в архивах (хранилищах); о сейсмограммах и записях временных разрезов в унифицированных форматах, размещенных на кассетах Exabyte [5]. На винчестере размещаются каталог и паспорта профилей,

(3.5) БД каротажной информации включает оцифрованные каротажные кривые 1:500 и 1:200, а также сопровождающую их параметрическую информацию, необходимую для обработки (переработки) прикладными программами,

(3.6) БД геохимических наблюдений, входящих в комплекс целевых работ на нефть и газ,

(3.7) БД дистанционных съемок, состоящая из фото, спектральных, спектрозональных, тепловых снимков аэрометодами и из космоса, а также индикаторов дешифрирования.

Принятая информационная структура по нефтегазоносному бассейну и возможности используемой ГИС ARC/INFO [3] легко намечают точки входа к объектам каждого уровня, в т.ч. и к первичным данным. Так точками входа в информацию паспортов месторождений и структур являются объекты электронной карты размещения месторождений. Точками входа в ГИС полевой и интерпретационной картографии являются объекты электронных карт геолого-геофизической изученности. Точками входа в информацию баз первичных и лабораторных данных являются объекты электронной схемы профилей и пунктов наблюдения на площади (участке). Возможен вход в первичные данные через объекты электронной схемы скважин и профилей паспорта месторождения (структуры). Точками входа в архивные материалы являются также электронные таблицы, в виде которых создают каталоги скважин, каталоги сеймопрофилей, каталоги объектов каротажа.

Оценка объемов ретроспективной информации Дальневосточного региона по нефтяной тематике приведена в таблице 2.

Формирование потоков геолого-геофизической информации определяется структурой системы (рис. 3). Потоки импортируемой информации формируются службой ДВ АБНД-НГ, либо производителями (держателями) этой информации на договорных началах с Дальинформгеоцентром.

Потоки экспортируемой информации формируются службой ДВ АБНД-НГ и поставляются органам управления и недропользователям через ИКП, организованные при них. Технологическая реализация межтерриториальной передачи информации будет осуществляться в режиме электронной почты.

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ, ТЕХНИЧЕСКОЕ И ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Структурная схема системы баз данных (см. рис. 3) составлена по результатам структурирования данных нефтяного профиля, апробированного на Рабочих Совещаниях при ГлавНИВЦ. Учтена структура информационных систем зарубежных

аналогов. Осуществлен анализ и интеграция требований к данным, циркулирующим в системе геологической службы Сахалина. Приведенная структурная схема является первым приближением, которое постоянно уточняется по мере развития научно-исследовательских и проектно-конструкторских работ. Служба ДВ АБНД-НГ последовательно обеспечивается инструктивными материалами по инвентаризации и сертификации геолого-геофизических данных (прежде всего - первичных), АРМами стандартной конвертации и унифицированной архивации (прежде всего - данных полевой и скважинной геофизики), ИПСами для создаваемых архивов, технологиями создания баз метаданных в форме электронных регистрационных карт.

Техническая оснащенность службы ДВ АБНД-НГ на начало 1996 года включала оборудование и программное обеспечение: для архивации сейсмических записей - 2 рабочих мест; для оцифровки каротажных диаграмм - 1 рабочее место; для оцифровки карт геологического содержания - 4 рабочих места (ARC/INFO SUN 7.0, PC); рабочие станции Sparcstation-2; компьютеры PC - 10; сеть Ethernet; принтеры и плоттеры (в т.ч. цветные - 3); сканеры - 2; стриммеры Exabyte (до 10 Гбайт) - 2; СУБД Oracle.

ЭТАПНОСТЬ РАБОТ

В соответствии с Программой работ по созданию ГБЦГИ до 2000 года, работы по созданию ДВ АБНД-НГ разбиваются на 2 этапа [2].

Первый этап - 1995-1996 г.г. - это формирование БД архивных, первичных и полевых геолого-геофизических и лабораторных материалов; ГИС базовой и контурной картографии (рис. 3, блок 3, блок 1).

Второй этап - 1997-1999 г.г. - это формирование ГИС полевой и интерпретационной картографии (рис. 3, блок 2).

Первый этап, в свою очередь, условно делится на работы 1995 года и работы 1996 года.

Работы 1995 года имели, в основном, опытный характер, охватывали информацию ограниченной территории объектов ГРП (Исаев и др. Информационный отчет о результатах работ..., 1995).

Работы 1996 года в значительной мере осуществили инвентаризацию, конвертацию и архивацию первичных материалов объектов ГРП на суше и развернули в полной мере формирование баз метаданных - карты изученности, карты размещения месторождений и перспективных объектов (Исаев и др. Отчет о НИР за 1996 г. "Создание государственного банка...", 1996).

Начиная с 1997 года работы выполняются по полному перечню баз данных, включая информацию по результатам ГРП на континентальном шельфе.

В 1997 году система ДВ АБНД-НГ в части баз метаданных будет введена в опытную эксплуатацию для органов управления и недропользователей Сахалина. К 1999 году система ДВ АБНД-НГ будет введена в эксплуатацию в сетевом режиме для потребителей информации Дальневосточного региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбский А.Д., Макурин Е.С., Журавлев А.Б. и др. Стандартизация описания фактографических данных на нефть и газ//Разведка и охрана недр. 1995 г. N 10. С. 7-8.

2. Кисловский О. А., Исаев В. И. Проект работ по созданию Дальневосточного регионального банка цифровой геолого-геофизической информации по нефти и газу (ДВ АБНД-НГ). М.: Роскомнедра, 1995. 27 с.
3. Коротков А.В. Системные технологии и инструментальные программные средства ГБЦГИ// Разведка и охрана недр. 1995 г. N 10. С.11 - 12
4. Любимов Г.А., Ткаченко В.В., Костяков В.С. Концепция создания и развития Государственного банка цифровой геологической информации//Разведка и охрана недр. 1995 г. N 10. С.2 - 4
5. Рапопорт М.Б., Рыжков В.И., Боголюбский А.Д., Ткаченко В.В. Проблема архивации данных сейсморазведки//Разведка и охрана недр. 1995 г. N 10. С.19 - 22
6. Тиори Т., Фрай Дж. Проектирование структур баз данных. Кн. 1. М.: Мир, 1995. 287 с.

Поступила в редакцию 23 июля 1996 г.

O.A.Kislovsky, V.I.Isayev

The conceptual model of the State Far Eastern Regional Bank of Digital Geological-Geophysical Information on oil and gas

Within the framework of projecting the State Bank of Digital Geological Information, work is carried out on setting up the Far Eastern regional bank of oil specialization. It is implemented by the Dalinformgeocentre disposing of topical achieve and fund materials of geological exploration on the Far East areas promising for oil and gas. The conducted work is aimed at preserving and efficiently using geoinformation on the basis of geoinformational systems technologies, commercial data base control systems and network regime of export-import of information. A conceptual model of the system of computer data bases was worked out; volumes of retrospective information were assessed and stages of the work were determined until the beginning of 2000.

ДИСКУССИЯ

УДК 551.24

И СНОВА О ТЕРРЕЙНАХ.

Ч.Б.Борукаев

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

Открывая в журнале полемику по проблемам анализа террейнов [1], я не рассчитывал на её многолетнее и бурное продолжение, которое случилось в действительности. Последней (пока!) в ряду дискуссионных публикаций стала статья С. Д. Соколова и А. И. Ханчука [9]. Авторы затрагивают важные проблемы современной тектоники и дают ответы и рецепты, которые вряд ли будут приняты безоговорочно. Задача настоящей краткой заметки не в глубоком анализе проблемы (это потребовало бы, в частности, повторения многих выводов предыдущей моей публикации), но лишь в рассмотрении некоторых положений названной статьи, которая вызывает смешанные чувства.

В России элементы террейнового анализа использовались уже давно, начало чему было положено, видимо, Л. П. Зоненшайном и соавторами [3, 10 и др.]. В последние годы появилась целая серия статей Л. М. Парфёнова с многочисленными соавторами [5, 6 и др.]. Вынужден напомнить, что в понимании террейнов единства у разных авторов нет. Л. П. Зоненшайн называл террейнами только «чужеродные» блоки, погруженные в матрикс, что полностью отвечает понятию *suspect terranes*. Л. М. Парфёнов исходит из определения Дж. Монгером «тектоно-стратиграфического» террейна - определения, которое, кстати, коренным образом нарушает фундаментальный принцип любого научного исследования - принцип специализации, применённый к тектоническим построениям Ю. А. Косыгиним. Ясно, что при различиях в понимании термина и методики исследований будут различия. В частности, будет покрыта террейнами вся площадь, подвергаемая районированию, или только её часть? Если принять первое, то понятию в большей мере будет соответствовать давний термин *terrain*.

В приводимом Л. М. Парфёновым [5] определении террейна Дж. Монгера слово *rasage* переведено как блок. Авторы рассматриваемой статьи заменяют этот термин нейтральным «тело». Переводы явно неудачные. Точнее говорить о пакете, пластине,

что больше отвечало бы, кстати, исповедуемой авторами концепции тектонической расслоенности литосферы. Если же следовать за авторами, то концепция террейнов окажется вариантом представлений Л. И. Красного [4] о геоблоках. При этом не будем подчёркивать различий во взглядах мобилистов и фиксистов, поскольку, по свидетельству авторов, «в самом определении ничего не говорится о перемещениях террейнов и их амплитудах» (с.111). Неудачно выделение «аккретированных террейнов» [5,6] (как будто в коллаже есть и некие «неаккретированные») и «полигеодинамических» [9] (сколько же существует геодинамик?).

Методика «террейнового анализа» никем из названных авторов с необходимой полнотой не охарактеризована. Если исходить из сути принимаемого авторами определения террейна, то анализ этот должен заключаться в основном в классификации ограничивающих «блоки» разломов и построении их иерархии. Напомню, что в [1] я прямо параллелизовал эти процедуры с таковыми «учения о глубинных разломах» А. В. Пейве. Ничего принципиально нового в этом плане авторы рецензируемой статьи не добавили. Некоторые попытки в таком направлении предприняты С. Д. Соколовым в другой статье [6].

Говоря о пересечении понятий «террейн» и «структурно-вещественный комплекс» («структурно-формационная зона»), авторы ссылаются на работу одного из них [12]. Между тем, ни слова ни о террейнах, ни о структурно-вещественных комплексах в ней нет. В работе другого из авторов [7] приведённые понятия отождествляются, а неполное их тождество было показано в [1], и коррективы в прежние представления внесены в [8]. Наряду с этим в статье [12] взамен «геодинамических обстановок» вводилось неопределённое понятие о каких-то загадочных «объектах-процессах», которое, разумеется, не нашло отклика в кругах геологической общественности.

Хочу напомнить автору статьи [12] её заключительные фразы: «Геологическое развитие Земли

может быть описано как понятиями учения о геосинклиналях, так и с помощью понятий об объект-процессах путём выделения и корреляции ископаемых объект-процессов. Эти два подхода дополняют и обогащают один другой...» [с. 105]. Так почему же ныне такой гнев вызывает у него попытка Г. М. Власова [2] использовать для описания термины и понятия учения о геосинклиналях? Не может же он принять всерьёз предлагаемого авторами «доказательства» существования террейнов «работой в понятийной базе террейнового анализа» (с.112). Что касается прогнозов авторов о будущем тектоники (в частности, «нелинейной»), то ещё до появления статьи их оценка, как и анализ концепции террейнов, уже были даны В.Е.Хайным [11]. Я с ним полностью солидарен. Повторять его доводов не стану.

И, наконец, вопрос чисто этический. Г. М. Власов - патриарх дальневосточной геологии. С его именем связана практически вся история геологического изучения Дальнего Востока, а авторитет его в широких геологических кругах незыблем. Именно он со своими коллегами заложил основы представлений о геологическом строении Дальнего Востока, которые сегодня развиваются и углубляются (в том числе и авторами рецензируемой статьи). Я сам не разделяю взглядов Г. М. Власова на проблемы и состояние современной тектоники, сам полемизировал с ним как на страницах печати и на учёных советах, так и на заседаниях редколлегии журнала «Тихоокеанская геология». Но наша полемика всегда была корректной и взаимоуважительной. К моему огромному сожалению, этого я не вижу в рецензируемой статье сравнительно молодых авторов. Их развязный тон и ненужные колкости и шпильки в адрес глубокоуважаемого ветерана геологии («декларативный стиль статьи и бессмысленность продолжения дискуссии фиксизма и мобилизма» (? - курсив мой - Ч.Б.), «непонимание и т.п.», «некоторые заблуждения автора в этом вопросе нередко приходится слышать (? - курсив мой - Ч.Б.) в геологической аудитории», «неуместное обвинение» и т.п.) откровенно огорчают. О стиле статьи судить читателю. К слову, Г. М.

Власов [2] критикует не террейны, как пишут авторы в заголовке [9] (критиковать объекты нельзя), а концепцию террейнов. Приняв решение опубликовать статью в такой форме (к тому же в номере, следующим непосредственно за тем, в котором Георгия Михайловича поздравляли со славным юбилеем), огорчили меня и мои друзья и сотрудники - члены редколлегии, с которыми я был связан на протяжении многих лет. Могу только предположить, что Ю. А. Косыгин, проводивший прежние заседания редколлегии, не допустил бы этого.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б. О понятии «террейн» // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 149-153.
2. Власов Г.М. Проблема террейнов и общая оценка крайнего мобилизма // Тихоокеан. геология 1996. № 4. С. 109-116.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992.
4. Красный Л. И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 103 - 120.
5. Парфёнов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
6. Парфёнов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. № 4. С. 3-15.
7. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника КорякскоЧукотского сегмента Тихоокеанского пояса. Автореф. докт. дисс. М: ГИН АН СССР, 1988.
8. Соколов С.Д., Бялбжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38-42.
9. Соколов С.Д., Ханчук А.И. О критике террейнов и «крайнего мобилизма» // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С.111-113.
10. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Ападырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. ? 6. С. 32-42.
11. Хайн В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38-42.
12. Ханчук А.И. Соотношение понятий учения о геосинклиналях и тектоники плит // Геотектоника. 1988. № 3. С. 104-105.

Поступила в редакцию 28 октября 1997 г.

Ю Б И Л Е И

Николаю Алексеевичу Шило - 85 лет



Редакционная коллегия журнала "Тихоокеанская геология" сердечно поздравляет с 85-летием со дня рождения и 60-летием научной, научно-производственной и общественной деятельности главного редактора журнала, Советника Президиума Российской Академии наук, председателя научного комитета "Твердая оболочка земли" Тихоокеанской научной ассоциации, председателя научного совета по проблемам металлогении и рудообразования РАН, члена государственного экспертного совета Министерства экологии Российской Федерации, Героя Социалистического Труда, лауреата Государственной премии академика Николая Алексеевича Шило.

Н.А. Шило – крупнейший российский ученый в области наук о Земле, известный знаток поисковых и геологоразведочных работ, исследователь фундаментальных проблем теоретической геологии земного шара и конкретных задач геологии Востока России, талантливый организатор, опытный педагог и внимательный воспитатель молодых исследователей.

Н.А. Шило продолжает много и плодотворно работать. Из-под его пера выходят все новые статьи и монографии, содержащие свежие оригинальные мысли и концепции. Несомненной заслугой Н.А. Шило является укрепление международного сотрудничества, организация издания журнала "Тихоокеанская геология" за рубежом. Диапазон его интересов по-прежнему широк – от экономических и геологических проблем России до истории и философии древних цивилизаций, сборников авторских стихов.

Коллеги, соратники и друзья желают Николаю Алексеевичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Редколлегия

Правила представления статей

В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

Статьи принимаются на дискетах (лишь небольшой процент - в машинописном виде).

Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая иллюстрации, таблицы и список литературы. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

1. Конструкция статьи (как правило, статья должна содержать следующие элементы):

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Аннотация, кратко излагающая содержание статьи и выводы. Размер аннотации - не менее 200 и не более 400 слов.

г) Аннотация на английском языке.

д) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

е) Описание метода исследования (если он не стандартен), фактический материал. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками (до 3-х уровней).

ж) Результаты исследования и их обсуждение.

з) Заключение.

и) Список цитированной литературы.

к) Таблицы (на отдельных страницах).

л) Подписи к рисункам (на отдельной странице).

Статья сопровождается индексом УДК.

2. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере.

б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала - русскому, затем - латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг - название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. Книжки и статьи располагаются по алфавиту первого автора; в случае нескольких работ одного автора - по алфавиту заглавий. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы пишутся черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные - сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие - красным карандашом.

д) Индексы и степени должны быть написаны ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответственно дугой \cap или \cup . Штрихи, единицы, запятые необходимо четко различать.

е) Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

3. Требования к рисункам.

а) Первый экземпляр рисунков должен быть вычерчен черной тушью. Второй - представляется в виде ксерокопии или фотокопии.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевой бумаге.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показаны географические координаты.

д) Максимальный размер рисунка в журнале 17x23 см, нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение.

е) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

ж) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков должны быть указаны на полях рукописи.

4. Требования к таблицам.

а) Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

б) Места размещения таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

5.Текстовой файл на дискете.

Статья на дискете представляется в стандартном текстовом редакторе.

В сопроводительном письме указывается тип редактора.

Размер шрифта в таблицах не больше 9 pt.

Не применять:

-прописные буквы (Caps Lock) при наборе фамилий авторов, заголовков, подзаголовков;

-жесткие переносы, подчеркивания, разрядку.

Работа редакции будет более четкой и оперативной, если рукописи будут оформлены по правилам.

Просим авторов указывать свои имена и отчества, служебные и домашние адреса, номера телефонов, факсов или

E-mail.

*Редколлегия и редакция журнала "Тихоокеанская геология" благодарит Дальневосточный геологический институт, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, Тихоокеанский океанологический институт, Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН за спонсорскую поддержку журнала в 1997г. и дарят им библиографический указатель статей к журналу "Тихоокеанская геология" (1982-1995гг.).
Надеемся, что в 1998 г. количество спонсоров увеличится.*

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 9.01.98 г.

Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.18. Усл.-изд.л.17,5

Тираж 200 экз. Заказ 13.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)